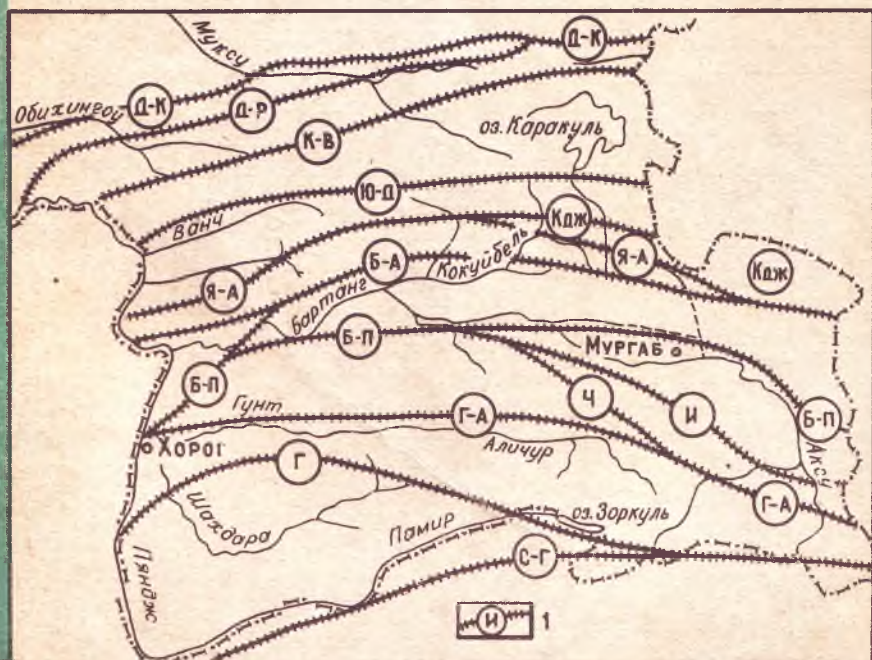


М. М. КУХТИКОВ, Г. П. ВИННИЧЕНКО

КРАЕВЫЕ ДОЛГОЖИВУЩИЕ РАЗЛОМЫ ПАМИРА



АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

М. М. КУХТИКОВ
Г. П. ВИННИЧЕНКО

КРАЕВЫЕ ДОЛГОЖИВУЩИЕ РАЗЛОМЫ ПАМИРА

Ответственный редактор —
А. П. НЕДЗВЕЦКИЙ

Винниченко
§

Издательство "Дониш"
Душанбе — 1977

УДК 551.24(235.211)

На основании новейших данных приводится систематическое геологическое описание важнейших разломов складчатой области Памира; дается характеристика их морфологии, истории развития и характера движений; выясняется природа границ между основными тектоническими подразделениями Памира. Особый интерес представляет проблема соотношения герцинского и альпийского структурных комплексов и генетической природы фундамента соответствующих геосинклиналей.

Книга рассчитана на геологов-исследователей, в том числе специалистов, занимающихся производственно-геологическими изысканиями — геологической съемкой и поисками полезных ископаемых.

К 20802 - 082 12 - 77
М 502 - 77

© Издательство "Дониш", 1977 г.

ВВЕДЕНИЕ

Краевые ("глубинные") долгоживущие разломы представляют особый класс дизъюнктивных дислокаций, широко распространенных в складчатых областях различного возраста.

Со времени установления понятия о глубинных (А. В. Пейве) или краевых (Н. М. Синицын) разломах прошло 30 лет. За это время различными исследователями в разнообразных по особенностям геологического строения регионах описано множество структур этого типа. Выявлены многие важнейшие черты долгоживущих разломов: показана их роль в формировании и развитии геосинклинальных прогибов, в ряде случаев определены спектры движений по таким дизъюнктивам в процессе их развития, установлены некоторые важнейшие особенности металлогении разломов в геосинклинальном процессе и на этапе позднейшей активизации складчатых областей, отмечено влияние разломов на распределение магматических масс и т. п. Систематизация и обобщение с единых теоретических позиций некоторой части этого огромного и разнообразного материала, по крайней мере в морфолого-генетическом отношении, предпринята в двух монографиях А. И. Суворова: "Закономерности строения и формирования глубинных разломов" (1968) и "Глубинные разломы платформ и геосинклиналей" (1973).

Проделана, таким образом, большая и плодотворная работа по изучению нового тектонического феномена; понимание строения, рождения и развития геосинклинальных подвижных поясов стало существенно более совершенным и полным. Однако разработка учения о долгоживущих разломах —

этого многообещающего перспективного аспекта геотектоники еще далека от своего завершения. В частности, отсутствует практически для всех складчатых областей описание систем долгоживущих разломов, выполненное на основе современного фактического материала. Как правило, характеристика конкретных разломов приводится либо в разрозненных статьях, либо дается в схематизированном виде попутно с решением других вопросов. В качестве исключения, по-видимому, можно указать только герцинскую складчатую область Гиссаро-Алая, долгоживущие разломы которой в принципиально различающихся теоретических позиций детально охарактеризованы в монографии М. М. Кухтикова "Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое" (1968) и в коллективной работе под редакцией Д. П. Резвого "Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня" (1973):

Первые описания долгоживущих разломов Памира имеют двадцатилетнюю давность. Более полная картина сети краевых разломов этой складчатой области позднее дана Б. П. Бархатовым в монографии "Тектоника Памира" (1963). Известные ранее и впервые выделенные или предположительно намеченные разломы были в большинстве своем достаточно точно трассированы, определен структурный и историко-тектонический ранг дислокаций: краевые докембрийские разломы первого порядка, краевые среднепалеозойские разломы, краевые верхнепалеозойские разломы второго порядка и т. д.

За время, истекшее с тех пор, по геологическому строению Памира вообще и по разломам в частности накопился новый фактический материал, предложены новые принципиальные концепции его истолкования, широкую известность приобрели представления о преобладании по дизъюнктивным линиям Памира тангенциальных движений: линии большинства краевых разломов стали трактоваться в качестве линий горизонтальных шарьяжей, которые на флангах переходят в сдвиги большой амплитуды. Наиболее полное и систематическое изложение эта точка зрения получила в работах С. В. Руженцева "Тектоническое развитие Восточного Пами-

ра и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры" (1968) и "Особенности структур и механизм образования сорванных покровов" (1971).

С 1967 г. авторы занимаются изучением тектоники Памира, в последние годы — специальным исследованием разломов и их роли в строении и развитии земной коры. На разных этапах исследования по тектонике отдельных районов Памира и определенному кругу вопросов, имеющих отношение к трактовке тектонических проблем, написана серия журнальных статей. В данной работе сделана попытка обобщения имеющихся материалов по краевым долгоживущим разломам: по морфологии дизъюнктивов, истории их развития, характеру движений крыльев. На указанной фактической основе сделаны выводы о строении верхних горизонтов земной коры в пределах геосинклинальных областей, о строении и истории развития геосинклинального структурного комплекса Памиро-Гиндукушского сектора Средиземноморского пояса. Авторы склонны думать, что как при описании конкретных разломов, так и при формировании и изложении выявленных закономерностей и вытекающих следствий им удалось сохранить в ненарушенном виде связь с фактической основой, которую предоставляет в руки исследователя уникальная во многих отношениях "Памирская тектоническая лаборатория".

Описание разломов выполнено в основном Г. П. Винниченко, вводная и заключительная главы написаны М. М. Кухтиковым; графические приложения исполнены Л. Н. Стабеновой, которой авторы выражают свою благодарность.

О ПОНЯТИИ КРАЕВЫЕ ДОЛГОЖИВУЩИЕ РАЗЛОМЫ

В тектонической структуре любой геосинклинальной области дизъюнктивные дислокации всегда широко развиты и им нередко принадлежит ведущая роль в определении морфологического рисунка структурных форм. Многочисленные разрывы различной горизонтальной протяженности изображаются даже на мелкомасштабных геологических картах Тянь-Шаня, Памира, Кавказа, Урала и других складчатых областей.

В отношении времени появления разрывов в дислоцирующейся слоистой толще в качестве элемента ее тектонической структуры долгое время в геологической науке господствовали представления о том, что разрывные нарушения подчинены складчатой дислокации, а в более или менее независимой форме проявляются в основном на завершающем этапе формирования геосинклинального структурного комплекса. Считалось, таким образом, что разрывные дислокации осложняют геометрически строгую и закономерную складчатую структуру.

Ошибочность представлений о постседиментационном возникновении практически всех дизъюнктивных дислокаций, что наблюдаемые в областях развития дислоцированных пород разрывные нарушения в своем происхождении связаны с так называемым процессом орогенеза, в наиболее аргументированном виде была показана А. В. Пейве (1945) в работе "Глубинные разломы в геосинклинальных областях". В результате изучения разрывных дислокаций в складчатых областях Урала и Тянь-Шаня этим исследователем установлено, что среди бесчисленного множества разрывов имеются такие, которые зарождаются на самых ранних стадиях раз-

вития геосинклинальных областей, характеризуются большой длительностью активной жизни и большой глубиной проникновения в земные недра. Эти, несомненно, конседиментационные разломы А. В. Пейве назвал глубинными разломами.

После выхода в свет упомянутой статьи понятие о глубинных разломах очень скоро завоевало широкое признание и прочно вошло в отечественную геологическую литературу. Упрочению позиций новых представлений о разломах способствовали известные работы А. Н. Заварицкого (1946) и Н. С. Шатского (1946).

Как это нередко бывает в науке, появление новой концепции, объективно отражающей и объясняющей ранее неизвестные явления, обычно подготавливается предшествующим развитием научных знаний и состоянием фактического материала. Учение о глубинных долгоживущих разломах в этом отношении не является исключением. Французский исследователь Альп Ш. Лори (Ch. Lory) еще в 1864 г. (более ста лет тому назад!), изучая сложную тектоническую структуру Дофинейских Альп и анализируя взаимоотношения разнофациальных разновозрастных толщ, пришел к выводу, что наблюдающаяся картина распределения гетерогических фаций проще всего может быть объяснена конседиментационными, выражаясь современным геологическим языком, движениями участков по разграничивающим их разломам. Однако, указывает Ж. Гогель (1969), "представления о покровах и их корнях гораздо лучше объяснили характер этих неясных на предыдущем этапе исследований стратиграфических соотношений и позволили понять многие неясности" (стр. 253). Так на долгие годы было предано забвению перспективное и рациональное направление тектонических исследований.

Возрождение забытых представлений намечается примерно через полстолетия. В 1926 г. В. А. Обручев в статье, посвященной критическому обзору новых течений в тектонике, писал, что в Кузнецком бассейне констатированы многочисленные сбросы и значительная часть их произошла еще

до заполнения котловины; "появление разломов приурочено не только к концу прогибания, когда их можно было бы отнести на счет начинающегося орогенезиса, но и к середине его, как показывает Кузнецкая геосинклиналь, а возможно и в самом начале прогиба, как думают Грабау и Шухерт" (Обручев, 1926, стр. 137). Грабау обсуждал этот вопрос еще в 1924 г., анализируя тектонические условия образования сиваликских отложений у подножия Гималаев.

Долгоживущие разломы, разграничивающие блоки с резко различными стратиграфическими разрезами, в 1930 г. описал Б. Кларк в Береговом хребте Калифорнии (Clark, 1930). В несколько более поздней работе (Clark, 1933) он отмечает, что осадконакопление мелового и третичного периодов в Береговом хребте происходило в трогах, ограниченных сбросами.

В эти же годы наличие разрывов, сопутствующих процессу развития колебательных движений, применительно к анализу геологической истории и структуры Кавказа, было показано в работах И. Г. Кузнецова (1933) и В. Н. Робинсона (1935). Последний из названных исследователей указывал, что разломы, ограничивающие на Северо-Западном Кавказе промежуточную зону, расположенную между Главным и Передовым хребтами, зародились с палеозоя, во всяком случае в позднем палеозое и "постепенно нарастая, в настоящее время очень сильно здесь представлены".

Американский геолог Вер Виебе (Ver Wiebe, 1936), реставрируя условия осадконакопления в Аппалачах в эпохи раннего и позднего палеозоя, ограничивает область седиментации, по крайней мере с одной стороны, длительно развивающимся разломом. Этот пограничный разлом отделяет область седиментации от области сноса — "древней аппалачской континентальной массы", выступая, таким образом, не только в качестве тектонического, но одновременно и палеогеографического рубежа.

Дальнейшее свое развитие концепция о долгоживущих разломах находит в труде В. И. Попова (1938), посвященном рассмотрению истории депрессий и поднятий Западного Тянь-

Шаня. Автор выделяет и описывает конкретные примеры так называемых дискорданогенных разломов. Это крупные разломы, сингенетичные с образованием осадков, они разделяют области согласного и несогласного накопления отложений, обычно различающихся в обеих областях по мощности и фациальному составу. Далее указывается: "В связи с развитием подобных сингенетических дискорданогенных разломов, влиявших на первичные условия седиментации, легко объясняется сближение различных фаций в осадках, разграниченных этими разломами. Это позволяет обойтись без предположения о тектоническом сближении фаций, маловероятном при выдержанном крутом падении разграничивающих их разломов" (Попов, 1938, стр. 241).

Наконец, Г. Гюнцлер-Зейферт в 1941 г. описал серию долгоживущих (персистентных) разломов в Гельветском прогибе Швейцарских (Бернских) Альп. На основании различий стратиграфических разрезов в противоположных крыльях им установлено, что движения по таким разломам происходили, по крайней мере, в течение поздней и средней юры (Günzler-Seiffert, 1941).

Таков, по всей вероятности, далеко не полный перечень исследований, предшествующих появлению основополагающей работы А. В. Пейве в 1945 г. Но он вполне достаточен, чтобы показать, что идеи о существовании особого класса дизъюнктивных нарушений в геосинклинальных областях, так сказать, носились в воздухе, все более и более находя подтверждение в накапливавшемся фактическом материале по строению и развитию различных по местоположению и геологическому возрасту складчатых сооружений. Как правильно указывает В. Е. Хаин (1964), только работа А. В. Пейве дала решающий толчок для быстрого развития в нашей стране нового направления в тектонике. А. В. Пейве показал, что в геосинклинальных областях имеются такие тектонические линии дизъюнктивного характера, которые характеризуются длительностью развития, большой глубиной заложения и, будучи выраженными в тектоническом рельефе, контролируют границы между резко различными фациями; для многих разломов этого типа характерно "их положение на границе

двух соседних, различных по развитию, формаций и движений: глубинных структур, или, иными словами, на границе структур, характеризующихся различным геотектоническим режимом во все стадии их развития. Таким образом, глубинные разломы в геосинклинальных областях должны рассматриваться как некоторые пограничные поверхности, разделяющие дифференциальнодвигающиеся участки или сегменты земной коры" (Пейве, 1945, стр. 24-25).

Приведенная характеристика глубинных разломов представляется полной и четкой и, казалось бы, вполне достаточной для однозначной идентификации соответствующих структур при их изучении в конкретных складчатых областях. Поэтому тем более удивительно, что на основе этого определения (точнее — вопреки ему) постепенно развилось очень вольное, нестрогое и, в конце концов, совершенно неопределенное понимание морфологической выраженности дислокаций, именуемых глубинными разломами. По-видимому, некоторая доля ответственности приходится уже на рассматриваемую первую статью А. В. Пейве. В этой работе как при характеристике самого содержания понятия, так и при описании конкретных примеров глубинных разломов чаще всего отмечается, что это тектонические линии или поверхности ("глубинные тектонические линии дизъюнктивного характера", "поверхности движения"). Однако в тексте статьи есть высказывания и другого рода: "Эта зона (разрядка наша. — М. К.) стыка участков с различной амплитудой, скоростью и направлением колебательных движений, т. е. зона типичного глубинного разлома"... (стр. 29). Точно так же при описании Терской-Каратауского разлома в Тянь-Шане в одних местах говорится о линии, в других — о зоне. Наконец, в обсуждаемом сейчас аспекте, бесспорно, интерес представляет то утверждение автора, что разломы, развивающиеся синхронно с осадконакоплением, часто скрываются под осадками и не выходят на поверхность; что они бывают либо заняты телами интрузивных пород, либо прикрыты плащами эффузий; наконец, зоны глубинных разломов могут быть замаскированы сдвинутыми складчатыми покровами верхнего структурного этажа.

Создается, таким образом, впечатление, что в самой первой, основополагающей работе была допущена очевидная нестрогость относительно понимания характера морфологического выражения глубинных разломов в структуре складчатых областей. К сожалению, в позднейших работах как самого А. В. Пейве, так и его последователей в обсуждаемом вопросе морфологический аспект глубинных разломов не получил строгого решения. А. В. Пейве в работе 1956 г. (1956а) разъясняет: "Глубинные разломы проявляются в широких и узких, протяженных и коротких зонах расщепления и динамометаморфизма, в полосах усиления трещиноватости, в резко ограниченных угловатых формах поверхностных структур, в крупных "рубцовых" и шовных складках, в усилении и усложнении складчатости в пределах узких полос, в резком изменении простираний и стыке зон с различным простиранием слоев, в стратиграфическом стыке различных по составу и мощностям, но одновозрастных толщ горных пород и в ряде других признаков" (стр. 91). И далее: "...особое значение имеют большие и малые пояса и цепочки основных и ультраосновных интрузий, лентовидные тела гранитных внедрений, нередко вытянутые на огромном протяжении, полосы и линии расположения древних и молодых вулканов, полосы и зоны метасоматического окварцевания, пояса сгущения кварцевых и других жил, а также даек изверженных пород и т. д." (там же). На стр. 92 той же работы указывается, что узкие зоны глубинных разломов имеют ширину "иногда в несколько десятков километров" и это, очевидно, позволяет предполагать, что в большинстве других случаев зоны глубинных разломов имеют большую ширину, какую именно — в работе не поясняется.

Совершенно ясно, что цитированная характеристика глубинных разломов — нового понятия, вводимого в науку, страдает неопределенностью и расплывчатостью. На основе такого расширительного толкования содержания термина к категории глубинных разломов может быть отнесена любая полоса складчатой области сколько-нибудь более сложного

строения, чем ограничивающее ее пространство. Не может быть сомнения и в том, что подобная всеобъемлемость термина и его нестрогость предоставляют простор для субъективных и произвольных толкований реально наблюдаемых структурных соотношений частей геосинклинальной области. Становится понятным и другое, что именно к этому времени относится появление тех критических заявлений (отметим, кстати, — совершенно справедливых) в отношении глубинных разломов, согласно которым эти структуры "нельзя проверить; в них можно только верить" (Вольфсон, 1953, стр. 49).

Дальнейшая эволюция понятия "глубинные разломы", по всей вероятности, должна быть поставлена в связь с получившими в 50-60-е годы широкое распространение в тектонике взглядами о приоритете горизонтальных движений в создании структуры не только складчатых областей, но и земной коры в целом.

Если на первом этапе развития концепции о глубинных разломах признавалось, что преобладающими движениями по ним являются вертикальные подвижки, а сами дизъюнктивы чаще всего выступают в качестве сбросов или взбросов, то примерно к 1960 г. уже вполне четко оформилось представление о ведущей роли горизонтальных смещений. Автор понятия "глубинные разломы" в одной из своих работ (Пейве, 1960, стр. 68) писал: "Многие, а в геосинклинальных областях все глубинные разломы являются в своей основе сдвигами". В другом месте он же отмечает: "Было доказано, что помимо глубинных сбросов в земной коре имеются глубинные сдвиги и глубинные надвиги, которые взаимосвязаны и находятся между собой в динамическом единстве". "Сейчас глубинными разломами следует называть морфологически выраженные, длительно развивающиеся вертикальные, наклонные или горизонтальные глубинные поверхности тектонического перемещения горных масс" (Пейве, 1967, стр. 8).

Особый интерес вызывают разъяснения, сопровождающие цитированное определение. "При современном понимании глубинных разломов, естественно, требуется более

основательное, чем это делалось до сих пор, изучение морфологии разломов, а также изучение фациально-палеогеографических и стратиграфических соотношений геологических образований, развитых в разных крыльях разломов. Необходимо каждый раз выяснять, чем вызваны те или иные различия разрезов в крыльях разломов и не связаны ли они с горизонтальными перемещениями по разломам. Следует иметь в виду, что при отсутствии доказанных переходных фаций и разрезов в той или иной зоне разломов нельзя говорить о длительно развивающемся вертикальном разломе" (там же; стр. 8-9). По поводу сказанного представляется уместным следующее пояснение: наличие требуемых этими логическими построениями переходных типов стратиграфических разрезов между сильно различающимися разрезами противоположных крыльев долгоживущего краевого разлома принципиально невозможно в общем случае в силу генетической природы подобных разломов — переходные разрезы в системе "долгоживущий разлом и его крылья" заменены дизъюнктивом, им нет здесь места, между противоположно движущимися крыльями разлома имеется только поверхность разрыва.

Другое дело так называемые "переходные фации". Если долгоживущий разлом разделяет смежные области сноса и аккумуляции, то в составе осадков во многих случаях удастся фиксировать присутствие образований, генетически связанных с наличием более или менее высокого пограничного уступа в рельефе — грубых несортированных конгломератов, брекчий, олистолитов и олистостромов.

Тем не менее, признавая выводы А. В. Пейве справедливыми в других аспектах, необходимо в то же время отметить, что они знаменуют отход от позиции, изложенной в основополагающей статье 1945 г., они фактически означают возврат к ортодоксальному классическому пониманию генезиса дизъюнктивных дислокаций. Достоин внимания также то обстоятельство, что в новом уточненном определении глубинных разломов по-прежнему неразъясненным остается морфологический характер разлома, той "глубинной поверх-

ности", по которой происходит перемещение "горных масс", а проще и точнее сказать — одного крыла разлома относительно другого. Если обратиться в этой связи к позднейшим публикациям сторонников изложенного понимания глубинных разломов, в которых их взгляды выражаются при характеристике конкретных регионов и структур, то на деле всегда оказывается, что зоны глубинных разломов имеют в ширину десятки, обычно первые, километров. В отдельных случаях речь, по-видимому, идет о еще более широких зонах, квалифицируемых как глубинные разломы. Например, И. И. Белостоцкий и Г. В. Колбанцев (1969), характеризуя офиолитовые пояса Динарид, считают: "Каждый из этих поясов возник на месте интенсивного раздробления земной коры, т. е. соответствует зоне одного из крупнейших глубинных разломов, по которым закладывались в мезозое эвгеосинклинали альпийского возраста" (стр. 36). Известны описания зон глубинных разломов шириною до 100 км и более.

Аргументация, привлекаемая для доказательства сдвиговых перемещений по разломам, в той части, когда дело касается установления сдвигов по смещению соответственных частей разорванных геологических тел, по существу, означает отказ от понимания глубинных разломов как особой в генетическом отношении категории дизъюнктивных дислокаций. Действительно, доказательства сдвиговых перемещений на этой основе сводятся к доказательству идентичности разрезов тех или иных стратиграфических подразделений, фациальных зон и т. п. образований в противоположных крыльях анализируемого разлома. Но требуемая этой методологией идентичность возможна только в случае отрицания конседиментационного развития разлома, признания его невыраженности в тектоническом рельефе геосинклинальной области, т. е. в фактическом забвении тех краевугольных черт, на основе которых формулировалось первоначальное определение понятия о глубинных разломах. Таким образом, доказывая сдвиг, мы отрицаем глубинную природу разлома, отрицаем длительность его развития и определенное контролирование разломом процесса осадконакопления.

Создается впечатление, что в современном понимании категории глубинных разломов главным определяющим признаком служит глубина проникновения разлома в недра земной коры. Возможно, подобную эволюцию первоначального содержания понятия можно бы было считать оправданной, если бы глубина проникновения дизъюнктива в земную кору поддавалась достаточно строгой оценке и контролю геологическими данными. В практике же геологических исследований подобные оценки производятся в подавляющем большинстве случаев на основе теоретических соображений и косвенных данных. Чаше других для этих целей привлекаются данные по магматическим породам, проникающим по разлому в верхние горизонты слоистой колонны геосинклинальных пород, и большая горизонтальная протяженность линии разрыва. По этой последней причине глубинными считаются все достаточно протяженные разломы океанского ложа, хотя сколько-нибудь совершенная документация историко-тектонических различий противоположных крыльев в таких разломах в действительности еще отсутствует. Глубина проникновения подобного весьма протяженного разрыва в земную кору оценивается чисто умозрительно на основе той логической посылки, что длинный разлом не может не быть глубоким. Однако мы должны признать, что функциональная количественная связь между горизонтальной протяженностью разрыва и глубиной его проникновения в недра Земли нам неизвестна. Только чисто условно и предположительно можно оценивать глубину определенной долей от длины дислокации, чаще всего при этом избирается половина горизонтальной протяженности (например, Михайлов, 1964, стр. 110).

Следует остановиться еще на одной характерной особенности глубинных разломов, как она изложена в основополагающей работе. А. В. Пейве (1945, стр. 43) уже при введении понятия о глубинных разломах указывал, что "осадконакопление, мелкая поверхностная складчатость, разнообразные дизъюнктивные дислокации (надвиги, сбросы, шарьяжи), проявляющиеся часто только в верхнем струк-

турном этаже, сильно скрывают и "маскируют"... глубинную структуру в ее чистом виде.

Приходится считаться с тем, что разломы, развивающиеся синхронно с осадконакоплением, часто скрываются под этими осадками и не выходят на поверхность. Далее, зоны глубинных разломов бывают либо заняты телами интрузивных пород, либо прикрыты плащами эффузий, маскируются они также под сдвинутыми складчатыми покровами верхнего структурного этажа.

Во многих случаях, поэтому, о глубинных разломах приходится судить после тщательного анализа морфологии и развития структуры геосинклинальной области в целом".

О маскировке многих глубинных разломов в результате проявления различных геологических процессов говорится в ряде более поздних работ. Например, в одной из работ В. Е. Хаина, появившейся через 15 лет после введения понятия о глубинных разломах, говорится: "... в молодых подвижных поясах с мощным развитием неметаморфизованных осадочных образований разломы фундамента в большей или меньшей степени замаскированы сложно-складчатым строением осадочного покрова и часто преобразованы близ поверхности в надвиги. Однако и здесь эти разломы как бы просвечивают сквозь запутанную структуру осадочного чехла, и геологи уже научились распознавать их по различным признакам — не только прямым, но и косвенным" (Хайн, 1960, стр. 97). В монографии по общей геотектонике, изданной в 1973 г., В. Е. Хайн отмечает: "Лишь в отдельных случаях можно отождествить глубинный разлом с наблюдаемой в поле конкретной линией надвига, взброса, сброса или сдвига. В еще более редких случаях удается непосредственно "видеть" глубинный разлом со всеми его характерными свойствами. Обычно такие разломы устанавливаются, прослеживаются на местности и изучаются в развитии по целому комплексу признаков — структурных, геофизических, геоморфологических, седиментационных, магматических и пр." (стр. 312). Приведенная цитата позволяет, кажется, вполне уместным считать и сегодня критический

упрек, высказанный двадцать лет назад Ф. И. Вольфсоном. Действительно, в глубинный разлом, не отмеченный наблюдающимся разрывом в структурном геосинклинальном комплексе, а будто бы фиксированный в нем, скажем, резким увеличением интенсивности складчатости или внезапным изменением ее простирания, в такой разлом можно только верить.

Приходится, однако, высказать сомнение в справедливости всех этих рассуждений, так как они находятся в достаточно очевидном несоответствии с сущностью и духом содержания понятия о долгоживущих глубинных разломах как структурах длительного развития, первичных по отношению к явлениям складкообразования, структурах, играющих ведущую роль в развитии и строении геосинклинальных структурных комплексов.

Особого внимания заслуживает упоминание В. Е. Хайным в комплексе признаков, по которым устанавливаются глубинные разломы, геофизических и геоморфологических критериев. Принять это утверждение можно только с весьма существенными оговорками. Создается впечатление, что, если так можно выразиться в данном случае, разрешающая способность указанных методов исследования сильно преувеличена. В самом деле, в классе дизъюнктивных дислокаций глубинные разломы представляют особую категорию, генетическая специфика которой имеет в основном историко-тектонический характер и состоит прежде всего в том, что это разломы конседиментационные и доскладчатые. Совершенно ясно, что специфика такого рода в сколько-нибудь полном объеме не может быть обоснована ни геофизическими, ни геоморфологическими исследованиями, эти методы могут выступать в качестве вспомогательных при установлении дизъюнктивных дислокаций вообще (как таковых). Особенности историко-геологического развития противоположных крыльев разлома могут быть расшифрованы традиционными методами стратиграфических и тектонических исследований. Поэтому методически совершенно необоснованными представляются встречающиеся в геологической литературе утверждения, что, например, ■

категории глубинных относятся разломы, определяющие положение прямолинейных отрезков крупных речных долин (например, нижнее течение Амударьи) или положение полосы, в которой происходит резкий изгиб направления серии речных долин как крупных, так и мелких. Геоморфологические эффекты подобного рода сами по себе могут указывать в лучшем случае на наличие дизъюнктивной дислокации, но не более того.

Изложенное выше позволяет видеть, что определение понятия "глубинный разлом" с момента его возникновения не отличалось необходимой строгостью и определенностью содержания. Таким оно и осталось до настоящего времени, несмотря на предпринимавшиеся попытки его уточнения и совершенствования (Пейве, 1967; Суворов, 1969 и др.).

Следует напомнить, что сторонники подобного, так сказать, ортодоксального понимания глубинных разломов предложили несколько новых терминов, являющихся синонимами термина глубинный разлом: "структурный шов", "глубинный шов", "зона глубинного разлома" и т. п.

Все это привело к тому, что в настоящее время глубинными разломами называют и дизъюнктивные линии типа Талас-Ферганского разлома, и зоны шириною в десятки километров повышенной степени дислокации или развития магматических образований в складчатых областях, и целые складчатые пояса шириною в сотни километров, как это считает В. В. Федьинский (1964) в отношении Урала или В. А. Кузнецов (1952) в отношении Кузнецкого прогиба (Кузнецкий прогиб, по В. А. Кузнецову, расположен в зоне Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. Это можно понять и так, что поперечник зоны разлома даже превосходит ширину прогиба).

Таким образом, создалось положение, когда выражение "глубинный разлом" не может быть однозначно понято без соответствующих дополнительных пояснений. Новое и, безусловно, прогрессивное понятие оказалось в значительной мере дискредитированным.

Пространственная локализация, как отмечалось в перво-

начальном определении и в существенной мере было утрачено в его позднейшем уточненном варианте "многих глубинных разломов", определяется их положением на границе двух соседних структур (тоже глубинных), характеризующихся различным геотектоническим режимом. Н. М. Синицын (1960), придавая этому диагностическому признаку глубинных разломов первостепенное значение, еще в 1947 г. предложил разломы подобной природы называть "краевыми"; при этом было обращено внимание на некоторую неопределенность названия "глубинный". В самом деле, эпитет "глубинный" проистекает из предполагаемой большой глубины проникновения разлома в земную кору и даже в мантию, в то время как "краевой" фиксирует наше внимание на важнейшей наблюдаемой особенности таких разломов, разделяющих геосинклинальный структурный комплекс на специфические в геологическом отношении части, являющиеся его крыльями.

В дальнейшем изложении мы отдаем предпочтение термину "краевой разлом", полагая, во-первых, что эпитет "краевой" хорошо отражает положение разлома в геосинклинальном пространстве и его отношение к основным тектоническим элементам складчатой области — тектоническим зонам; во-вторых, те разломы, которые описываются ниже, являются совершенно ясно выраженными дизъюнктивными поверхностями, легко картируемыми и отмечаемыми на геологических картах разного масштаба в виде линий, а не зон большей или меньшей ширины; в-третьих, название "глубинный разлом" не передает должным образом характер выражения этих структур в складчатых комплексах, т. е. оно этимологически малоудовлетворительно. Большинство разломов этого рода проявляется на поверхности и, следовательно, по одному этому обстоятельству уже не может относиться к "глубинным", т. е. находящимся в глубине, проявляющимся там же. Это не глубинные, а глубокие (глубокопроникающие) разломы, если мы признаем, что большая глубина проникновения их в земные недра доказана.

Существует широко распространенное предубеждение, что крупные дизъюнктивные нарушения (а глубинные или краевые разломы принадлежат именно к этому рангу) практически всегда сопровождаются более или менее мощными (в случае глубинных разломов, как мы видели, обычно до нескольких десятков километров шириной) зонами дробления и брекчирования пород, кливажа, метасоматических проявлений и т. п. Зоны таких разломов выделяются и в складчатых областях Средней Азии (Пейве, 1956а; Резвой, 1958, 1962 и др.; Марушкин, 1965; Архипов, Никонов, 1974).

Между тем если обратиться к анализу геологической действительности, более или менее объективно отраженной на существующих геологических и тектонических картах, то мы не найдем там ни на картах, ни на местности каких-либо особых зон или полос сгущения разрывных дислокаций или иных проявлений, отвечающих подобным пониманиям о глубинных разломах. Морфологическое строение так называемых зон глубинных разломов ничем не отличается принципиально от зон тех же параметров, которые разделяются и ограничиваются подобными разломами. Конечно, линейный геосинклиальный пояс в глобальном масштабе, по-видимому, можно квалифицировать в качестве своеобразной глубинной разломной структуры. Разломы этого ранга будут отделять одну платформу от другой, если ограничиться примером Урала. Но совершенно очевидно, что указанное понимание глубинных разломов не дает основы для анализа внутреннего строения и истории развития поясов.

Разломы, которые описываются в предлагаемой вниманию читателя работе, являются обычными дизъюнктивными поверхностями, находящими отражение в виде линий на всех современных геологических картах. Это не зоны трещиноватости или кливажа шириной в десятки километров, не зоны сгущения разрывов или повышенной напряженности складчатых деформаций, не зоны высокого метаморфизма или интенсивного проявления процессов метасоматоза, хотя все эти явления как порознь, так и вместе взятые мо-

гут сопровождать разлом на более или менее значительных отрезках его протяжения в полосе шириною в десятки и сотни метров. Употребление для их квалификации термина "глубинный разлом", весьма неопределенного и нестрогого содержания, не может быть принято.

В заключение краткого очерка истории развития представлений о длительно развивающихся разломах хотелось бы подчеркнуть два следующих обстоятельства.

Учение о глубинных, точнее краевых долгоживущих разломах в его современном виде, является, несомненно, продуктом развития отечественной теоретической геологии.

Конседиментационные разломы-линии выявляются в процессе независимых целенаправленных исследований стратиграфических разрезов и в зарубежных складчатых областях. Хорошим примером работ подобного рода может служить монография К. Шиндлера (1959), посвященная анализу геологического строения Гларнских Альп. По границам прогибов и соседствующих с ними относительных поднятий в этом районе в течение мезозоя (особенно отчетливо в юре и мелу) активно развивались и проявляли себя в контролировании процесса окадконакопления разрывы типа сбросов; к линиям этих дизъюнктивов приурочивались геоморфологически выраженные уступы, нередко сопровождающиеся в разрезах полосами крупнообломочных оползнево-обвальных брекчий, резкой сменой фаций и мощностей отложений (разломы Долен, Гохтор, Рэсегг и др.). Судя по всему, это типичные краевые разломы, вполне подобные тем, что в значительном числе описаны в качестве основных элементов структуры складчатых областей Гиссаро-Алая и Памира (Синицын, 1960; Кухтиков, 1956).

В работах Г. Гюнцлер-Зейфerta (1941, 1952) и К. Шиндлера (1959) разломы этой категории называются персистентными (*persistente Brüche*), что, по-видимому, вернее всего переводится на русский язык как "долгоживущие разломы".

С учетом всего изложенного может быть предложено следующее определение краевого разлома. Краевыми называются

такие разломы, которые: 1) разграничивают зоны геосинклинальной области или в общем виде участки земной коры с различным геотектоническим режимом, выражающимся в различиях стратиграфических разрезов (мощности, полнота разреза, фации) и магматизма, в различиях морфологии и возраста структур; 2) отличаются большой длительностью активного существования, измеряемой несколькими периодами и даже эрами. В сущности, краевые разломы — это долгоживущие разломы. На местности они выражаются в виде четких, легко наблюдаемых и картируемых дизъюнктивных поверхностей.

Отмечаемая в прежних определениях (глубинных разломов тоже) большая горизонтальная протяженность таких разломов не может служить диагностическим признаком, так как она является чисто морфологическим, а не генетическим качеством структуры.

Независимо от того, как они назывались исследователями, — глубинные, краевые или персистентные, — долгоживущие разломы до сих пор в подавляющем большинстве случаев описывались как специфические структуры геосинклинальных (складчатых) областей. Несомненно, однако, что дизъюнктивы интересующей нас категории широко распространены в складчатых областях негеосинклинального развития, и, по-видимому, встречаются на платформах, в том числе и на кратонах, определяя некоторые особенности строения платформенного осадочного чехла в латеральном направлении.

Дарваз-Каракульский краевой разлом (Кухтиков, 1956; Бельский, 1971) принадлежит к числу наиболее представительных и ярко выраженных дислокаций этого рода. В альпийской структуре он ограничивает, с одной стороны, зону мощного мезо-кайнозойского осадконакопления Таджикской депрессии и хребтов Петра 1 и Заалайского — здесь преобладают красноцветные, континентальные и прибрежно-морские осадки; с другой стороны — устойчивое в мезо-кайнозое поднятие Внутреннего Дарваза и Северного Памира, сложенных в основном палеозойскими геосинклинальными

толщами и магматическими породами. Как видим, в альпийском тектоническом этапе развития Памиро-Алайского региона ни одно из крыльев разлома не характеризуется режимом геосинклинального развития, тем не менее Дарваз-Каракульский разлом в течение всего мезозоя и кайнозоя жил активной тектонической жизнью.

Вахшский разлом, краевая природа которого представляется бесспорной (Кухтиков, 1955), на всем своем протяжении, от Таджикской депрессии на западе и до государственной границы на востоке, разграничивает два типа разрезов мезо-кайнозоя: ни тот, ни другой из них не отвечает геосинклинальному режиму развития.

Наконец, Иляк-Кафирниганский разлом (Кухтиков, 1972), проходя в центральной части Таджикской депрессии и вдоль ее северной окраины, несет в своих противоположных крыльях существенно различающиеся стратиграфические разрезы неогена, палеогена и мела. Различия представляются достаточными для того, чтобы квалифицировать дизъюнктив в качестве краевого долгоживущего разлома, по крайней мере на указанном отрезке геологического времени. В то же время негеосинклинальный характер развития Таджикской депрессии сегодня может считаться хорошо обоснованным (Захаров, 1958 и др.) и общеизвестным.

Глубинные разломы в пределах платформ описываются во многих работах, обобщение имеющихся данных содержится в монографии А. И. Суворова "Глубинные разломы платформ и геосинклиналей" (1973). С удивлением приходится, однако, констатировать, что к числу разломов этой группы наряду с прочими отнесены и дизъюнктивы фундамента платформ, в том числе и совершенно не отраженные в структуре платформенного чехла. В работе А. И. Суворова они рассматриваются под рубрикой "Разломы доплатформенной стадии". Подобные разломы, может быть, действительно можно называть глубинными в смысле "скрытыми, находящимися на глубине", но для того чтобы их отнести к особому генетическому классу дизъюнктивных структур в соответствии с определением понятия о глубинных разло-

мах, нужны доказательства прежде всего длительности их активной жизни. Однако даже если такие доказательства и имеются, то подобные разломы все равно являются элементами структуры тех геосинклинальных комплексов, в результате развития которых был в конечном итоге создан фундамент нынешней платформы. К платформе как таковой и истории ее развития эти разломы, в сущности, не имеют отношения. Платформенными долгоживущими разломами могут называться только те, которые сопровождают ее развитие, платформенный режим, являются элементом ее структуры, а движения по ним — элементом ее жизни.

"Разломы платформенной стадии" (Суворов, 1973; стр. 31), по-видимому, в большинстве своем затрагивают осадочный платформенный чехол, но данные о их конседиментационном развитии ("персистентности") имеются далеко не во всех случаях. Некоторые разломы на площади Московской синеклизы, несомненно, контролировали процесс отложения осадков рифея и венда. В восточной части Русской платформы, в бассейне Камы известны разломы, активно проявляющиеся в период девонского осадконакопления. М. Ф. Мирчинк и О. М. Мкртчян (1965) описали в башкирской части Русской платформы грабены, выполненные средне- и верхнедевонскими отложениями. Мощность осадков внутри грабена в 2-3 раза больше, чем тех же слоев за пределами такой структуры. В условиях платформы указанные соотношения вполне однозначно свидетельствуют о конседиментационном характере разломов, ограничивающих грабен.

На Туранской плите разломы краевого типа отчетливо проявлены в распределении мощностей и фаций пермо-триасовых и юрских отложений.

Обращает на себя внимание то, что как на площади кратонов, так и на более молодых плитах долгоживущие разломы не пересекают всей мощности осадочного чехла, а затухают вверх по разрезу: на Русской платформе — в каменноугольных и пермских отложениях, на Туранской и Западно-Сибирской плитах — в меловых и палеогеновых.

В складчатых областях Памира, Южного Тянь-Шаня, как, впрочем, и некоторых других, наряду с продольными многими исследователями выделяются поперечные по отношению к тектонической зональности и другим важнейшим структурным элементам глубинные (значит, долгоживущие) разломы. В структурном плане складчатых областей таким разломам обычно отводится важная роль, что, конечно, следует признать оправданным, если разломы действительно являются глубинными. Например, Д. П. Резвой (1962, 1965) на этой основе поднимает вопрос об "анти-тяньшаньском" структурном направлении в тектонике Средней Азии. Другими исследователями поперечным разломам приписывается значение важных рудоносных структур и т. д. Большое внимание поперечным разломам Памира уделяет Л. Н. Афиногенова при исследовании вопросов металлогении этой геосинклинальной области (Афиногенова, 1973; Баратов, Афиногенова, Сальникова, 1974).

В данной работе разломы этого рода не рассматриваются. Как выясняется в результате ознакомления с геологическим строением полос вдоль трасс целого ряда таких структур, они не представляются реально наблюдающимися дисъюнктивными элементами тектонического плана геосинклинального комплекса того или иного возраста, не находят непосредственного отражения на геологических картах. В действительности они не что иное, как результат реконструкций и вероятностного истолкования некоторой совокупности геологических явлений, всего лишь могущих сопутствовать глубинным разломам. Весьма распространенными доказательствами поперечных разломов, например, считаются линейное расположение некоторой серии интрузивов или поперечное положение более или менее узкой "полосы" выходов фундамента геосинклинального комплекса и т. п.

В других случаях (Южный Тянь-Шань может служить типичным примером таких соотношений) описываемые их авторами поперечные разломы совершенно очевидно имеют по отношению к данному геосинклинальному структурному комплексу наложенный характер, являются образованиями постгеосинклинальными и, следовательно, к анализу строе-

ния и развития геосинклинальных областей не имеют прямого отношения. Д. П. Резвой (1965) указывает, что "анти-тяньшаньское" структурное направление "является одним из ярких выражений того процесса тектонической активизации, которым охвачен Азиатский материк на поздних этапах своего развития" (стр. 119).

При формулировании своего отношения к поперечным глубинным разломам приходится учитывать также и следующее соображение. Западно-Тяньшаньский поперечный глубинный разлом, отделяющий эпипалеозойскую платформу Средней Азии от орогенной области Тянь-Шаня, идея о существовании которого в 1962 г. независимо друг от друга выдвинута О. М. Борисовым и Д. П. Резвым, не нарушает структурно-фациальную зональность Южного Тянь-Шаня. О. М. Борисов, давая определение поперечных разломов, отмечает, что они разделяют пересекаемые ими структурно-фациальные зоны на блоки (части), тектонический режим которых одинаков. Выделяемые Л. Н. Афиногеновой на Памире "глубинные сквозные разломы, поперечные по отношению к тектонической зональности" не нарушают ее строгой и закономерной картины. Геолого-тектоническая характеристика тектонических (у Л. Н. Афиногеновой — структурно-формационных) зон, пересекаемых Пянджским, Центральнопамирским и другими поперечными к ним разломами, в противоположных крыльях (разломах) во всех принципиально важных чертах остается до деталей одинаковой.

Строго говоря, разломы, не отраженные в соответствующих изменениях группы геологических явлений, по особенностям которых производится тектоническое районирование, вообще не могут квалифицироваться в качестве долгоживущих разломов, глубинных или краевых — безразлично. Разломы, не отвечающие этому критерию, не отвечают духу и сущности определения понятия о глубинных или краевых разломах. Подобные дислокации, даже если они и есть в действительности, не составляют предмета нашего рассмотрения.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВАЖНЕЙШИХ КРАЕВЫХ РАЗЛОМОВ ПАМИРА

В настоящее время в тектонической структуре геосинклинального комплекса Памира устанавливается целая серия четко выраженных дизъюнктивных нарушений, которые по особенностям своего происхождения и истории развития должны быть отнесены к классу долгоживущих краевых разломов. Первое описание структур этого рода на Памире было осуществлено М. М. Кухтиковым в 1954 г. (Кухтиков, 1956). Несколько позднее на основе уже более обильных и разнообразных данных, появившихся к тому времени в связи с новым этапом в изучении геологического строения Памира, Б. П. Бархатов (1963) дал более полную картину сети краевых разломов этой складчатой области. Некоторые отдельные крупные дизъюнктивы Памира были описаны в последнее десятилетие.

По совокупности имеющихся сейчас данных представляется возможным выделить следующие долгоживущие краевые разломы (с юга на север): Гармчашминский, Гунт-Аличурский, Бартанг-Пшартский, Бартанг-Акбайтальский, Язгулемский, Кызылджиикский, Южно-Дарвазский, Кеврон-Висхарвский, Дробак-Рабатский и Дарваз-Каракульский; на Юго-Восточном Памире — Истыкский и Чакобайский. С юга структуры памирского региона ограничены Северо-Гиндукушским разломом; трасса его пролегает по левобережью Верхнего Пянджа; западнее Ишкашимской впадины он уходит в центральные районы Афганистана, следуя вдоль северного склона Гиндукуша.

Гармчашминский разлом выделяется и описывается впервые (рис. 1, Г). Однако предположение о существовании разлома этого класса, разделяющего

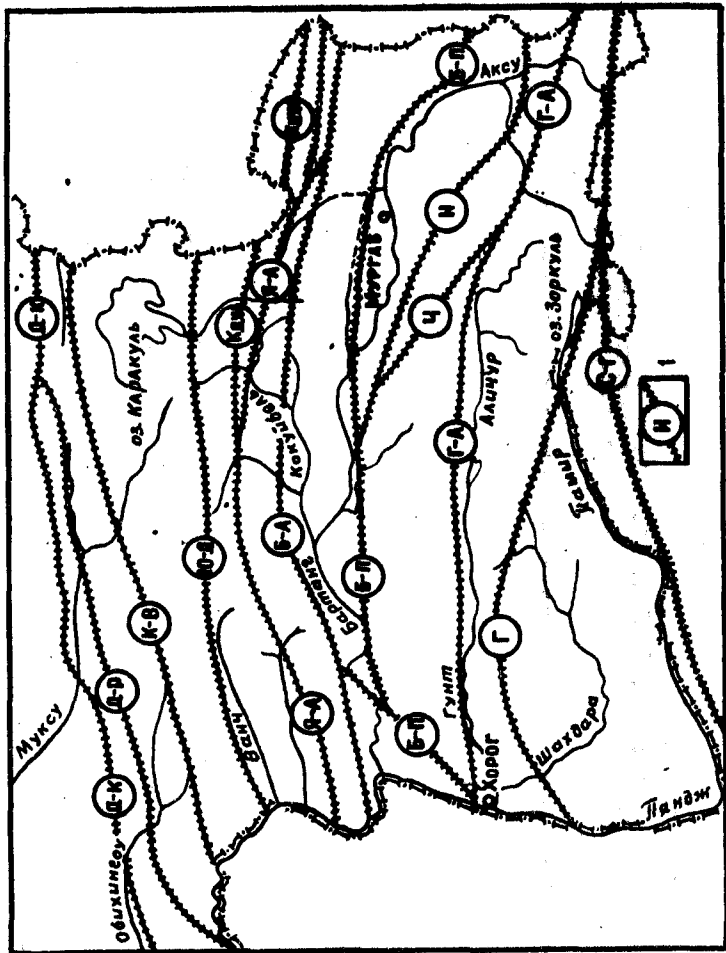
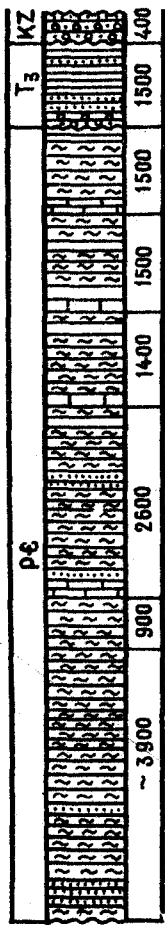
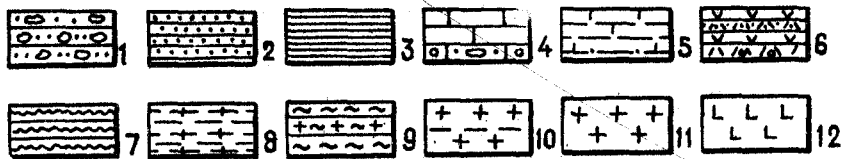


Рис. 1. Схема расположения краевых долгоживущих разломов Памира.

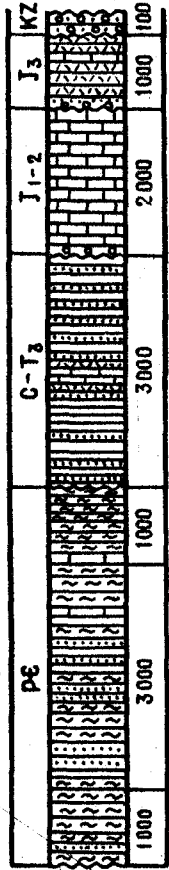
Юго-Западный Памир на две геологически различающиеся части, было высказано Б. П. Бархатовым еще в 1963 г. Линия разлома прослежена от Кухилала в долине р. Пяндж к низовьям р. Гармчашма и далее к устьевой части р. Тусен в бассейне р. Шахдара. Восточнее она пролегает близ водораздела Шугнанского хребта преимущественно по северному склону и через сел. Джиланды и пер. Харгуш выходит на южный склон Южно-Аличурского хребта. Отсюда разлом протягивается в Ваханский хребет в район южного побережья оз. Зоркуль. Восточнее озера он приключается к Северо-Гиндукушскому разлому, ограничивающему региональный структурный комплекс Памира с юга. Трасса Гармчашминского разлома сопровождается серией горячих источников.

Труднодоступность районов, по которым проходит разлом, широкое развитие четвертичных отложений и снежного покрова не позволяют охарактеризовать его морфологические особенности на всем протяжении. В участках, доступных для наблюдения, он выражен обычно единым крупным дизъюнктивом, изредка системой нескольких сближенных разрывов, сопровождающихся интенсивным, но всегда узко-локальным дроблением пород.

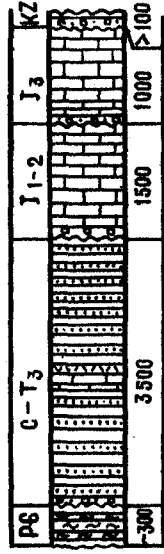
Разделяемые Гармчашминским разломом участки Юго-Западного Памира резко отличаются различным геологическим строением (рис. 2). К югу от разлома метаморфические породы представлены главным образом гнейсами и мигматитами с отдельными горизонтами мраморов, кварцитов и реже кристаллических сланцев. По мнению большинства исследователей, они относятся к нижнему архею. В разрезе метаморфической серии южного крыла выделяется 6 свит, или толщ (снизу вверх): горанская, хорогская, шугнанская, даршайская, врангская, друмдаринская. Породы, относимые к хорогской свите, по своему составу и мощностям резко отличаются от метаморфических образований в ее стратотипе, расположенном к северу от линии Гармчашминского разлома. В связи с этим указанные породы в пределах южного крыла разлома следует обособить в свиту под другим названием. Мы предлагаем назвать ее икашимской. Общая мощность докембрия порядка 8000-9000 м. Среди кристал-



ГАРМЧАШИНСКИЙ РАЗЛОМ



ГУНТ - АЛАНЧУРСКИЙ РАЗЛОМ



БАРТАНГ - ПШАРТСКИЙ РАЗЛОМ

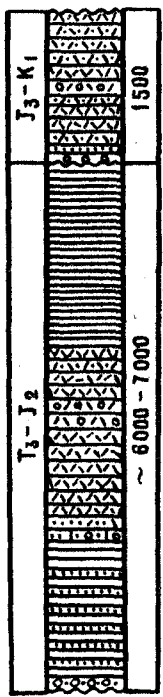


Рис. 2. Стратиграфические разрезы крыльев краевых до-
гоживущих разломов: Гармчашминского, Гунт-Аличурского,
Бартанг-Пшартского, Бартанг-Акбайтальского. Условные
обозначения к рис. 2-28:

1 - конгломераты, брекчии; **2** - песчаники, кварциты;
3 - глинистые сланцы, алевролиты; **4** - известняки, до-
ломиты, мраморы, конгломератовидные известняки;
5 - массивные рифогенные известняки; **6** - вулканиты
среднего и кислого составов; **7** - гнейсы; **8** - плейча-
тые гнейсы; **9** - кристаллические сланцы, гнейсы, миг-
матиты; **10** - гнейсо-граниты; **11** - граниты; **12** - ди-
ориты и диабазовые порфириды.

лических пород отмечаются многочисленные, но обычно небольшие по размерам, чаще всего согласные тела гнейсогранитов и амфиболитов.

Существует мнение, что породы горанской свиты резко отличаются от других свит своим составом, степенью метаморфизма и особенностями складчатых дислокаций. Считается, что горанская свита характеризуется наибольшей дислоцированностью по сравнению с другими толщами. Ей будто бы свойственны сложные, преимущественно субмеридиональные структуры, в то время как более молодые свиты смяты в простые и пологие складки: чаще всего широтного простирания.

В плане выход горанской свиты слегка вытянут в меридиональном направлении вдоль долины р. Пяндж. С востока он окаймляется породами ишкашимской и других вышележащих свит. В кровле горанской свиты уже в первые годы детального геологического изучения Юго-Западного Памира была выявлена зона милонитов и blastsмилонитов, достигающая мощности иногда 400 м. А. Г. Давыдченко (1964) и вслед за ним Б. Я. Хорева (1969) и другие рассматривают эту зону как глубинную форму проявления разломов в пластической среде кристаллического фундамента складчатой области. Намечаемый ими по указанной зоне милонитов и blastsмилонитов Даршайский поперечный глубинный разлом отделяет древнейшую горанскую свиту, возведенную в ранг самостоятельной серии (предположительно раннеархейского возраста), от более молодой позднеархейской шахдаринской серии, включающей вышележащие 5 свит (хорогскую, точнее ишкашимскую, шугнанскую, даршайскую, врангскую и друмдаринскую).

Большинство исследователей, отмечая наличие зоны милонитов и blastsмилонитов между горанской и хорогской (в нашем понимании — ишкашимской) свитами, считают, что пластование кристаллической серии Юго-Западного Памира повсеместно согласное. Наблюдения в правобережье р. Пяндж к северу от сел. Ишкашим до района города Хорога, а также в бассейнах рек Шахдара и правых притоков р. Пяндж

показывают, что структурно-морфологические проявления Даршайского разлома по контакту кровли горанской свиты зафиксировать нигде не удается. Повсеместно, на всем протяжении горанская свита имеет согласные, тектонически не нарушенные стратиграфические контакты с ишкашимской свитой. План дислокаций как горанской, так и покрывающих ее толщ одинаковый. Все свиты кристаллической серии к югу от линии Гармчашминского разлома дислоцированы конформно при согласном залегании различных частей стратиграфического разреза кристаллической серии.

На участке между селениями Ишкашим и Андероб р. Пяндж вскрывает в горанской свите ряд пологих брахискладчатых антиклинальных структур широтного простирания. В плане они имеют эллипсоидную форму. По отношению друг к другу антиклинали расположены кулисообразно. Между ними наблюдаются узкие, но также пологие и простые синклинали. Отчетливо видно общее погружение структур к востоку. В правобережье р. Пяндж, иногда на значительном протяжении, породы горанской свиты наклонены на юго-восток-восток или же восток-северо-восток. Наличие таких падений в совокупности с общей вытянутостью выхода горанской свиты с юга на север, видимо, и явилось одним из аргументов в появлении представлений о специфике структурного плана и господстве субмеридиональных простираний главнейших структурных элементов.

При детальном изучении структур правобережья р. Пяндж выяснилось, что меридиональные простирания развиты повсеместно. Они оказались приуроченными к областям периклинальных замыканий антиклинальных структур, которые сами по себе ориентированы широтно. При погружении каждая антиклиналь в горанской свите отчетливо проявляется в покрывающих толщах, сохраняя при этом одинаковые углы наклонов пород на глыбах ($15-20^\circ$). Антиклиналь севернее сел. Ишкашим фиксируется как в горанской, так и в более молодых - хорогской (ишкашимской), шугнанской и даршайской свитах по долинам правых притоков р. Пяндж Намангут, Романит, Даршай и т. д. Облик антиклинали остается без из-

менений. Четко видны в покрывающих горанскую свиту толщах антиклинали в более северных районах — в долине р. Абхарв, в верховьях р. Гармчашма и т. д. Говорить о различной степени дислоцированности горанской свиты, с одной стороны, и последующих более молодых, с другой, в данном случае не приходится.

Вытянутость выхода горанской свиты в меридиональном направлении обусловлена характером соотношения элементов ее залегания с эрозивной долиной р. Пяндж. Являясь наиболее древней частью в разрезе кристаллической серии при пологом залегании пород, горанская свита занимает, естественно, наиболее низкое гипсометрическое положение в местах наибольшего эрозивного вреза вдоль долины р. Пяндж, имеющей здесь меридиональную ориентировку. При удалении от долины р. Пяндж глубина вреза речных долин уменьшается и породы горанской свиты скрываются под более молодыми толщами. Останцы свит, покрывающих горанскую свиту, отмечаются и по долине р. Пяндж, в ее правобережье, но эти останцы сохранились лишь в горных узлах на больших высотах с относительным превышением над руслом порядка 2000—2500 м. В правобережье р. Пяндж при впадении в нее р. Абхарв, примерно на 2000 м выше русла, гнейсы, мигматиты, кварциты и мраморы горанской свиты согласно перекрываются породами хорогской (ишкашимской) свиты, имеющей почти горизонтальное залегание. Серия таких же выходов свиты наблюдается несколько севернее в приводораздельной части меридионального хребта, разделяющего долины рек Пяндж и Гармчашма. Все они сохранились, как правило, на больших высотах в замковых частях пологих антиклиналей широтного простирания.

Одной из причин появления представлений о резком различии степени дислоцированности горанской и более молодых свит явилась недооценка роли гравитационных процессов в моделировании современного облика структур в высокогорных областях, к каковым относится территория Юго-Западного Памира.

В условиях резко расчлененного рельефа в районе рассматриваемого участка долины р. Пяндж пологое залегание

горанской свиты в большой степени осложнено современными гравитационными процессами. Оползни и обвалы, запрокидывание мощных пачек пластов вниз по склону, определяющее и сопровождающее их дробление пород, создают при ошибочной диагностике указанных явлений ложное впечатление сложной тектонической дислокации горанской свиты. При удалении от долины р. Пяндж на восток ближе к водораздельной части Ишкашимского хребта, сложенного уже более молодыми толщами кристаллической серии, крутизна склонов и глубина вреза уменьшаются. Влияние гравитационных процессов в преобразовании внешнего облика тектонических структур резко снижается. В этой части наблюдаются спокойные пологие залегания метаморфических пород.

Охарактеризованные выше кристаллические породы архея южного крыла Гармчашминского разлома, по мнению большинства геологов, практически лишены покрывающих их осадочных отложений. Исключение составляют сохранившиеся в виде небольших выходов несогласно лежащие на них мало-мощные третичные конгломераты (правобережье р. Баджандара, Койтезек, долина р. Памир). Исследованиями последних лет, здесь, кроме того, установлено наличие более древних, чем третичные отложения, темных глинистых сланцев, песчаников и алевролитов (Хорева, Блюман, 1974).

Наши наблюдения показали, что архейские метаморфиты южного крыла разлома в долине р. Пяндж у сел. Намангут стратиграфически перекрываются мощной толщей верхнего триаса. Базальные слои верхнетриасовых отложений представлены горизонтом (7-10 м) грубообломочных конгломератов и брекчий, состоящих из хорошо окатанных валунов и остроугольных глыб гнейсо-гранитов, гнейсов, кварцитов и диабазовых порфиритов. Размер обломков достигает 40-50 см. Цемент карбонатно-песчанистый с большим количеством слюд. Местами он резко преобладает над обломочным материалом, и тогда порода приобретает вид слюдястых песчаников или мучнистых известняков. Сравнение состава метаморфических пород, подстилающих базальный горизонт, и пород в обломках конгломератов указывает на их тождествен-

ность. Следует отметить сильную выветренность подстилающих толщу триаса кристаллических образований в полосе, прилегающей к поверхности контакта. Описанные конгломераты падают на юго-запад $240-260^{\circ}$ под углами порядка $40-45^{\circ}$.

Стратиграфически выше залегает толща темных и серых глинистых сланцев и песчаников с познетриасовыми растительными остатками. В нижней части этой толщи несколько выше базального горизонта среди сланцев были встречены отдельные глыбы и полуокатанные валуны мусковитовых гнейсо-гранитов и пластообразные тела светлых грубообломочных брекчий, имеющих преимущественно гнейсо-гранитовый состав обломков. Условия залегания глыб и брекчий свидетельствуют об их осадочном происхождении. Сланцы и песчаники на контакте с крупными гнейсо-гранитовыми глыбами и брекчиями не несут каких-либо следов контактовых интрузивных воздействий. Обломки в брекчиях бывают слабо окатанными. Изредка встречаются мелкие хорошо окатанные гальки кварца. Признаки тектонических нарушений на контакте брекчий и глыб со сланцами отсутствуют. Линии контактов, как правило, неровные и извилистые в плане. Вмещающие сланцы обволакивают все неровности глыб. В ряде мест отмечаются постепенные переходы от гнейсо-гранитовых брекчий через грубозернистую дресву-гравелит к темным песчаникам и сланцам. Мощность горизонта брекчий изменчивая — от нескольких метров до первых десятков метров. Поперечник глыб достигает первых десятков метров.

В верховьях сая Млонглисс (правый приток р. Намангунтипоен) в разрезе толщи сланцев отмечается крупное согласное пластообразное тело пород, внешне напоминающих интрузив диабазовых порфиритов. При более тщательном изучении эти породы оказались мелкозернистыми песчаниками с отдельными хорошо окатанными гальками размером до 20-30 см. Песчаники нацело сложены продуктами разрушения диабазовых порфиритов и биотит-роговообманковых гнейсов докембрия, подстилающих толщу верхнего триаса. Они состоят из остроугольных зерен полевых шпатов, роговой об-

манки и биотита. Иногда встречаются единичные обломки кварца. Полевые шпаты обычно сильно выветрелые, биотит ожелезнен. В некоторых местах виден глинисто-серицитовый материал. Гальки представлены светлыми полосчатыми гнейсами, диабазовыми порфиритами и молочно-белым кварцем. В отличие от вмещающей песчанистой массы порода в гальках плотная, свежая, без заметного ожелезнения. Диабазовые порфириты в них крупнозернистые с хорошо ограниченными кристаллами роговой обманки, гнейсовидной текстуры, слабо порфириовидные. По составу и облику они идентичны диабазовым порфиритам, локализованным в метаморфических породах докембрия. Общая мощность сланцевой толщи верхнего триаса в правобережье р. Пяндж у сел. Намангут достигает 1000 м. Более высокие горизонты толщи триаса обнажаются на левом борту Пянджа, где они слагаются, при взгляде с правого берега, главным образом темными сланцами, падающими на юг-юго-запад.

Стратиграфический разрез южного крыла Гармчашминского разлома венчают третичные отложения, несогласно лежащие на более древних свитах. Повсеместно они сложены красноцветными грубообломочными конгломератами, песчаниками и глинами общей мощностью в несколько десятков метров.

К северу от линии Гармчашминского разлома стратиграфический разрез существенно отличается от вышеописанного. Толща метаморфических отложений относится к верхнему архео-протерозою. В восточной части северного крыла разлома в долине р. Аличур и в районе пер. Койтезек протерозойские породы принято обособлять в самостоятельную аличурскую серию, подразделяя ее на 3 свиты: лянгарскую, марджанайскую и рамаифскую. В среднем течении р. Гунт чаще всего выделяют друмдаринскую свиту, а в устьевой части и в низовьях р. Шахдара нередко обособляются и более древние свиты, стратотипы которых находятся в южном крыле разлома. Совокупность имеющихся данных дает все основания утверждать, что толщи, обнажающиеся в указанном районе, по своему составу и мощностям резко отличаются от таковых в стратотипических разрезах. Преобладающим

развитием пользуются темные и серые биотит- и флогопит-содержащие гнейсы и кристаллические сланцы. Реже отмечаются кварциты и слюдястые кварцитовидные мелкозернистые гнейсы с горизонтами серых мраморов.

Большую роль в сложении северного крыла Гармчашминского разлома играют гранитоидные породы, образующие крупные, чаще согласные пластообразные тела с обширными мигматитовыми полями. В целом разрез кристаллической серии к северу от линии разлома можно разделить на 3 мощные толщи. Древнейшие породы, обнажающиеся в правобережье р. Гунт, в районе города Хорога представлены в основном темными и серыми слюдястыми гнейсами и мигматитами с редкими горизонтами мраморов. Видимая мощность толщи не менее 1000 м. В среднем течении р. Гунт вышеописанная толща, которую можно называть хорогской, перекрывается следующей мощной толщей, обычно выделяемой в аличурскую серию. Породы этой второй толщи отличаются несколько меньшей и, по мнению ряда авторов, неравномерной степенью метаморфизма. В ее составе наряду с кварцитами, кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами нередко указываются песчаники и зеленые сланцы. По нашим наблюдениям, породы с низкой степенью метаморфизма являются продуктами древних процессов выветривания, сопровождающих формирование поверхностей выравнивания, с которыми они пространственно связаны.

Общая мощность аличурской серии оценивается в пределах 2000-3000 м. Верхи разреза кристаллической серии северного крыла разлома слагают темноцветные породы, сохранившиеся в кровле Шугнанского интрузива в водораздельной части Шугнанского хребта и в восточном окончании Южно-Аличурского хребта. По месту наиболее полного разреза в долине р. Ривак данную толщу рекомендуется называть ривакской. В ее составе преобладают темно-серые до черных слоистые слюдястые кварциты, мелкозернистые гнейсы и мигматиты, биотитовые и флогопитовые сланцы. Мощность ривакской толщи не более 1000 м.

Охарактеризованные толщи метаморфических пород в долине р. Гунт имеют общее юго-юго-восточное падение пла-

тов, образуя гигантскую моноклиналиную структуру. Широко развитые в этой части гранитоиды локализуются в основном ниже подошвы, ривакской толщи, образуя пластообразные тела, падающие в соответствии с общим наклоном вмещающих толщ на юг-юго-восток. В Южно-Аличурском хребте моноклиналиное залегание кристаллических пород осложнено крупной пологой антиклинальной складкой. Гранитоиды в данном районе проникают в более высокие части разреза кристаллической серии вплоть до кровли ривакской толщи. Крупнейший Памирский интрузив имеет куполообразную слегка вытянутую в широтном направлении форму.

До недавнего времени большинство геологов считали, что кристаллические породы докембрия в районах к северу от линии Гармчашминского разлома лишены покрывающих их более молодых осадочных накоплений. Отмеченные в ряде мест отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя обычно рассматривались как сохранившиеся останцы покровных (шарьяжных) структур. Сейчас доказано, что осадочные образования палеозойско-мезозойского и третичного возраста к северу от Гармчашминского разлома имеют гораздо большее распространение, чем принято было до сих пор считать. С подстилающими их кристаллическими породами они находятся в стратиграфических взаимоотношениях (Кухтиков, Винниченко, 1973; Винниченко, 1973б). Наибольшее развитие палеозойско-мезозойские и частично третичные отложения получили по северо-восточной и восточной окраине северного крыла разлома в области максимального погружения метаморфического основания.

К западу от оз. Яшилкуль породы кристаллического основания с угловым несогласием перекрываются мощной толщей терригенно-эффузивно-карбонатного состава. В основании толщи залегает горизонт базальных конгломератов и брекчий, в составе обломков которых имеются гнейсы, мраморы, кварциты, аналогичные по виду и составу подстилающим протерозойским образованиям. Устанавливаются гальки гнейсо-гранитов, сходных с породами Памирского интрузива.

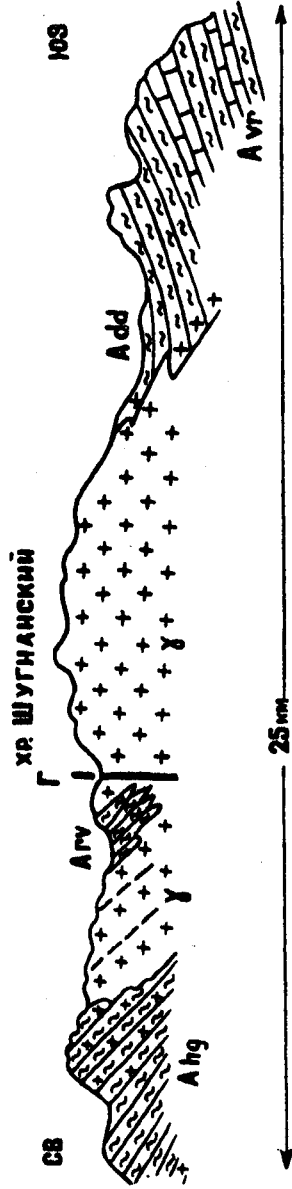


Рис. 3. Геологический разрез Шугнанского хребта по долине р. Багъвдара (басейн р. Шахдара). Г - Гармчашминский разлом.

Стратиграфически выше залегают песчано-сланцевые отложения, согласно сменяющиеся в верхней части разреза вулканогенно-обломочными и карбонатно-кремнистыми и затем вновь песчано-сланцевыми породами. В составе описанной толщи доказываются отложения карбона, перми и триаса.

В долине р. Гунт в западной части на кристаллических породах и прорывающих их гранитоидах залегают песчано-сланцевые накопления, которые принято обособлять в немацдаринскую свиту условно девон-каменноугольного возраста. Полученные нами данные позволяют думать, что немацдаринскую свиту следует сопоставлять с нижней частью палеозойского разреза восточной части северного крыла разлома. В этом случае представляется более вероятным, что возраст свиты не древнее карбона. Максимальная мощность каменноугольно-триасовых отложений составляет не менее 3000 м.

Описанный комплекс пород с угловым несогласием перекрывается толщей нижней-средней юры. В основании юрского разреза залегают грубообломочные конгломераты и песчаники с прослоями туфогенных и эффузивных пород мощностью до 400 м. Выше следуют карбонатные накопления (более 1000 м). Фаунистически обосновано наличие нижне-среднеюрских (до батских включительно) отложений. Общая мощность толщи нижней-средней юры достигает 2000 м.

Отложения нижней-средней юры с угловым несогласием перекрываются верхнеюрской толщей, имеющей максимальную мощность и наибольшее распространение в восточном окончании Ваханского хребта. Они слагаются в указанном районе вулканогенно-обломочными породами преимущественно андезитового, дацитового и липаритового составов с прослоями песчаников, агломератов и известняков с позднеюрскими органическими остатками. К западу площадь развития верхней юры сокращается, а мощность ее уменьшается до 400-500 м.

Верхнюю часть стратиграфического разреза северного крыла Гармчашминского разлома слагают третичные отложе-

ния. Как и к югу от разлома, они залегают на подстилающих породах с угловым несогласием. Третичная толща представлена красноцветными грубообломочными конгломератами, брекчиями и песчаниками, состоящими из обломков подстилающих метаморфических и гранитоидных пород. В отличие от южного крыла разлома третичные отложения здесь имеют более широкое распространение, а мощность их нередко достигает нескольких сотен метров.

Изложенные выше материалы показывают, что описанный разлом принадлежит к числу важнейших тектонических элементов Юго-Западного Памира. Он разделяет участки с резко различным геологическим строением. Различия устанавливаются как в кристаллическом основании, так и в осадочном комплексе крыльев разлома. Крутое падение поверхности его сместителя (рис. 3) в совокупности с имеющимися данными об особенностях состава и мощностей отложений палеозоя и особенно мезозоя и кайнозоя исключают возможность сближения вышеуказанных геологически различно устроенных частей Юго-Западного Памира в результате крупных горизонтальных перемещений. Заложенный еще в докембрии Гармчашминский разлом контролировал осадконакопление в течение палеозоя, мезозоя и в третичное время, ограничивая с юга прогиб на месте северного крыла. Судя по фашиально-литологическим особенностям осадков, граница области осадконакопления в прогибе практически совпадала с линией краевого разлома. Движения по разлому отмечаются и в новейший этап. Представляется вполне вероятной связь некоторых землетрясений с этим долгоживущим разломом.

Г у н т - А л и ч у р с к и й р а з л о м. Проблема характера северной границы докембрийских метаморфических отложений Юго-Западного Памира уже давно привлекает к себе внимание. На разных этапах изученности района предлагались разные варианты ее решения. Вопрос о тектоническом ограничении метаморфического комплекса, по-видимому, впервые был поставлен С. И. Клуниковым (1934), обосновавшим наличие Южно-Памирского надвига. По этому

дизъюнктиву толща метаморфических пород Юго-Западного Памира надвинута в северном направлении на значительно менее метаморфизованные отложения южной окраины Центрального Памира. Впрочем, в 1943 г. автор отказался от этой точки зрения (Клунников, 1943).

Позднее М. М. Кухтиков (1958) на основе анализа типов разрезов мезо-кайнозойских отложений в противоположных крыльях дизъюнктива переклассифицировал нарушение, отнеся его к разряду краевых долгоживущих разломов. За разломом было сохранено название Южно-Памирского.

На очередном этапе обобщения материала Б. П. Бархатов (1963) охарактеризовал тот же разлом как зону спайки докембрийской кристаллической серии Юго-Западного Памира с палеозойскими и мезозойскими толщами Центрального Памира, зону, выполненную в основном серией гранитоидных интрузий. Трасса разлома намечена предположительно, и хотя по своей роли в региональной структуре разлом полностью отвечает ранее описанному Южно-Памирскому, ему было присвоено название Гунт-Аличурского. Многие последующие исследователи геологии Памира и Афганского Бадахшана используют в своих работах именно это наименование структуры, поэтому мы также считаем целесообразным присоединиться к наметившейся тенденции, имея все же в виду, что сложившаяся ситуация находится в противоречии с правилом приоритета. Однако хотя Гунт-Аличурский разлом и получил к настоящему времени достаточно широкое признание в качестве пограничного рубежа метаморфической докембрийской толщи Юго-Западного Памира, сколько-нибудь обстоятельная геологическая характеристика его до недавних пор отсутствовала (Кухтиков, Винниченко, 19756). Нижеприводимое описание разлома дается в соответствии с указанной статьей авторов.

Гунт-Аличурский разлом (рис. 1) прослеживается в виде отчетливо выраженной линии с запада на восток от сел. Тым в долине р. Пяндж к пер. Бидурд в юго-западных отрогах Рушанского хребта. Затем линия разлома, постепенно опускаясь вниз по южному склону Рушанского хребта, вы-

ходит к руслу р. Гунт у сел. Дебаста. Отсюда она через устьевую часть р. Ружак, район селений Штам, Звор и Вир, нижнее течение р. Патхур протягивается в область северного побережья оз. Яшилькуль. Восточнее Гунт-Аличурский разлом на значительном протяжении совпадает с линией разлома, описанного Б. П. Бархатовым (1963) как Аличурский разлом. Трасса его проходит вдоль средней части правого борта долины р. Аличур, через устьевую часть рек Кобриген и Бозтере, по правобережью нижнего течения р. Гурумды к долине р. Истык, севернее сел. Джартыгумбез. Далее через среднее течение р. Бешбулак и севернее сел. Кызылпрабат он уходит в правобережье р. Аксу. В верховьях р. Беик (правый приток р. Аксу) Гунт-Аличурский разлом пересекает Сарыкольский хребет и выходит в бассейн р. Ташкурган в юго-западных отрогах Куньлуня. В целом линия Гунт-Аличурского разлома образует полого выпуклую к северу дугу, сочленяющуюся своими концами на западе с Бартанг-Пшартским разломом, на востоке — с Северо-Гиндукушским. Наметившаяся в последнее время тенденция полного отрицания Гунт-Аличурского разлома как реальной дислокации (Чернер, Буданов, 1974) представляется ошибочным результатом недостаточно детальных и не вполне последовательных наблюдений.

На значительном протяжении дизъюнктивная поверхность Гунт-Аличурского разлома сопровождается интенсивным дроблением пород, окварцеванием и минерализацией. По северному побережью оз. Яшилькуль разлом выражен серией сближенных мелких разрывных дислокаций, зонами повышенной трещиноватости и ожелезнения мощностью до первых десятков метров. На участке долины р. Аличур, отличающейся посредственной обнаженностью, Гунт-Аличурский разлом подтверждается геофизическими исследованиями.

Остановимся на краткой геологической характеристике крыльев разлома. Южное крыло охарактеризовано выше при описании Гармчашминского разлома (рис. 2).

В северном крыле Гунт-Аличурского разлома кристаллические породы докембрийского основания выступают на

дневную поверхность в виде сравнительно узкой полосы только вдоль линии нарушения и быстро уходят под покров палеозойских и мезозойских отложений. В сложении этой толщи ведущая роль принадлежит плочатым и мелкоочковым гнейсам, кварцитам и кристаллическим сланцам. По возрасту ее принято относить к протерозою. Видимая мощность порядка нескольких сотен метров.

Разрез покрывающего осадочного комплекса в различных частях северного крыла разлома неодинаков. В западной части стратиграфическую колонку комплекса начинает базардаринская серия мощностью 2000 м. Она сложена перемежающимися между собой песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, в подчиненном количестве встречаются линзы и прослои карбонатных пород. По органическим остаткам, известным из отложений базардаринской толщи, в ее составе доказано наличие каменноугольных и нижнепермских осадков.

Выше в согласном пластовании залегает карбонатно-кремнистая толща мощностью несколько сотен метров, охватывающая, по существующим представлениям, возрастной интервал от верхней перми до карнийского яруса верхнего триаса. Ее покрывает песчано-сланцево-алевролитовая толща (1500 м), отвечающая по возрасту верхам карнийского, норийскому и рэтскому ярусам. На верхнетриасовых отложениях с резким угловым несогласием залегает свита нижней-средней юры. В основании разреза она содержит красноцветные конгломераты и песчаники с примесью вулканогенного материала, мощность ее несколько десятков метров. Вышележащая часть (до 1500 м мощностью) имеет преимущественно известняково-мергелистый состав.

Верхняя юра, залегающая на подстилающих отложениях несогласно, представлена светлыми и серыми, чаще массивными и массивно-слоистыми известняками (около 1000 м). Более молодые образования в западном секторе северного крыла Гунт-Аличурского разлома практически отсутствуют.

В северном крыле восточного фланга Гунт-Аличурского разлома породы древнего основания не обнажены. Разрез

начинают нижнепермские глинистые сланцы с прослоями известняков и мергелей видимой мощностью 500-600 м. Далее идут карбонатно-кремнистые породы верхней перми и рифогенные известняки триаса мощностью более 1000 м. Верхняя часть триасовых известняков у линии Гунт-Аличурского разлома замещается терригенно-карбонатными накоплениями. В этой части района триасовые отложения, видимо, постепенно сменяются нижнеюрскими. Описанные отложения с угловым несогласием перекрываются верхнеюрской карбонатно-терригенной толщей (1000-1200 м).^x Венчают разрез третичные грубообломочные конгломераты и песчаники, обычно характеризующиеся прислоненным залеганием. Мощность их подвержена сильным колебаниям, наибольшие ее значения достигают первых сотен метров.

Изложенные материалы свидетельствуют о значительных различиях геологического строения крыльев Гунт-Аличурского разлома. Различия фиксируются в строении как кристаллического основания, так и осадочного комплекса палеозоя и мезозоя. Переходные типы разрезов не наблюдаются. В то же время возможность тектонического сближения крыльев по линии пологого надвига исключается.

Разлом, разграничивающий охарактеризованные типы разрезов, отличается большой крутизной наклонов сместителя на всем протяжении дизъюнктива. На правобережье Пянджа в районе селения Тым падение плоскости сместителя характеризуется практически строго вертикальным падением - отклонение от вертикали не превышает 10° , поднятым является юго-восточное крыло разлома (рис. 4). Указанное соотношение крыльев сохраняется до сел. Дебаста в долине Гунта, а затем происходит смена знака движений крыльев:

^x В ряде районов на отложениях пермо-триаса с угловым несогласием залегает среднеюрская (батская) толща, перекрываемая в свою очередь несогласно верхней юрой.

поднятым оказывается уже северо-западное крыло (докембрий этого крыла приведен в контакт с немацдаринской свитой противоположного). Этот вариант соотношения наблюдается на протяжении нескольких десятков километров. От-

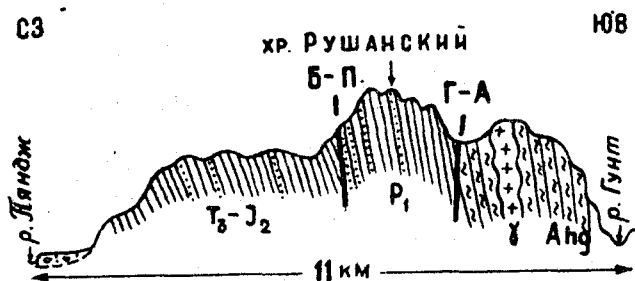


Рис. 4. Геологический разрез Рушанского хребта по правому склону долины р. Пяндж. Г-А- Гунт-Аличурский разлом; Б-П - Бартанг-Пшартский разлом.

личные разрезы зоны разлома имеются на участке у кишла. Немацдара, при устье р. Штам (рис. 5), на правобережье долины р. Патхур. В этих разрезах видны не только взаимоотношения разновозрастных толщ противоположных крыльев дизъюнктива, но и практически отвесное падение поверхности нарушения.

На описываемом отрезке Гунт-Аличурский разлом большей частью следует в непосредственной близости от дна долины Гунта, и потому падение сместителя наблюдается не всегда. Но там, где линия разлома несколько отходит от тальвега Гунта и пересекает при этом глубокие боковые долины типа р. Патхур, достоверно устанавливается вертикальное падение разлома или крутой ($75-85^\circ$) его наклон на север-северо-запад (под поднятое крыло). На участке западнее озера Яшилькуль снова происходит смена знака: в районе Яшилькуль поднято южное крыло разлома, здесь до-

кембрий типа Юго-Западного Памира контактирует с верхнепалеозойскими и мезозойскими осадками северного крыла.

Восточный фланг Гунт-Аличурского разлома, от устьевой части р. Кобриген и далее на восток, характеризуется преимущественно юго-западным ($80-85^\circ$) падением поверхности перемещения, на многих отрезках разлом вертикальный (рис. 6). На участке в районе Кызылрабата происхо-

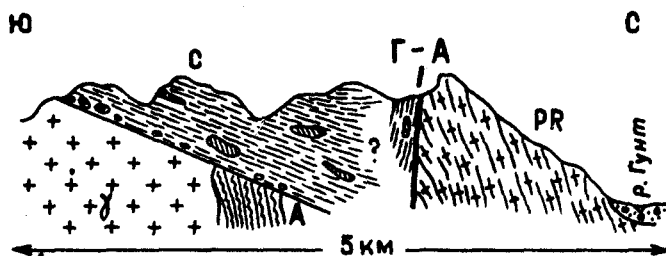


Рис. 5. Геологический разрез долины р. Гунт на меридиане устья р. Штам. Г-А - Гунт-Аличурский разлом.

дит очередная смена знака движений в крыльях: здесь и восточнее поднятым оказывается северное крыло дизъюнктива (рис. 7).

Неоднократная смена характера взаимоотношений крыльев разлома вдоль его простирания, когда взброшенным является то одно, то другое крыло, несомненно, означает наличие определенной длины отрезков дизъюнктива, на протяжении которых плоскость нарушения должна быть строго вертикальной. Отсутствие по разлому структурных признаков сколько-нибудь значительных горизонтальных движений и надвиговых перекрытий подтверждается не только прямыми наблюдениями в обнажениях при исключительных условиях обнаженности и уникальной глубине вреза, но и тем фактом, что в надвигающемся крыле отсутствуют поперечные по отношению к линии разлома дизъюнктивы сдвигового характера - фланговые границы надвинутого блока. Понятно,

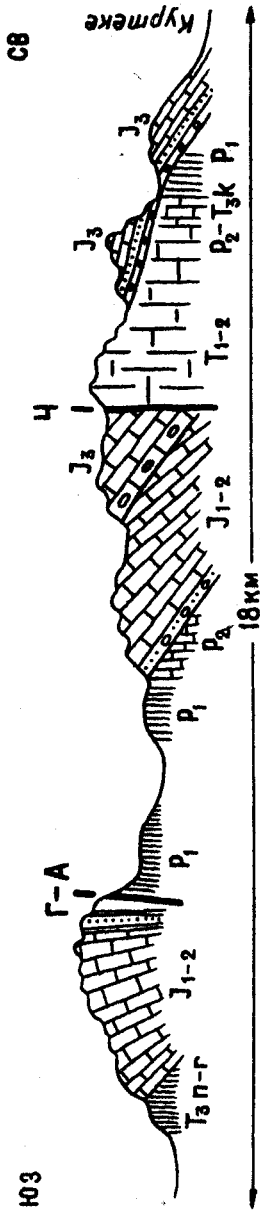


Рис. 6. Геологический разрез правобережья р. Гурумды. Г-А - Гунтурский разлом; Ч - Чакобайский разлом.

что без нарушения сплошности слоев только за счет пластической деформации надвигание не может иметь сколько-нибудь значительной амплитуды.

Предположение о том, что на участках обратного падения поверхности сместителя мы имеем дело с явлением подвига того же надвинутого крыла, не подтверждается никакими материалами наблюдений. Совершенно отсутствуют и какие-либо фактические данные, на основании которых можно было бы ставить вопрос о вспарывании аллохтона по границе между надвинутой и пододвинутой его частями, о структуре "раскрывающихся ножниц".

Структурно-морфологические трудности, возникающие при конструировании шарьяжных перекрытий одного крыла разлома другим, приобретают дополнительную сложность, а возможно и неразрешимый характер в тех случаях, когда по одному и тому же разлому на разных вертикальных уровнях поднятое и опущенное крыло меняются, так сказать, местами. На восточном фланге описываемого разлома мы как раз и сталкиваемся с такой картиной (рис. 7). В геологическом разрезе через долину Аксу ясно видно, что на стратиграфическом уровне верхнего триаса поднятым является южное крыло разлома, а на уровне третичных красных цветов — противоположное, северное.

Большая крутизна падения плоскости Гунт-Аличурского разлома лишней раз подчеркивается его прямолинейностью в плане, сохраняющейся даже в условиях глубоко расчлененного рельефа Западного Памира.

Следовательно, мнение о квалификации характеризуемого разрыва в качестве надвига большой горизонтальной амплитуды, по которому будто бы кристаллическая серия надвинута в северном направлении на палеозойские и мезозойские толщи Рушанского хребта, должно быть оценено как маловероятное, не находящее подтверждения в материалах полевых наблюдений. Крутое падение Гунт-Аличурского разлома в совокупности с рассмотренными данными о его морфологии и об особенностях стратиграфического разреза крыльев не вызывают сомнений в преобладании вертикальных движений по нему.

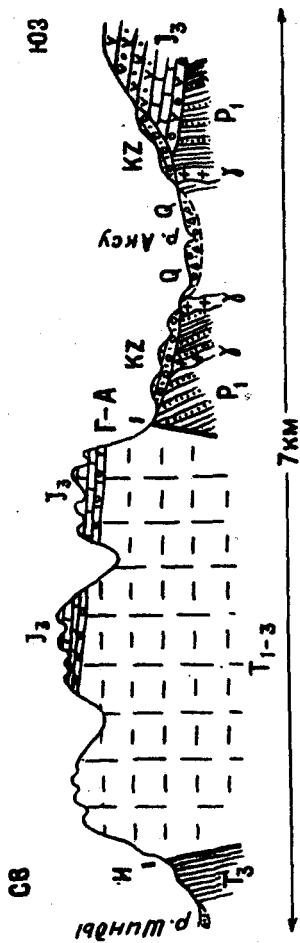


Рис. 7. Геологический разрез долины р. Аксу. Г-А - Гунт-Аличурский разлом; И - Истыкский разлом.

Заложенный, вероятно, еще в докембрии, Гунт-Аличурский разлом отчетливо контролирует осадконакопление, по крайней мере в позднем палеозое и мезозое. К северу от линии разлома располагался прогиб, в котором отлагались морские терригенные, главным образом мелкообломочные глинисто-алевролитопесчаные и карбонатные осадки общей мощностью около 10 000 м. Южное крыло разлома в позднем палеозое, триасе и юре испытывало восходящие движения. Лишь некоторые участки северной окраины крыла временами вовлекаются в погружение — прогибание их было медленным и неглубоким. Осадконакопление было локальным, осадки не покрывали всю площадь крыла. Вследствие перекоса кристаллического фундамента к северу и северо-востоку седиментация происходила в основном в зоне, прилегающей к поверхности Гунт-Аличурского разлома. Здесь формируются прибрежноморские терригенные, часто грубообломочные терригенно-вулканогенные отложения, содержащие наряду с остатками морской фауны плохо сохранившиеся переотложенные растительные остатки. Роль известняков заметно снижается. Увеличивается количество мергелей, запесоченных и конгломератовидных известняков. Мощность отложений сокращается до 5000—6000 м, к югу она уменьшается до полного выклинивания всех свит.

Обломочный материал поступал с юга из области распространения докембрийских кристаллических пород. В каменноугольно-пермских, триасовых, юрских и третичных отложениях содержатся обломки гнейсов, гнейсо-гранитов и мраморов, имеющих тождественный с докембрийскими образованиями состав. Слабая окатанность, а местами и полное отсутствие ее служат указанием на незначительность переноса терригенного материала. В базальных слоях немацдаринской свиты установлены остроугольные, неправильной формы, совершенно неокатанные глыбы гнейсо-гранитов и других пород, отложившиеся, вне всяких сомнений, недалеко от области разрушения (Кухтиков, Винниченко, 1973). Слабо окатанные обломки гранито-гнейсов имеются в пермских и триасовых отложениях. Уже давно известны гальки, остроугольные глыбы

бы гнейсов, гранитов и мраморов в базальных слоях юры (Хорева, Буданова, 1965).

В конце мезозоя — начале кайнозоя в отдельных участках Гунт-Аличурского разлома намечается смена знака движений его крыльев на обратные. Интенсивно прогибающаяся в позднем палеозое, триасе и юре восточная часть северного крыла разлома (к востоку от района сел. Кызылпрабат) в мелу и особенно в палеогене и неогене начинает испытывать резкое воздымание. В результате триасовые и неогласно лежащие на них верхнеюрские карбонатные породы оказались поднятыми на многие сотни метров по отношению к нижнепермским сланцам южного крыла разлома. К югу от линии разлома в течение кайнозоя формируются песчано-конгломератовые накопления, в составе которых устанавливаются обломки, образовавшиеся за счет пород северного крыла. Общая амплитуда поднятия северного крыла Гунт-Аличурского разлома к востоку от Кызылпрабата за кайнозойское время составляет не менее 1000 м.

Несколько западнее наблюдается обратная картина. Как и в мезозое, поднятым является южное крыло. Участки кайнозойского осадконакопления локализованы в этой части севернее линии Гунт-Аличурского разлома (бассейн рек Истык, Куртеке, Караулдында). Состав галек третичных конгломератов свидетельствует о преимущественном сносе материала с территории южного крыла. Наряду с обломками и валунами мезозойских и палеозойских пород, окружающих выходы третичных конгломератов, отмечаются глыбы и гальки гнейсов и гнейсо-гранитов докембрийских толщ Юго-Западного Памира.

Еще западнее, начиная с низовьев р. Аличур, вплоть до района сел. Дебаста в долине р. Гунт, большее в сравнении с другим крылом поднятие в кайнозое испытывает северное крыло разлома. Осадконакопление в это время отмечается лишь к югу от линии дизъюнктива (в долине Бахмалджилга, южное побережье оз. Яшилькуль, район пер. Койтезек, Токузбулак), в северном крыле кайнозойские осадки не отлагались.

Представленная в самых общих чертах картина условий осадконакопления в крыльях Гунт-Аличурского разлома с достаточной наглядностью показывает, что этот разлом принадлежит к категории Краевых долгоживущих разломов и что он играет определенную палеогеографическую роль, выступая в качестве пограничного рубежа между зонами с неодинаковыми условиями седиментации.

Движения по Гунт-Аличурскому разлому отмечаются и в новейшее время, что подтверждается имеющимися материалами по стратиграфии Четвертичных отложений, особенностями морфологии и развития рельефа Юго-Западного Памира (Чедия, 1971). Не исключена также связь некоторых землетрясений, происходящих в долине р. Гунт, с современными подвижками по Гунт-Аличурскому разлому (Гайский и др., 1968).

Ч а к о б а й с к и й р а з л о м (рис. 1, 4) прослеживается с верховьев Рек Бозтере (сев.) и Акархар (сев.) в хр. Базардара к низовьям р. Чакобай (приток р. Карасу). Далее он проходит по водоразделу между долинами рек Караулдында и Ункурджангидавансай, затем через верховья Кокджарджангидавансая уходит к низовьям р. Машале (левый приток р. Истык). Одним своим концом в среднем течении р. Бешбулак он приключается к Гунт-Аличурскому разлому, другим в долине р. Мургаб — к Истыкскому. Характеристика последнего приводится ниже. В отличие от ранее высказанных взглядов, что Чакобайский разлом "в общих чертах территориально совпадает с Центральной подзоной, описанной для триасового периода В. И. Дроновым и Э. Я. Левеном" (Рейман, 1962, стр. 23), выделяемый нами разлом выражен линейной дизъюнктивной поверхностью, а не какой-то площадной структурой.

Дизъюнктив, выражающий разлом, на значительном протяжении сопровождается дроблением пород, в ряде мест — окварцеванием и ожелезнением. К линии разлома тяготеет сгущение кальцитовых жил. Не исключена также связь с разломом некоторых проявлений сульфидной минерализации. Мощность дробленных пород достигает 10-12 м.

Стратиграфические разрезы крыльев Чакобайского разлома описаны выше при изложении материалов по геологическому строению северного крыла Гунт-Аличурского разлома (рис. 8). К юго-западу от Чакобайского разлома развиты

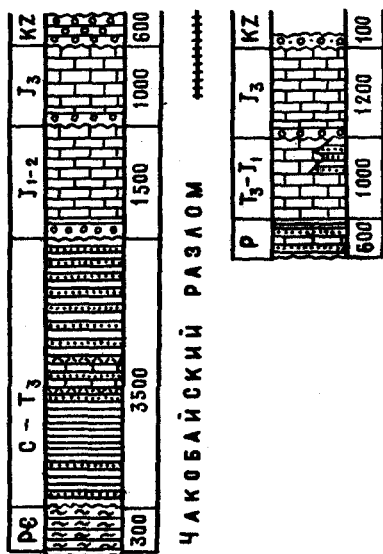


Рис. 8. Стратиграфические разрезы крыльев Чакобайского долгоживущего разлома.

отложения с разрезами западной части северного крыла Гунт-Аличурского разлома, северо-восточное крыло характеризуют разрезы восточной части.

Различия вышеуказанных разрезов нередко рассматриваются как одно из доказательств крупных горизонтальных смещений по Чакобайскому разлому. Поскольку почти на всем своем протяжении Чакобайский разлом имеет преимущественно вертикальное падение сместителя, постольку сближение разнофациальных одновозрастных осадков в результате надвиговых перемещений никем не допускается. Обычно считают, что движения по разлому носили сдвиговый харак-

тер. Амплитуда сдвига по смещению структурных и фациальных комплексов перми и триаса исчисляется в несколько десятков километров.

Имеющиеся в настоящее время данные не позволяют согласиться с такой трактовкой природы Чакобайского разлома. Установлено, что отложений перми, триаса, а также юры, тождественных по типу стратиграфического разреза, в противоположных крыльях Чакобайского разлома не имеется. Исследованиями последних лет (Кушлин, 1969; Гушин, 1973 и др.) показано, что прогибы, в которых отлагались пермские, триасовые и юрские осадки, распадаются на серию участков с различными типами разрезов. Иными словами, участки, расположенные в юго-западном крыле Чакобайского разлома, характеризуются разрезами, не имеющими аналогов по мощности и фациальному составу в северо-восточном крыле. Каменноугольно-пермские песчано-сланцевые накопления базардаринской серии юго-западного крыла достигают мощности 2000 м, в то время как в северо-восточном крыле мощность их не более нескольких сотен метров. Разрез пермских отложений в северо-восточном крыле Чакобайского разлома слагают кремнисто-карбонатные породы. Здесь отсутствуют вулканогенные накопления шиндыйской и тохтабулакской свит. В верхах разреза появляются массивные органогенно-обломочные известняки, не имеющие себе аналогов к юго-западу от разлома.

Наиболее существенные различия выявляются при сравнении триасовых и юрских отложений. К северо-востоку от Чакобайского разлома триас представлен толщей (2000 м) рифогенных массивных, реже слоистых известняков, в то время как к юго-западу от него триас слагают известняково-кремнистые и песчано-сланцевые накопления общей мощностью 2000-2500 м. В юго-западном крыле палеозойские и триасовые отложения с угловым несогласием и красноцветными базальными конгломератами в основании перекрываются ниже-среднеюрскими известняками. Последние в свою очередь также несогласно перекрыты толщей светлых верхнеюрских известняков. В северо-восточном крыле раз-

лома у его поверхности непосредственно на триасовых известняках несогласно залегает толща верхней юры. Нижняя и средняя юра выпадают из разреза.

Совершенно ясно, что при таких резких различиях разрезов крыльев Чакобайского разлома сдвиговые построения по нему, доказательное обоснование которых возможно только на сопоставлении современного пространственного положения идентичных во всех отношениях частей разреза, находящихся в противоположных крыльях дизъюнктива, оказываются в большой степени субъективными. В то же время эти различия вполне объяснимы, если принять точку зрения о краевой природе разлома. Судя по особенностям стратиграфических разрезов, разлом начал функционировать по крайней мере с перми. Юго-западное крыло его отличалось неоднократной сменой знака движений, нашедшей отражение в перерывах и угловых несогласиях в разрезе мезозоя, резкой фациальной изменчивости осадков. Испытавшее крупные прогибания в триасе и верхней юре северо-восточное крыло разлома позднее, очевидно уже в кайнозое, было поднято по отношению к юго-западному. Триасовые известняки данного крыла приведены на один уровень с ниже-среднеюрскими породами юго-западного крыла. Четкая выраженность Чакобайского разлома в рельефе (рис. 9) служит указанием о непрекращающихся подвижках по нему и в новейший этап, включая четвертичную эпоху.

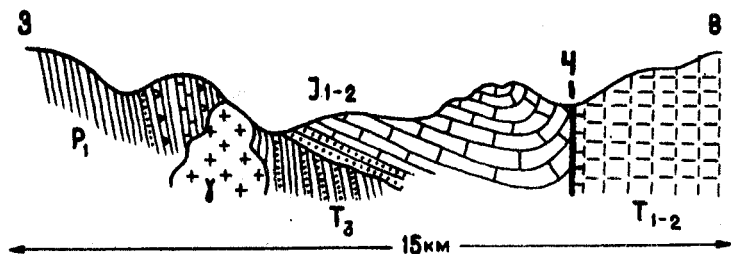


Рис. 9. Геологический разрез верховьев р. Бозтере (южн.). 4 - Чакобайский разлом.

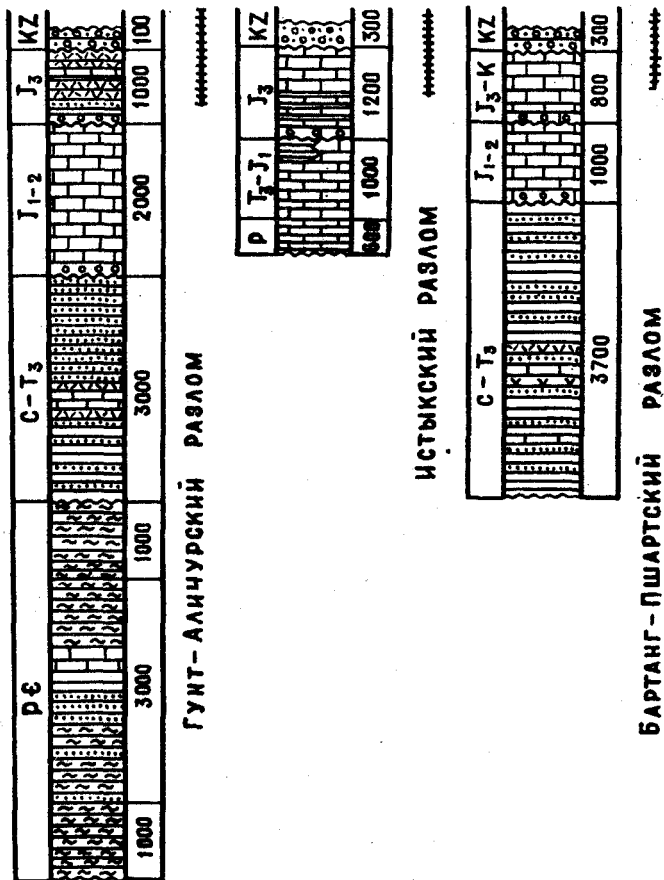


Рис. 10. Стратиграфические разрезы крыльев Гунт-Аличурского (восточный фланг), Истыцкого и Бартанг-Пшартского краевых долгоживущих разломов

Истыкский разлом (рис. 1, И) прослеживается из районов низовьев рек Бозтере и Акархар (сея) на юго-восток к долине р. Карасу, далее он проходит вдоль нижней части правого борта р. Караулдындада через район сел. Чаштюбе в долине р. Истык, по правобережью р. Кастанатджилга. После того как разлом пересечет долину р. Аксу севернее сел. Шаймак, он по левобережью р. Шинды уходит к осевой части Сарыкольского хребта.

На всем указанном протяжении разлом отчетливо проявлен в виде поверхности дизъюнктивного контакта разновозрастных отложений. В долине р. Мургаб пространственно с разломом связаны выходы термоминеральных вод. В отдельных местах в междуречье Кастанатджилга и Аксу, в левобережье р. Шинды Истыкский разлом имеет эффектную выраженность в рельефе в виде отвесных уступов.

Большая структурно-геологическая роль Истыкского дизъюнктива была впервые отмечена В. П. Ренгартеном (1935), квалифицировавшим его в качестве надвига значительной амплитуды. В новейших работах преобладающей компонентой смещений по разлому признается горизонтальное перемещение сдвигового характера (Руженцев, 1968 и др.). Несомненно, однако, что по линии этого дизъюнктива проходит граница областей с резко различным геологическим строением. В юго-западном крыле Истыкского разлома устанавливаются два типа стратиграфических разрезов, описанных выше при характеристике северного крыла Гунг-Аличурского разлома.

В северо-восточном крыле разлома стратиграфический разрез представляется в следующем виде (рис. 10). Породы кристаллического основания здесь не обнажаются. Древнейшие отложения относятся к каменноугольно-пермским образованиям; среди них преимущественно развиты темные глинистые сланцы и алевролиты с редкими прослоями песчаников и известняков. Мощность толщи 1500-2000 м. Выше согласно залегают вулканогенные породы, известняки, известняковые конгломераты, кремни, реже сланцы и песчаники (300-350 м), представляющие отложения в интервале от верхней перми до карнийского яруса верхнего триаса.

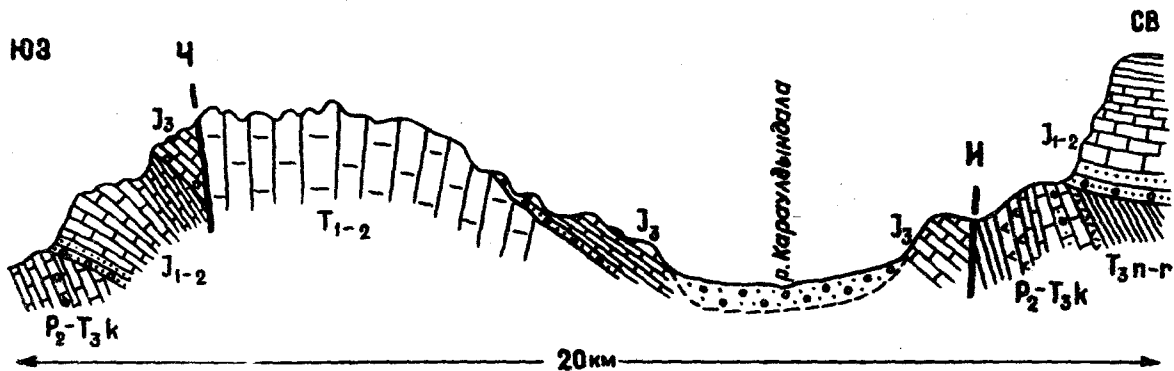


Рис. 11. Геологический разрез среднего течения долины р. Караулдында́ла.
 Ч - Чакобайский разлом; И - Истыкский разлом.

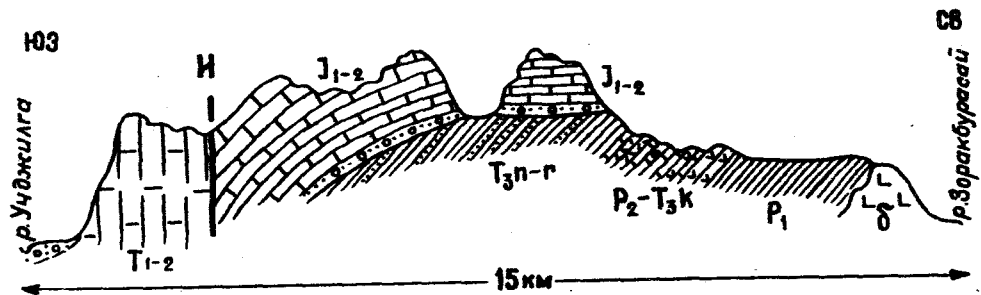


Рис. 12. Геологический разрез верховьев р. Куристык. И — Истыкский разлом.

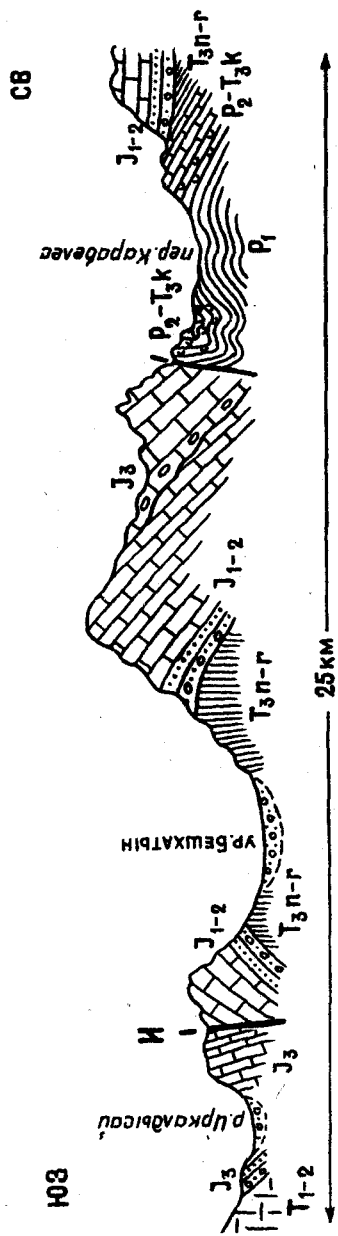


Рис. 13. Геологический разрез правобережья р. Карасу. И - Истынский разлом

Далее в согласном пластовании следует песчано-сланцевая толща верхов карнийского яруса, а также норийского и рэтского ярусов верхнего триаса общей мощностью 1200-1500 м.

Описанные отложения с резким угловым несогласием перекрываются ниже-среднеюрской толщей. В основании юры наблюдаются красноцветные конгломераты и песчаники, максимальная мощность которых не превышает первых десятков метров. Выше залегают темные и серые слоистые известняки с геттанг-синемюрскими органическими остатками (300-400 м). Далее следуют темные слоистые известняки и сланцы с прослоями песчаников (450-500 м), содержащие остатки фауны средней юры и низов келловоя (Виноградов, 1958; Дронов, Левен, 1961 и др.). Стратиграфический разрез юры венчает несогласно залегающая на подстилающих породах толща светлых известняков и известняковых конгломератов общей мощностью около 600-800 м. В ее составе Д. В. Наливкиным (1932) и В. П. Ренгартеном (1935) на основании находок аммонитов признавалось наличие осадков верхней юры и нижнего мела. Позднее присутствие в разрезе слоев нижнего мела было поставлено под сомнение (Дронов, Левен, 1961; Дронов, 1964б и др.). Стратиграфическую колонку заканчивают несогласно залегающие третичные красноцветные конгломераты и песчаники мощностью порядка 300 м.

Из изложенного видно, что стратиграфические разрезы крыльев Истыкского разлома резко различны. В то же время они находятся в непосредственной близости друг от друга и разграничиваются лишь поверхностью дизъюнктивного нарушения (рис. 11, 12, 13). Указанные соотношения разрезов иногда рассматриваются как следствие крупных горизонтальных перемещений в пределах Юго-Восточного Памира. Преимущественно вертикальное падение сместителя Истыкского разлома и прямизна его линии на местности структурно-морфологически исключают возможность отнесения разрыва к шарьяжным структурам. Отсутствие же в крыльях разлома разновозрастных отложений тождест-

венного состава и одинаковой мощности не позволяет в доказательной форме говорить и о сдвиговом характере движений по нему.

Исследованиями последних лет установлена большая фашиальная изменчивость тех отложений, по которым проводятся реконструкции сдвиговых перемещений. Так, выделяемая рядом авторов Промежуточная зона пермских отложений (Дронов, Левен, 1961; Дронов, 1964б и др.) характеризуется неодинаковыми разрезами в различных своих частях (Гущин, 1973). Наиболее заметные различия выявляются в карбонатно-кремнистой части разреза перми, т. е. как раз в тех свитах, по смещению которых определяется обычно амплитуда сдвига. В северо-восточном крыле Истыкского разлома, соответствующей восточной части Промежуточной зоны, разрезы более полные и мощные. Здесь резко увеличивается роль вулканогенных пород шиндйской свиты, но уменьшается к востоку мощность кубергандинской. В юго-западном крыле в составе шиндйской свиты указываются кварцевые песчаники. В пермской серии юго-западного крыла имеются своеобразные темно-серые конгломератовидные известняки, отсутствующие в северо-восточном крыле. В юго-западном крыле наблюдается резкое уменьшение мощности тохтабулакской свиты.

Не менее существенные различия выявляются при сравнении разрезов триаса и юры крыльев Истыкского разлома. К северу от линии разлома триасовые отложения характеризуются широким развитием терригенных накоплений. Резко подчиненную роль в них играют карбонатно-кремнистые породы. В южном крыле разлома толща триаса представлена рифогенными известняками и известняковыми конгломератами. В северном крыле в отличие от южного юрские отложения заключают осадки всех отделов системы. Нижняя-средняя юра сложена различными известняками с прослоями сланцев и песчаников. Верхнеюрские известняки, лежащие на подстилающих породах несогласно, вверх по разрезу постепенно сменяются нижнемеловыми отложениями (Наливкин, 1932; Ренгартен, 1935). К югу от линии Истыкского раз-

лома нижняя—средняя юра выпадает из разреза. Триасовые известняки с угловым несогласием перекрываются толщей известняков и конгломератов верхней юры. Нижнемеловые морские отложения в едином комплексе с верхней юрой в южном крыле не известны.

Третичные конгломераты и песчаники имеют более широкое распространение к югу от линии разлома. Мощность их здесь несколько большая, чем мощность северного крыла.

Охарактеризованные различия разрезов объективно исключают возможность оправданных предположений о разьедении разновозрастных свит палеозоя и мезо-кайнозоя в результате сдвиговых перемещений по Истыкскому разлому. Анализ разрезов позволяет считать, что Истыкский разлом был заложен в палеозое. Начиная с карбона, он контролировал осадконакопление, разделяя области с различными условиями седиментации. К северу от линии разлома в перми и триасе накопление морских терригенных песчано-глинистых, конгломератовых и в меньшей степени — карбонатно-кремнистых осадков сопровождалось вулканическими процессами. В прогиб южного крыла грубообломочный терригенный материал не достигал. В перми здесь отлагались тонкообломочные, преимущественно глинистые и известковистые осадки. В триасе в условиях медленного и непрерывного прогибания формировалась толща известняков и известняковых конгломератов, имеющих, по единодушному мнению, рифогенное происхождение. В нижней и средней юре на месте триасовых рифов в ряде районов южного крыла возникли области сноса. В это же время северное крыло было охвачено опусканием, что привело к формированию мощной толщи морских карбонатно-обломочных пород. В верхней юре прогибаниехватило и территорию южного крыла. Но уже в конце позднеюрской эпохи оно вновь сменилось поднятием. К северу от линии Истыкского разлома накопление морских известняковых осадков продолжалось и в начале мела.

В кайнозое намечается резкая смена характера движений крыльев Истыкского разлома. Преобладающими становятся

восходящие движения. Осадконакопление в обоих крыльях разлома имеет место только в небольших разобренных прогибах. К настоящему времени в Базардаринском хребте северо-западная часть юго-западного крыла приподнята по отношению к его северо-восточному блоку. Пермские сланцы в указанном районе занимают гипсометрически более высокое положение по отношению к известнякам триаса и юры северо-восточного крыла. Южнее, в долине Караулдында, наблюдается обратная картина. Поднятым оказывается северо-восточное крыло, сложенное пермо-триасовыми сланцами и несогласно лежащими на них известняками нижней-средней юры. Карбонатные породы триаса, верхней юры и третичные конгломераты юго-западного крыла в этой части опущены. Восточнее, где простирание Истыкского разлома становится близким к широтному, вновь поднятым является южное крыло. Триасовые известняки с несогласно лежащими на них верхнеюрскими отложениями в левобережье р. Шинды слагают более высокие вершины, чем сланцы и эффузивы перми правобережья этой реки. Наличие четко выраженного в рельефе уступа вдоль линии Истыкского разлома, более сильная дислоцированность третичных конгломератов в его зоне служат основанием для предположения о тектонической активности и в новейший этап.

Бартанг — Пшартский разлом (рис. 1, Б.—П) в качестве краевого долгоживущего разлома впервые был охарактеризован М. М. Кухтиковым (1956). Позднее ряд исследователей, уточнив в некоторых местах трассу разлома, стали называть его Гунтско-Пшартским (Бархатов, 1959), или же Рушанско-Пшартским (Бархатов, 1963; Дронов, 1963б, 1964а). Хотя в последнее время разлом нередко квалифицировался как надвиг, за ним все же оставалась большая структурно-тектоническая роль пограничного рубежа между геологически различно устроенными частями Памирской геосинклинали. Введение новых наименований для одной и той же линии в подобной ситуации едва ли может быть признано оправданным.

Бартанг-Пшартский разлом прослеживается от долины р. Пандж на восток вдоль северо-западного склона Рушанско-

го хребта по левобережью р. Бартанг до устьевой части Ирхтского залива Сарезского озера. Далее он проходит по южному побережью озера, по долине р. Мургаб и вдоль подножия северного склона Пшартского хребта. В районе устья р. Восточный Пшарт разлом пересекает долину р. Ак-байтал (южн.) и по водоразделу между долинами рек Аксу и Джамбай выходит к устью долины Калакташ. Здесь он отклоняется к юго-востоку и протягивается к долине Кош-гыл западнее устья р. Козынды. Юго-восточнее фиксируется в правобережье р. Аксу между долинами рек Чичкак-Уток и Балгын. Затем разлом уходит в верховья р. Балгын и пересекает Сарыкольский хребет (рис. 1). Восточным его продолжением, по мнению большинства геологов, является Упрангский разлом (Беляевский, 1965). В долине р. Пяндж Бартанг-Пшартский разлом сочленяется с Гунт-Аличурским, и, следуя в общем юго-западном направлении, объединенная линия уходит в Афганский Бадахшан.

На многих участках своего протяжения Бартанг-Пшартский разлом сопровождается небольшой по мощности зоной дробленых и окварцованных пород. В отдельных участках к нему приурочены зоны минерализации. Наличие разлома находит подтверждение в результатах новейших геофизических работ. По имеющимся данным, Бартанг-Пшартский разлом прослеживается через всю земную кору на значительную глубину (Беляевский, 1974). Принято считать, что он служит границей различных тектонических зон альпийской складчатой области. В герцинской структуре, согласно сложившимся представлениям, Бартанг-Пшартский разлом не имеет существенного значения. В связи с этим его палеозойская история развития обычно не рассматривается. Однако в свете современных материалов становится ясным, что роль Бартанг-Пшартского разлома в герцинской структуре Памира до настоящего времени ошибочно недооценивалась. Сейчас установлено, что крылья разлома отличаются друг от друга строением как альпийского, так и герцинского структурных комплексов. Согласно полученным материалам, различия палеозойских разрезов в крыльях Бартанг-Пшартского

разлома оказались по своему значению более значительными, чем известные различия разрезов мезо-кайнозоя (рис. 10).

Типы стратиграфических разрезов, развитые в южном крыле Бартанг-Пшартского разлома, описаны при характеристике Гунт-Аличурского и Истыкского разломов.

Помимо вышеохарактеризованных некоторые исследователи в южном крыле намечают еще один тип стратиграфического разреза. Согласно распространенным представлениям, он определяет промежуточную между зонами Центрального и Юго-Восточного Памира Рушанско-Пшартскую зону, включающую область распространения пород рушанско-пшартского комплекса (Дронов, 1963б; Кушлин, 1964). Вследствие крупных горизонтальных перемещений ранее единая полоса отложений указанного комплекса была будто бы разобщена на три пространственно обособленных выхода пород. Бартанг-Пшартский разлом в данном случае рассматривается как надвиг большой амплитуды, переходящий на флангах в сдвиги. Во фронтальной части надвиг, выполаживаясь, приобретает черты горизонтального покрова. При этом отмечается, что надвиг пространственно отвечает примерно положению древнего краевого разлома, существовавшего на границе Центрального Памира и территории развития толщ рушанско-пшартского комплекса.

Исследованиями последних лет установлено, что отложения крайнего восточного выхода рушанско-пшартского комплекса сложены породами перми южного крыла Бартанг-Пшартского разлома. Нашими наблюдениями было показано отсутствие тектонических нарушений по южной границе распространения толщ рушанско-пшартского комплекса в левобережье долины Судомбаши, в районе водораздела между реками Аксу и Джамбай и в Пшартском хребте. По составу, мощностям и стратиграфическому положению породы, относимые к пшартскому комплексу, оказались тождественными с верхнепалеозойско-нижнемезозойскими отложениями южного крыла разлома. В левобережье долины Судомбаши в нижней части разреза обнажаются темные глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, соответствующие каменноугольно-

нижнепермским отложениям. На них залегают вулканогенно-терригенная толща мощностью около 300 м, являющаяся аналогом шиндзийской свиты. Далее следуют тонкослоистые известняки, кремни, органогенно-обломочные известняки и характерные для кубергандинской свиты зеленые конгломератовидные известняки, переходящие местами в известняковые конгломераты. В гальках последних обнаружены многочисленные органические остатки криноидей каменноугольного возраста. Мощность известняков и конгломератов около 150 м. Выше залегают туфогенные песчаники и сланцы (несколько десятков метров) тохтабулакской свиты памирского горизонта верхней перми.

Сходные разрезы отмечаются и в более западных областях распространения пшартского комплекса по водоразделу между долинами рек Аксу и Джамбай и в Пшартском хребте. Несколько повышенная плотность пород в указанных районах обусловлена процессами окварцевания на контакте с гранитоидными интрузивами, широко здесь развитыми.

Считается, что в Рушанском хребте толщи рушанского комплекса (Дронов, 1965) ограничены с юга Штамским разломом. В то же время ряд исследователей отрицают наличие дизъюнктивного нарушения по южной границе площади распространения рушанского комплекса в среднем течении р. Гунт и в районе Хорога, что подтверждается нашими наблюдениями. При прослеживании толщ, относимых к рушанскому комплексу, по простиранию выяснилось, что они постепенно сменяются фаунистически охарактеризованными отложениями перми. Известняки шувдаринской свиты с пермскими органическими остатками, сланцы раумидской и частично бардаринской свит являются разнофациальными частями единой верхнепалеозойской (каменноугольно-пермской) толщи, составляющей с триасовыми отложениями единый структурный ярус. В свете изложенного необходимость выделения рушанско-пшартского комплекса и соответственно Рушанско-Пшартской зоны отпадает.

В северном крыле Барганг-Пшартского разлома докембрийское складчатое основание сложено верхнепротеро-

зойскими породами музкольского комплекса. По существующим представлениям, указанный комплекс принято подразделять на 4 свиты. Древнейшая шатпутская (она же сассыкская) свита мраморов и гнейсов имеет видимую мощность не более 500 м. Белеутинскую свиту слагают кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы общей мощностью около 2000 м. Выше залегают мраморы, сланцы и кварциты сарыджилгинской свиты. Заканчивают разрез музкольского комплекса кварциты с прослоями кристаллических сланцев и метаморфизованных песчаников бурулюкской свиты (1000–1200 м). Видимая мощность докембрия северного крыла порядка 4000–5000 м.

Палеозойские отложения залегают на метаморфическом основании несогласно с базальными конгломератами в основании (Винниченко, Кухтиков, 1969б). Нижнепалеозойские отложения представлены преимущественно карбонатными породами — известняками, нередко мраморизованными, мощностью около 400–600 м. Возраст их определяется в диапазоне кембрий–нижний ордовик. По материалам В. И. Дронова (1963а), в долине р. Восточный Пшарт имеются плитчатые известняки с органическими остатками трилобитов ленского яруса.

Стратиграфически выше залегают песчано-сланцевые накопления среднего-верхнего ордовика и низов нижнего силура мощностью около 600 м. На них согласно залегает толща известняков и доломитов силура (около 800 м). Вверх по разрезу они постепенно сменяются доломитами и известняками девона (1000 м).

Описанный комплекс согласно пластующихся палеозойских пород образует единый структурный ярус. Мезозойские отложения залегают на палеозое с резко выраженным угловым несогласием, образуя самостоятельный мезозойский структурный комплекс.

К северу от линии Бартанг-Пшартского разлома в мезозойской структуре намечаются две тектонические зоны (Винниченко, 1970). В западной части северного крыла разлома расположена Бартангская зона. Ее разрез начинают

песчано-сланцевые отложения триаса видимой мощности около 2000 м. На них согласно залегает вулканогенно-обломочная толща мощностью 3000-4000 м. Далее следуют сланцы и песчаники с органическими остатками верхнего триаса - средней юры. Описанные отложения составляют первый структурный ярус Бартангской зоны. С угловым несогласием они перекрываются вулканогенно-обломочной толщей мощностью 1000-1500 м. Возраст ее оценивается нами как верхняя юра-нижний мел (Винниченко, Кухтиков, 1973б). Некоторые исследователи ограничивают возраст данной толщи лишь верхней юрой (Крейденков и др., 1970). Более молодые отложения в пределах Бартангской зоны в настоящее время не известны.

В восточной части северного крыла Бартанг-Пшартского разлома в мезозойской структуре намечается Бартанг-Акджилгинская зона. В основании стратиграфического разреза указанной зоны залегает толща песчано-сланцево-конгломератовых накоплений триаса. В нижней части толщи широко развиты грубообломочные конгломераты и известняковые брекчии. Здесь же устанавливаются переотложенные продукты латеритной коры выветривания. В средней части толщи триаса отмечаются горизонты эффузивов среднего состава. Общая мощность триасовых отложений порядка 3000-3500 м.

Стратиграфически выше следует толща юры, залегающая на подстилающих породах с угловым несогласием. Ее составляют пестроцветные песчаники, конгломераты, мергели и эффузивы. Верх юрского разреза представляют серые известняки с позднеюрскими органическими остатками (Кухтиков, Винниченко, 1971). Мощность толщи юры 600-800 м. Юрские отложения с угловым несогласием перекрываются красноцветными песчаниками, конгломератами и алевролитами нижнего мела - сеномана. На них согласно лежат верхнемеловые рудистовые известняки. Мощность меловых пород 150-200 м.

Мезозойский комплекс отложений перекрывается с угловым несогласием красноцветными и грубообломочными конгломератами и песчаниками третичной толщи мощностью несколько сотен метров.

Сравнение охарактеризованных разрезов противоположных крыльев разлома позволяет выявить ряд существенных отличий в их геологическом строении и развитии.

К северу от линии разлома в стратиграфическом разрезе четко зафиксировано проявление палеозойских орогенических движений. Герцинский структурный комплекс, сложенный породами нижнего и среднего палеозоя, ограничен от мезозоя региональной поверхностью углового несогласия. Напротив, в южном крыле разлома породы верхней перми без видимого несогласия сменяются вверх по разрезу известняками и кремнистыми породами триаса. Залегающие на докембрийском основании южного крыла верхнепалеозойские отложения образуют совместно с толщами мезозоя единый структурный комплекс альпийской (мезозойской) геосинклинальной области. Из этих данных видно, что Бартанг-Пшартский разлом принадлежит к числу важнейших структурных элементов Памира. Он служит южным ограничением герцинских складчатых сооружений Памира. М. М. Кухтиков обращал на это внимание еще в 1971 г.

Выдвигаемое некоторыми исследователями мнение о шарьяжном характере данной границы не может быть принято. На всем своем протяжении дизъюнктивная поверхность Бартанг-Пшартского разлома имеет крутое (до вертикального) падение. В западной части в долинах рек Пянджа и Бартанга разлом простирается с юго-запада на северо-восток с падением сместителя на ЮВ $100-110^{\circ}$ под углами $70-75^{\circ}$ (рис. 14). В верховьях р. Бартанг линия разлома постепенно отклоняется к востоку, приобретая широтное простирание. Здесь поверхность сместителя отличается южными падениями под углом не менее 80° . К востоку от Сарезского озера по северному склону Пшартского хребта Бартанг-Пшартский разлом в ряде мест имеет козырьковый характер с углами падений в приповерхностных частях крутых склонов $40-45^{\circ}$. В местах глубокого эрозионного вреза он и здесь имеет вертикальное падение.

В левобережье р. Акбайтал (южн.) разлом наклонен к северу. В районе долины Судомбаши он отличается вертикаль-

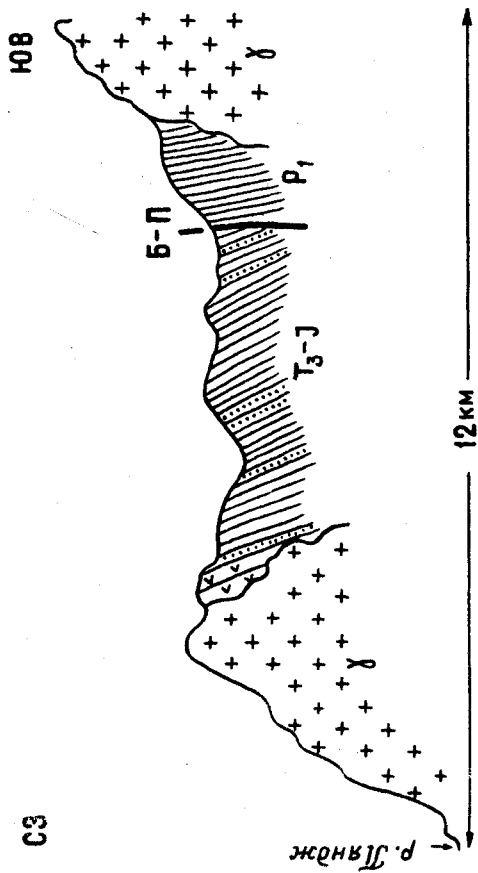
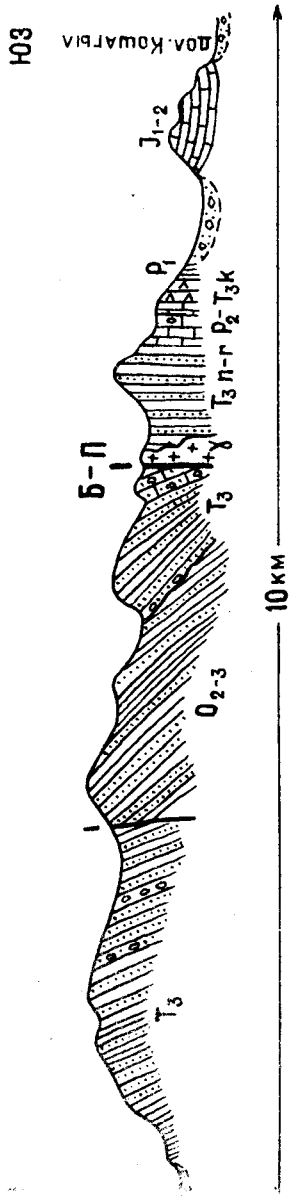


Рис. 14. Геологический разрез северного склона Рушанского хребта у сел. Союз-
 чарв (долина р. Пяндж). Б-П - Бартанг-Пшартский разлом.



с. 15. Геологический разрез правого склона р. Козынды (Вост. Памир). Б-П - Бартаг-Пшартский разлом.

ным падением и сопровождается брекчированием и окварцеванием пород. Вдоль разлома вытянуты узкие (шириной не более первых десятков метров) тела серых порфировидных гранитоидов, как правило, сильно раздробленных (рис. 15). В правобережье р. Аксу на участке между устьями долин Чичкакуток и Балгын Бартанг-Пшартский разлом круто под углами не менее 80° падает на северо-восток. Далее в бассейне р. Балгын на правом борту он приобретает вначале широтное, а затем северо-восточное простирание, образуя дугу с выпуклостью, обращенной к югу.

В целом можно считать, что поверхность Бартанг-Пшартского разлома имеет крутые: то южные, то северные падения. Материалы метода обменных волн землетрясений свидетельствуют о большой крутизне разлома и на значительной глубине (Беляевский, 1974). Изогнутость линии разлома не может рассматриваться как следствие крупных горизонтальных перемещений толщ Южного Памира к северу.

На основании вышеизложенного можно считать, что отождествление Бартанг-Пшартского разлома с грандиозным надвигом, переходящим на флангах в сдвиги большой амплитуды, находится в противоречии с имеющимися геологическими материалами. Судя по этим материалам, следует признать, что разлом относится к категории долгоживущих с преобладанием вертикальных движений по нему.

Заложение Бартанг-Пшартского разлома произошло в докембрий. В дальнейшем в течение всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя он контролировал осадконакопление, играя роль важнейшего тектонического и палеогеографического рубежа. В раннем и среднем палеозое в северном крыле разлома существовал прогиб с миогеосинклинальным режимом развития. Прогиб занимал южную краевую часть палеозойской геосинклинальной области Памира. В его пределах отлагались преимущественно терригенные и карбонатные осадки умеренной мощности. Вулканические проявления ранне-среднепалеозойского возраста в северном крыле Бартанг-Пшартского разлома отсутствуют. К югу от линии разлома в указанное время в области распространения докембрийских толщ располагалась

оширное поднятие, поставившее обломочный материал в прогиб северного крыла. В позднепалеозойский этап происходит изменение режима тектонических движений крыльев разлома. После раннегерцинских орогенических процессов на территории северного крыла возникает область денудации. К югу от разлома на древнем, по мнению некоторых исследователей, байкальском (Белов, 1967) складчатом основании закладывается геосинклинальный прогиб, в котором формируются мощные морские терригенно-карбонатно-кремнистые и вулканогенные образования.

В раннем мезозое северная граница прогиба переместилась к северу от линии Бартанг-Пшартского разлома. Опусканием была захвачена также южная краевая часть герцинских сооружений Памира. Бартанг-Пшартский разлом с данного момента стал разделять зоны разнотипного осадконакопления внутри мезозойской геосинклинальной области. Триасово-юрские морские терригенно-карбонатно-кремнистые осадки южного крыла при движении на север у линии разлома замещаются прибрежно-морскими и континентальными, нередко грубообломочными накоплениями. В указанном направлении намечается уменьшение мощностей вплоть до полного выклинивания отдельных стратиграфических горизонтов. В разрезе триаса и юры северного крыла содержатся вулканогенные породы, отсутствующие в толщах соответствующего возраста к югу от разлома.

В меловой период вначале западная часть южного крыла Бартанг-Пшартского разлома, а затем и более восточные участки превращаются в области денудации. В северном крыле в мелу отлагаются маломощные континентальные красноцветные, прибрежно-морские и мелководные морские осадки. На месте Бартангской зоны в позднемеловую эпоху возникает поднятие.

В начале кайнозоя осадконакопление повсеместно становится континентальным. Западная часть крыла по-прежнему служит областью сноса, поставляющей обломочный материал в окружающие ее впадины. Восточные районы южного крыла испытывают менее интенсивные поднятия по срав-

нению с западными. Здесь в ряде мест отмечается накопление грубообломочных конгломератов, брекчий и песчаников мощностью в первые сотни метров. Северное крыло Бартанг-Пшартского разлома занимало более низкое положение по отношению к районам южного крыла. Третичные конгломераты к северу от линии разлома имеют наибольшее распространение и мощность. Исключение составляет территория Бартангской зоны, которая в течение всего кайнозоя служила областью денудации.

Различное гипсометрическое положение третичных конгломератов, фрагментов четвертичных поверхностей выравнивания в крыльях Бартанг-Пшартского разлома свидетельствует о непрекращающихся вертикальных подвижках по нему и в новейший этап. Сейсмические толчки, происходящие в зоне разлома (Гайский, Каток, 1968), указывают на тектоническую активность Бартанг-Пшартского разлома в современную эпоху.

Бартанг-Акбайтальский разлом (рис. 1, Б.-А.) прослеживается от долины р. Пяндж на восток вдоль правого борта р. Бартанг в среднее течение р. Танымас. Далее его линия следует через водораздел между реками Танымас и Кокуйбель к устьевой части р. Бозбайтал. Затем Бартанг-Акбайтальский разлом проходит по левобережью р. Сассыксу (сев.), пересекает долину р. Акбайтал (южн.) и выходит к западному окончанию Рангульской котловины. Здесь он скрывается под четвертичными наносами. Восточнее разлом фиксируется уже в долине Сарыджилга, в низовьях рек Джолбурулок и Зорбурулок, в бассейне р. Шатпут. В верховьях р. Бельутек (составляющая р. Шатпут) Бартанг-Акбайтальский разлом пересекает Сарыкольский хребет и уходит в северо-западные отроги Куньлуна. На всем указанном протяжении наблюдается в сущности линия дизъюнктивного нарушения, отличающегося слабым дробоением и окварцеванием пород. Ширина такой полосы не превышает первых метров. В долине Сассыксу (сев.) и Акбайтал (южн.) Бартанг-Акбайтальский разлом находит подтверждение в детальных геофизических исследованиях (Беляевский, 1974).

Г. П. Винниченко (1970), впервые наметивший Бартанг-Акбайтальский разлом, считал его структурой мезозойского заложения. В настоящее время с получением дополнительных данных есть все основания относить разлом к числу более древних тектонических элементов.

Стратиграфический разрез южного крыла охарактеризован выше. Напомним, что здесь кристаллическое основание сложено метаморфическими породами музкольского комплекса докембрия. Несогласно лежащие на них толщи палеозоя включают породы от докембрия до девона включительно. Верхнепалеозойские отложения в южном крыле Бартанг-Акбайтальского разлома отсутствуют. Мезозойские и третичные накопления, среди которых устанавливаются два типа разрезов, характеризуются широким развитием вулканогенных образований и наличием нескольких поверхностей углового несогласия.

В северном крыле Бартанг-Акбайтальского разлома докембрийское складчатое основание представлено породами язгулемского метаморфического комплекса (рис. 16). В его составе, в отличие от музкольского комплекса южного крыла, большую роль играют мигматиты и гнейсы. Менее развиты кристаллические сланцы и мраморы. Мощность язгулемского комплекса достигает 3000-3500 м.

Стратиграфическую колонку палеозоя начинают светлые мраморизованные известняки мощностью в несколько сотен метров, обнажающиеся вдоль разлома в виде узких тектонических клиньев. По возрасту они сопоставляются условно с отложениями кембрия-нижнего ордовика. Согласно лежащая на них толща сланцев и песчаников (около 300 м) относится к среднему-верхнему ордовика. Силурийские отложения, находящиеся в согласном пластовании с подстилающими породами ордовика, имеют преимущественно карбонатный состав. Лишь в нижней части их отмечаются прослойки сланцев и песчаников. Мощность силура около 1000 м. Стратиграфически выше следует толща известняков и доломитов, включающая осадки всех трех отделов девона (1000-1500 м). Вверх по разрезу они сменяются нижне-среднекаменноугольными известняками (около 1000 м). Колонку палеозоя северного

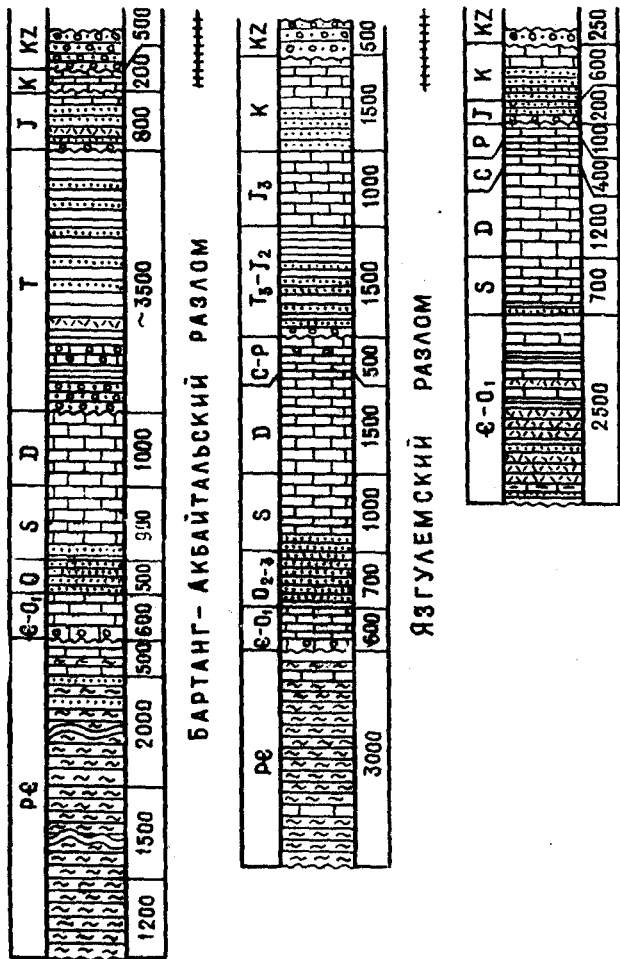


Рис. 16. Стратиграфические разрезы крыльев Бартаңг-Акбайтальского и Язгулемского крайних долгоживущих разломов.

крыла венчают обнажающиеся по южному побережью оз. Рангкуль сланцы и песчаники общей мощностью около 2000 м, содержащие органические остатки криноидей, фораминифер и гониотитов позднепалеозойского возраста (Винниченко, 1970).

Мезозойские отложения к северу от линии описываемого разлома залегают на более древних породах с резким угловым несогласием. Выявляются два типа стратиграфических разрезов. В западной части разрез мезозоя начинаются темные песчаники и сланцы с прослоями конгломератов. Многочисленные растительные остатки указывают на поздне триасовый возраст пород. Выше они постепенно сменяются ниже-среднеюрскими зеленоватыми, фиолетовыми и серыми песчано-сланцево-конгломератовыми накоплениями. Общая мощность верхнетриасово-среднеюрских отложений 1000-1500 м. Верхняя юра выражена толщей слоистых и массивных известняков, залегающих на подстилающих породах согласно. Мощность известняков 900-1000 м. Юрские отложения с размывом, но без углового несогласия перекрываются нижнемеловыми зеленоватыми песчаниками и конгломератами с галькой подстилающих пород (мощность первые десятки метров). Выше лежит толща красноцветных песчаников, глин, алевролитов и конгломератов (500 - 600 м). На них согласно залегают темные и светлые известняки с обильными остатками поздне меловых рудистов (800 м).

Описанные толщи мезозоя с угловым несогласием перекрываются третичными красноцветными конгломератами и песчаниками мощностью несколько сотен метров.

В восточной части северного крыла Бартаг-Акбайтальского разлома по южному побережью оз. Рангкуль ниже-среднетриасовые отложения представлены толщей различных известняков и известняковых конгломератов мощностью до 600-800 м. Верхний триас слагают темные глинистые сланцы, песчаники и конгломераты с растительными остатками. Мощность верхнетриасовой толщи около 2000 м. Более молодые образования в восточной части северного крыла Бартаг-Акбайтальского разлома отсутствуют.

Из вышеизложенных данных видно, что разрез мезозоя северного крыла в отличие от южного характеризуется отсутствием угловых несогласий. Породы триаса, юры и мела западной части северного крыла пластуется параллельно, образуя единый ярус мезозойского структурного комплекса. Нет в разрезе мезозоя северного крыла и вулканогенных пород, широко развитых в южном крыле. Границей между, выше охарактеризованными и существенно отличающимися друг от друга разрезами служит поверхность дизъюнктива Бартанг-Акбайтальского разлома. Крутое до вертикального падение этой поверхности в совокупности с имеющимися данными о геологическом строении крыльев исключает возможность горизонтального сближения разнофациальных разрезов мезозоя (разумеется, и более древних) по надвигу (Винниченко, 1970, 1973а).

Из анализа и сопоставления стратиграфических разрезов крыльев дизъюнктива видно, что указанный разлом был заложен еще в докембрии. В палеозое и мезозое он контролировал осадконакопление, разделяя бассейны с различным режимом седиментации. Западная часть северного крыла отличается наиболее устойчивым прогибанием на протяжении этого отрезка времени. Восточная часть испытала максимальное опускание в позднем палеозое и триасе. Начиная с юры, нисходящие движения сменяются поднятием. На месте морского бассейна с песчано-сланцевым и карбонатно-рифогенным накоплением осадков возникает область денудации.

Южное крыло характеризуется частой сменой знака движений, неоднократным проявлением орогенических процессов и мощными вулканическими излияниями. В раннем и среднем палеозое на территории южного крыла существовал морской бассейн, в котором отлагались терригенные и карбонатные осадки. В позднем палеозое возникает поднятие. В триасе и юре западная часть южного крыла отличалась наибольшим погружением, но уже в мелу происходит смена преобладающих движений на обратные. В последующем этот район представлял область сноса.

Различия разрезов третичных отложений и их резко не-

равномерное распространение в крыльях Бартанг-Акбайтальского разлома свидетельствуют о непрекращающихся подвижках и в послемеловое время. Наибольшее развитие и максимальные мощности третичная толща имеет в центральной части северного крыла в бассейне Кокуйбея и в Акбайтальском районе. В южном крыле третичные конгломераты установлены в зоне разлома в бассейне долины Сарыджилга.

По соотношению синхронных свит разного возраста в крыльях Бартанг-Акбайтальского разлома видно, что амплитуда и характер движений в различных его участках неодинаковы. В западной части, в Язгулемском хребте (рис. 17), верхнемеловые известняки находятся на высотах более 4000 м. Триасово-юрские сланцы и вулканиты к югу от линии разлома слагают преимущественно основание южного склона указанного хребта, не поднимаясь выше отметок 3500-3700 м. В правобережье р. Кокуйбель и в долинах рек Бозбайтал и Акбайтал (сев.) поднятым является южное крыло разлома (рис. 18). Восточнее, начиная с верховьев р. Кызылджилга до низовьев р. Джолбурулок, это же крыло, сложенное палеозойскими, мезозойскими и третичными отложениями, уже становится опущенным по отношению к северному блоку мезозойских и палеозойских толщ (рис. 19). Далее от долины Джолбурулок вплоть до Сарыкольского хребта наблюдается обратная картина. Метаморфические породы музкольского комплекса с лежащими на них палеозойскими отложениями южного крыла высоко подняты над верхнетриасовыми сланцами, песчаниками и конгломератами северного крыла Бартанг-Акбайтальского разлома. Изображенная картина шарнирного характера разлома — верное доказательство общего вертикального падения плоскости его сместителя, которое осложняется противоположно ориентированными взбросовыми эффектами со стороны поднятого крыла. О перекрытии такими подвижками так называемых переходных разрезов, разумеется, не может быть и речи.

Дополнительные структурные затруднения для проектирования по описываемому разлому надвиговых перемещений

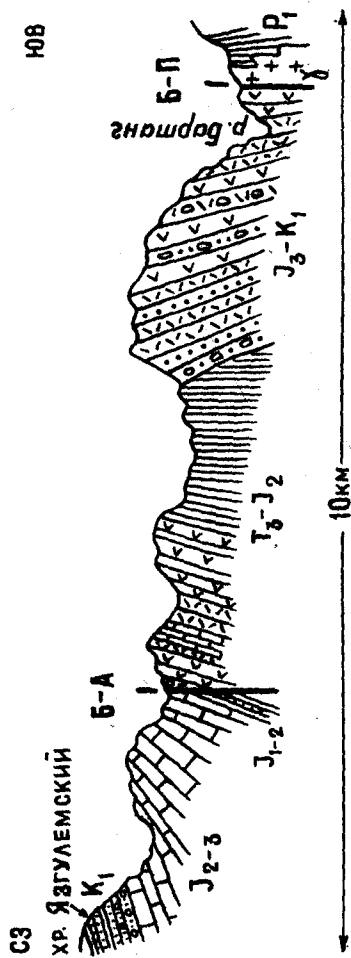


Рис. 17. Геологический разрез южного склона Ягулемского хребта в районе р. Багу. Б-II - Барганг-Пшартский разлом; Б-А - Барганг-Акбайгальский разлом.

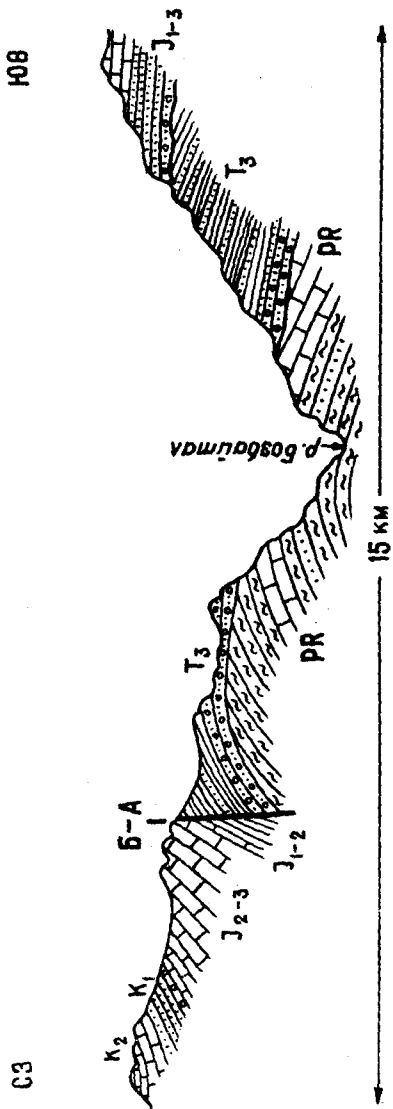


Рис. 18. Геологический разрез среднего течения долины р. Бозбайтал.
 Б-А - Бартаң-Ақбайталский разлом.

большой амплитуды представляют те участки дизъюнктива, на которых устанавливаются соотношения крыльев противоположного знака на разных уровнях поверхности сместителя. На участке Южно-Рангкульской гряды, например в альпийской структуре, поднято северное крыло разлома (рис. 19), однако в структуре герцинского комплекса поднятым является южное крыло. В этих условиях любое принятое решение о покровном перемещении одного крыла относительно другого будет выглядеть произвольным и необоснованным.

Дислоцированность третичных конгломератов в крыльях разлома свидетельствует о непрекращающихся подвижках по нему и в новейший этап. Продукты неоген-древнечетвертичной коры выветривания, установленные нами в пределах Восточного Памира (Винниченко, Кухтиков, 1969а), занимают в крыльях Бартауг-Акбайтальского разлома резко различное гипсометрическое положение, что, скорее всего, указывает на подвижки и в четвертичное время. В Акбайтальском районе к северу от линии разлома отложения коры отмеченного типа наблюдаются на высотах 4200-4300 м. В южном крыле в долине р. Сассыксу (сев.) и Сарыджилга аналогичные образования лежат на высотах не более 3900-4000 м. Четкая выраженность Бартауг-Акбайтальского разлома в рельефе позволяет говорить о его активности вплоть до современной эпохи.

Язгулемский разлом (рис. 1, Я) прослеживается вдоль северо-западного склона Язгулемского хребта, через верховья р. Таньмас, устьевую часть р. Зоргашкол, район пер. Акбайтал. Далее он следует к южному берегу оз. Ранкуль, пересекает Сарыкольский хребет в верховьях р. Бельутек и уходит за государственную границу в отроги Куньлуня. Западный фланг намеченной тектонической линии широко известен среди геологов как Язгулемский разлом. Восточная ее часть ранее описывалась нами как Южно-Акбайтальский разлом (Кухтиков, Винниченко, 1970). В настоящее время, принимая во внимание дополнительные данные, указанные Язгулемский и Южно-Акбайтальский раз-

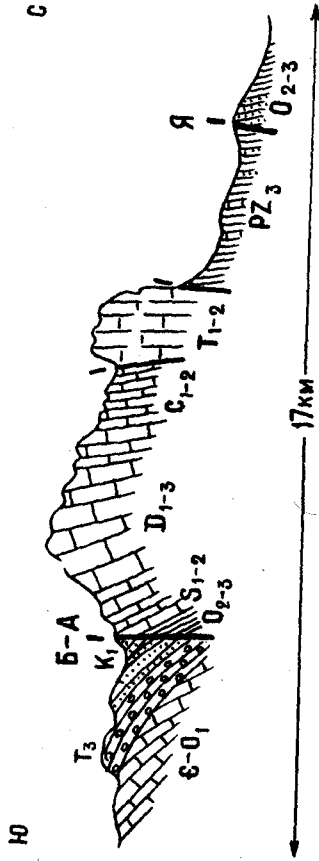


Рис. 19. Геологический разрез Южно-Раигульской гряды. Б-А - Бартаг-Акбайтальский разлом; Я - Яггулемский разлом.

ломы следует считать частями единой дизъюнктивной дислокации, которую по праву приоритета следует именовать Язгулемским разломом.

В Язгулемском хребте Язгулемский разлом простирается с юго-запада на северо-восток. Здесь он выражен крупным тектоническим нарушением, сопровождающимся узкой зоной дробления и окварцевания пород, системой мелких оперяющих разрывов. С ним связаны многочисленные кварцевые жилы, аплиты, пегматиты. Наибольшая ширина зоны дробления достигает нескольких десятков метров. На востоке Памира разлом бывает скрыт на значительных протяжениях под четвертичными отложениями. В местах же, где его удается наблюдать, он представляется крупным дизъюнктивом широтного простирания с небольшим отклонением к юго-востоку. Зона дробления пород в этой части обычно не превышает нескольких метров. Наличие разлома в Акбайтальском районе, в полосе, прилегающей к автодороге Ош-Мургаб, подтверждается данными геофизических работ (Беляевский, 1974).

Стратиграфический разрез южного крыла Язгулемского разлома приведен выше при описании Бартанг-Акбайтальской дизъюнктивной линии. В западной части северного крыла разрез имеет следующее строение (рис. 20). Древнейшие породы представлены докембрийскими образованиями ванчского метаморфического комплекса, в составе которого П. П. Чуенко (1938) выделил три свиты, получившие впоследствии названия барнаваджской, язгулемской и джамакской. Барнаваджская свита в нижней части сложена различными кристаллическими сланцами, метаморфизованными песчаниками и тонкоплитчатыми кварцитами. В верхах свиты преобладают кварциты и песчаники с горизонтами мраморов и амфиболитов. Мощность барнаваджской свиты 900-1000 м. Следующая язгулемская свита сложена белыми и серыми мраморами с редкими прослоями темных кристаллических сланцев. Мощность около 1000 м. Наиболее молодая джамакская свита (1500 м) имеет преимущественно кварцито-песчаниковый состав. Общая мощность ванчского комплекса 3000-3500 м.

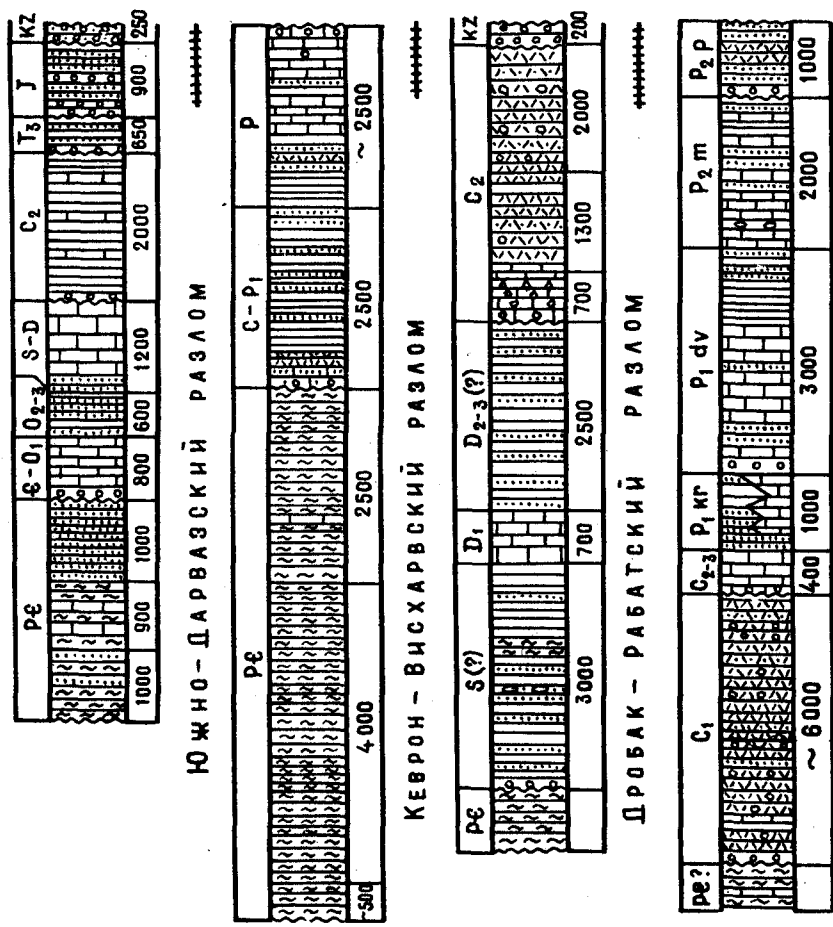


Рис. 20. Стратиграфические разрезы крыльев Южно-Дарвазского, Кеврон-Висхарвского и Дробак-Рабатского краевых долгоживущих разломов.

На метаморфических породах, параллельно пластуясь с ними, залегают различные мраморизованные слоистые известняки и мраморы (600–800 м) андергоз–дустирозской или зорабатской свиты условно кембрийско–раннеордовикского возраста. Выше следует толща сланцев с прослоями темных и зеленоватых песчаников. Обильные органические остатки, обнаруженные почти по всему разрезу этой толщи, указывают на средне–позднеордовикский возраст вмещающих пород. Ордовикские отложения согласно перекрываются силурийскими известняками и доломитами с подчиненными прослоями песчаников и сланцев. Вверх по разрезу они сменяются слоистыми, иногда массивно–слоистыми доломитами и известняками девона. Общая мощность карбонатных пород силур–девона около 1000 м. Разрез палеозоя западной части северного крыла Язгулем–Акбайтальского разлома венчают среднекаменноугольные темные и зеленовато–серые глинистые, глинисто–серицитовые сланцы, песчаники с прослоями тонкоплитчатых известняков, залегающие на подстилающих породах трансгрессивно и несогласно. Мощность карбона около 2000 м (Винниченко, Кухтиков, 1974). Примечательной особенностью свиты среднего карбона является наличие в ее разрезе многочисленных олистолитов и олистостромов, чаще всего состоящих из более древних карбонатных пород. Очень типично они развиты на участке нижнего течения р. Ванч, где относительно легкодоступны для наблюдения и изучения.

Стратиграфическая колонка палеозоя к северу от линии восточного фланга Язгулемского разлома существенно отличается от вышеописанной (рис. 16). Докембрийские породы в этой части не обнажены. Нижнепалеозойские отложения характеризуются широким развитием вулканогенных пород. В разрезе нижнего палеозоя намечается 4 свиты, относящиеся к отложениям кембрия–ордовика. Нижняя ишийская свита сложена в основном метаморфизованными эффузивами с подчиненным количеством песчаников и сланцев. Мощность ее порядка 700–800 м. В составе следующей – тоуташской – свиты преобладают известняки, часто мраморизованные, с прослоями

глинистых сланцев, песчаников и алевролитов. Изредка встречаются залежи диабазов мощностью до нескольких десятков метров. В известняках содержатся остатки раннеордовикских водорослей (Левен, 1960; Бархатов, 1963). Мощность тоуташской свиты 100–200 м. Кызашуйская свита (400–600 м) состоит из различных песчаников, алевролитов и сланцев с прослоями диабазов. В четвертой – рангкульской свите мощностью около 1200 м наблюдаются, главным образом различные зеленоватые и зеленовато-серебристые сланцы кварцево-хлорито-серицито-глинистого состава с линзами серых известняков, достигающих мощности иногда 100–150 м. В долине р. Канайтарт в известняках содержатся остатки брахиопод семейства *Orthidae* и криноидей ордовикского облика (Бархатов, 1963). Общая мощность кембрийско-ордовикских отложений не менее 2500 м.

Выше по разрезу следует толща силура. Ее нижнюю часть слагают серые слоистые известняки, песчаники и сланцы с прослоями основных эффузивов (200 м). Выше залегают известняки и мергели с редкими прослоями глинистых сланцев (400–500 м). Многочисленные органические остатки в известняках указывают на силурийский возраст вмещающих пород. Общая мощность отложений 600–700 м.

Силурийские породы согласно перекрываются известняками, доломитами, мергелями и реже сланцами девона (1000–1200 м). Обилие органических остатков в толще девона позволяет расчленить ее на отделы и ярусы (Карпетов, 1963). На девонских отложениях с постепенным переходом залегают каменноугольные карбонатные породы. Фаунистически обоснованы нижний и верхний карбон. Наличие среднекаменноугольных осадков в непрерывном разрезе не вызывает сомнений, хотя и не подтверждено находками органических остатков. Общая мощность каменноугольного разреза 350–400 м.

Верхи колонки палеозоя восточной части северного крыла Язгулемского разлома составляют пермские органогенно-обломочные известняки мощностью около 100 м.

Мезозойские отложения к северу от разлома имеют ограниченное распространение и, как правило, небольшие мощ-

ности. В отличие от южного крыла они в основной своей массе красноцветные, континентального происхождения.

В западной части наиболее древние отложения мезозоя представлены верхнетриасовыми конгломератами, песчаниками и сланцами с растительными остатками. Мощность верхнетриасовой толщи 600–650 м. Более молодые отложения относятся к юрским образованиям. Они сложены красноцветными песчаниками, конгломератами, грубообломочными брекчиями, темными глинистыми сланцами и алевролитами, залегающими несогласно на палеозое. Мощность юры около 900 м. Юрские породы с угловым несогласием перекрываются третичными пестроцветными грубообломочными конгломератами, песчаниками, глинами, алевролитами, гипсами и плитчатыми мергелями мощностью не более 200 м.

В восточной части северного крыла Язгулемского разлома на палеозойских отложениях с угловым несогласием залегает толща юры, состоящая из мелкогелечных конгломератов, песчаников, коричневатых и зеленоватых алевролитов, чередующихся с пластами известняков и доломитов. Изредка встречаются загипсованные глины и маломощные прослой белых гипсов. В известняках содержатся многочисленные остатки двустворок, указывающие на юрский возраст вмещающих пород (Крейденков, Распопин, 1969). Мощность юры около 200 м. Вверх по разрезу юрские отложения сменяются нижнемеловыми красноцветными терригенными накоплениями. Преобладающим развитием в толще нижнего мела пользуются коричневатые тонкоплитчатые песчаники, мелкогелечные конгломераты, алевролиты и глины с остатками гастропод и двустворок. Мощность нижнемеловых пород достигает 350–400 м. Стратиграфически выше залегают красноцветные алевролиты, гипсы и глины, относящиеся уже к сеноману. Они в свою очередь сменяются зеленовато-серыми глинами, известняками и мергелями с многочисленными органическими остатками позднемелового возраста. В ряде мест по фауне толщу верхнего мела представляется возможным подразделить на ярусы (Крейденков, Распопин, Фроленкова, 1970). Мощность верхнего мела не более 150–200 м.

Верхи стратиграфической колонки северного крыла разлома, как и в западной части, слагают несогласно лежащие на подстилающих более древних породах третичные красноцветные грубообломочные конгломераты и песчаники общей мощностью не более 200–250 м.

Из вышеизложенного видно, что стратиграфические разрезы крыльев Язгулемского разлома резко различны. Палеозойские отложения к югу от линии разлома характеризуются в основном терригенно-карбонатным составом, полным отсутствием вулканогенных пород и малыми мощностями. В северном крыле разлома толщи палеозоя имеют, как правило, огромные мощности и содержат в своем составе большое количество продуктов вулканической деятельности. Мезозойский комплекс в южном крыле разлома представлен мощными морскими толщами, в северном развиты маломощные красноцветные, преимущественно континентальные накопления. Указанные различия разрезов палеозоя и мезозоя позволяют рассматривать Язгулемский разлом в качестве одной из важнейших тектонических линий Памира: он ограничивает с севера область проявления памирских киммерид. В палеозойской геосинклинальной области разлом разграничивал участки эвгеосинклинального и миогеосинклинального режимов.

Существует мнение, что разрезы южного крыла Язгулемского разлома приведены в соприкосновение с резко отличающимися от них разрезами северного крыла по линии пологого надвига, перекрывшего переходные фации осадков (Руженцев, 1968, 1971). Наши наблюдения вместе с учетом всех имеющихся материалов показали, что вышеохарактеризованные соотношения различных типов разрезов палеозоя и мезо-кайнозоя не могут быть объяснены с позиций горизонтального сближения их разновозрастных и разнофациальных частей. Анализ фациально-литологического состава и мощностей отложений в крыльях Язгулемского разлома позволил полностью исключить возможность существенных изменений конфигурации областей палеозойского и мезо-кайнозойского осадконакопления вследствие горизонтальных движений (Винниченко, 1970, 1973а).

Дизъюнктивная дислокация, которая принимается за линию шарьяжа, в плане на значительном протяжении характеризуется строгой прямолинейностью. Нигде не отмечается заметных искривлений, даже в пределах Западного Памира, где эрозионный врез достигает 2,5–3 км. Поверхность перемещения Язгулемского разлома имеет крутое падение то к северу, то к югу (рис. 21). В Язгулемском хребте преобладают юг-юго-восточные наклоны сместителя. Поднятым является южное крыло разло. . . бассейне р. Танымас, т. е. в районе предполагаемой фронтальной части пологого надвига, Язгулемский разлом круто падает на север. Здесь уже поднято северное крыло разлома. Метаморфические породы ванчского комплекса взброшены на породы юры и мела южного крыла. Восточнее поверхность разлома имеет чаще всего вертикальное залегание. Нижне-среднепалеозойские толщи северного крыла в данном районе находятся гипсометрически выше отложений ме-

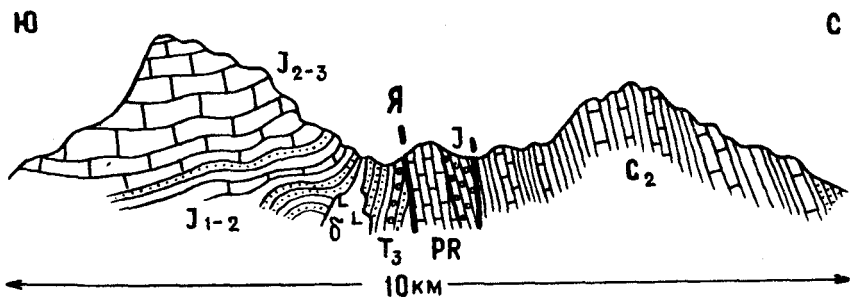


Рис. 21. Геологический разрез по долине р. Кальтатур в бассейне р. Танымас. Я – Язгулемский разлом.

зозоя южного крыла. Вергентность структур, обычно сопровождающая крупные горизонтальные смещения, в крыльях разлома не наблюдается. Принимая во внимание вышеизложенное, следует сделать вывод с том, что движения

по Язгулемскому разлому отличались преимущественно вертикальной направленностью.

Заложение разлома относится к докембрию. В нижнем и среднем палеозое он разделял области с резко различными условиями седиментации. Северное крыло испытало более интенсивное прогибание. Восточная часть его характеризуется проявлением вулканической деятельности. В южном крыле тектонический режим, по мнению ряда авторов, приближается к платформенному. Здесь отлагались карбонатные, реже терригенные осадки небольшой мощности.

В позднем палеозое на месте большей части территории южного крыла возникает поднятие. Лишь на востоке сохраняется морской бассейн, в котором отлагаются глинистые и карбонатные накопления. Северное крыло в позднепалеозойский этап развития продолжает испытывать неравномерные прогибания. В западной части в течение среднего карбона формируется мощная, преимущественно терригенная по составу толща. В позднекаменноугольную эпоху опускание в данном районе сменяется поднятием. В восточной части северного крыла в карбоне и перми отлагались мелководные карбонатные органогенно-обломочные накопления небольшой мощности.

В раннем мезозое происходит резкая смена знака движений крыльев Язгулемского разлома. Область, лежащая к югу от линии разлома, охватывается нисходящими движениями. Почти повсеместно устанавливаются морские или прибрежно-морские условия седиментации. В юре в восточной части появляются области денудации. В других районах южного крыла осадконакопление продолжается до верхнего мела включительно. Северное крыло разлома характеризуется восходящими движениями. Отложения триаса и юры имеют здесь узко локальное распространение, малые мощности и, как правило, континентальное происхождение. Лишь в верхнем мелу в восточной части северного крыла отмечается наличие маломощных мелководных морских и прибрежно-морских осадков.

В кайнозой морской режим как в северном, так и в южном крыльях разлома сменяется континентальным. Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что южное крыло занимало пониженное положение по отношению к северному. Третичные отложения к югу от линии разлома распространены значительно шире, а мощности их здесь несколько больше, чем в северном крыле.

Различное гипсометрическое положение третичных конгломератов и фрагментов предтретичной поверхности выравнивания в крыльях Язгулемского разлома представляет результат подвижек в новейший этап. Тектоническая активность разлома в современную эпоху подтверждается приуроченностью к нему многочисленных сейсмических толчков (Сейсмическое районирование СССР, 1968).

Кызылджикский разлом (рис. 1, Кдж) намечается впервые. Он прослеживается из района пер. Кызылджик на запад вдоль правого борта одноименной реки, затем в ее низовьях переходит на левый борт и в окрестностях сел. Музкол пересекает долину р. Акбайтал (сев.). Далее Кызылджикский разлом отмечается в верховьях рек Кокчукур и Муксу. В районе ур. Аильутек он сочленяется с Язгулемским разломом. Восточнее перевала Кызылджик линия разлома следует вдоль нижней части юго-западных склонов Сарыкольского хребта, севернее сел. Ранкуль, через перевал Кокбелес и далее по правобережью долины Бузджилга до государственной границы. На всем указанном протяжении Кызылджикский разлом выражен крупным дизъюнктивом, сопровождающимся зоной дробления и окварцевания пород мощностью до нескольких десятков метров. С разломом связаны многочисленные кварцевые жилы и серия прилегающих к нему мелких разрывных дислокаций.

Стратиграфические разрезы крыльев Кызылджикского разлома описаны выше при характеристике северного крыла Язгулемского разлома. Напомним их важнейшие особенности с целью выявления различий между ними (рис. 22).

Нижний палеозой к югу от линии Кызылджикского разлома отличается большими мощностями и широким развитием

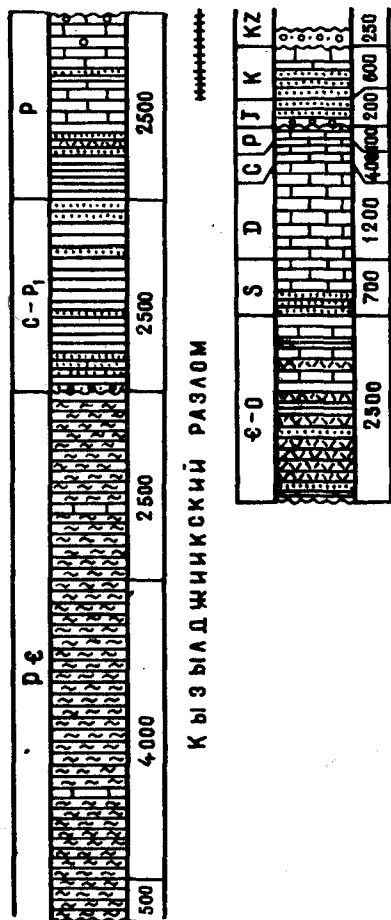


Рис. 22. Стратиграфические разрезы крыльев Кызылджинского краевого долгоживущего разлома.

вулканогенных образований. К северу от разлома нижнепалеозойские отложения представлены преимущественно терригенными и карбонатными осадками небольшой мощности. Силур-девонские отложения в обоих крыльях разлома сложены известняками и доломитами с подчиненным количеством сланцев и песчаников в нижней части. Мощность силур-девона в южном крыле около 3000 м, в северном же не более 2000 м. Каменноугольные отложения к югу от Кызылджийского разлома имеют известняковый состав, общая мощность всех трех отделов 400 м. На подстилающих породах они залегают согласно и с постепенным переходом. В северном крыле отмечаются лишь среднекарбоновые отложения, трансгрессивно лежащие на известняках и доломитах девона. Их слагают в основном сланцы и песчаники. Известняки играют резко подчиненную роль. Мощность накоплений около 2000 м.

Каменноугольные отложения к югу от Кызылджийского разлома вверх по разрезу сменяются пермскими органогенно-обломочными известняками. В северном крыле породы перми отсутствуют.

Заметные различия выявляются и при сравнении разрезов мезо-кайнозоя в крыльях Кызылджийского разлома. К югу от разлома на палеозое с угловым несогласием залегает толща согласно пластующихся красноцветных пород юры и мела мощностью около 800 м. В северном крыле палеозойские отложения перекрыты породами верхнего триаса. Стратиграфически выше следует толща юры, достигающая мощности 900-1000 м. Отложения мела отсутствуют. Третичные накопления наиболее развиты в южном крыле. Мощность их достигает 400-500 м, в то время как к северу от разлома третичные конгломераты имеют мощность, не превышающую 200-300 м.

На всем протяжении Кызылджийский разлом имеет крутое, часто вертикальное падение сместителя (рис. 23). Фациально-литологические особенности осадков палеозоя, мезозоя и кайнозоя, изменения их мощностей свидетельствуют о существовании разлома с эпохи раннего палеозоя. В даль-

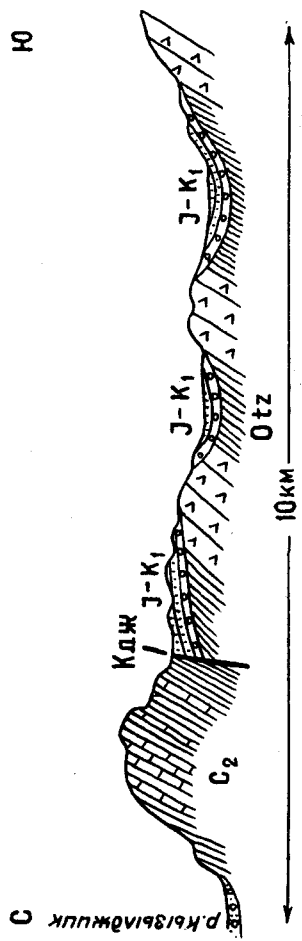


Рис. 23. Геологический разрез правобережья р. Акбайтал (сев.). Клдж - Кызылджыкский разлом.

нейшем в течение всего палеозоя он разделяет области разнотипного осадконакопления. Южное крыло характеризуется наиболее устойчивым прогибанием, тогда как к северу от разлома отмечается частая смена знака движений. Начиная с перми, северное крыло становится поднятием. С этого времени оно служит областью сноса, поставляющей обломочный материал в прогиб на месте южного крыла. В результате движений в кайнозойские палеозойские отложения северного крыла были подняты по отношению к красноцветным мезозойским и третичным накоплениям, сформировавшимся в прогибе к югу от Кызылджикского разлома. В ряде мест наблюдается четкая геоморфологическая выраженность разлома, чем подтверждаются предположения о непрекращающихся подвижках по нему в новейший этап.

Южно-Дарвазский разлом (рис. 1, Ю.-Д.) протягивается вдоль водораздельной части правого борта р. Ванч на СВ 60° . Следуя в указанном направлении, разлом проходит через верховья р. Кокуйбель и достигает южного побережья оз. Каракуль. Отсюда он уходит к Сарыкольскому хребту и западным отрогам Куңлуна. На значительном протяжении Южно-Дарвазский разлом проходит по районам с труднодоступным рельефом, с широким развитием снежного и ледникового покрова и четвертичных отложений. В связи с этим в некоторых местах трасса его проведена в известной степени предположительно.

Стратиграфический разрез южного крыла Южно-Дарвазского разлома представлен вышеохарактеризованными метаморфическими образованиями ванчского докембрийского комплекса, параллельно пластующимися с ним нижне-среднепалеозойскими отложениями, толщей среднего карбона, трансгрессивно перекрывающей подстилающие породы, триасовыми, юрскими и третичными терригенными накоплениями.

В северном крыле докембрийское кристаллическое основание слагают породы боршитской серии (рис. 20). Ее подразделяют обычно на 3 свиты: бивачную, шодакскую и тогмайскую (Власов, Гниловской, 1967). Древнейшая бивачная свита, обнажающаяся в районе ледника Федченко, состоит из серовато-зеленых, зеленых и темно-зеленых роговообманковых

Гнейсов с прослоями биотитовых и гранат-рогообманковых гнейсов. Мощность ее несколько сотен метров. Вышележащая шодакская свита слагается полосчатыми светло-серыми и розовато-серыми разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами максимальной видимой мощности около 4000 м. Завершает разрез тогмайская свита черных, слегка зеленоватых слюдястых сланцев и кварцитов. В значительном количестве встречаются прослой мраморов и гнейсов. Неполная мощность свиты составляет 2500 м.

На докембрийском складчатом основании с угловым несогласием залегает мощная толща (около 2500 м) верхнепалеозойских накоплений. В основании разреза имеется горизонт базальных конгломератов, состоящих из плохо сортированных обломков пород фундамента. Мощность конгломератов 2 м. Выше идут темные глинистые сланцы (20 м) и породы, обычно принимаемые за карбонатные образования — известняки и мраморы полосчатой текстуры. Нашими наблюдениями установлено, что это терригенные отложения (Винниченко, Кухтиков, 1974). Описанные породы выделяют в курговатскую свиту среднего-верхнего карбона (Сорокин, 1961). В долине р. Пяндж на них согласно с постепенным переходом налегает мощная толща пород пшихарвской свиты раннепермского возраста. Ее нижняя подсвита сложена зеленовато-серыми сланцами, кварцитовидными песчаниками, зеленокаменными эффузивами с прослоями светлых известняков и конгломератов. Мощность около 1000 м. В бассейне озера Каракуль к нижнепшихарвской подсвите следует относить породы нижней части так называемой карачимской свиты. В верхней подсвите преобладающим развитием пользуются темные глинистые, глинисто-серицитовые сланцы с редкими прослоями песчаников. Мощность около 1000 м.

В восточной части стратиграфическим аналогом пшихарвской свиты принято считать белеулинскую свиту темных глинистых сланцев с прослоями алевролитов и черных известняков, имеющих мощность порядка 2000 м.

Разрез палеозоя северного крыла Южно-Дарвазского разлома венчают пермские морские накопления бассейна

оз. Каракуль. До недавнего времени считалось, что породы перми в указанном районе имеют широкое распространение и большие мощности. В последние годы получены новые данные, свидетельствующие о неглубоком положении метаморфического основания и об ограниченности площадей развития пермских отложений в районе оз. Каракуль (Чернер, 1974). Выступающие в ряде мест из-под сланцев белеулинской свиты и фаунистически обоснованных отложений перми кристаллические сланцы, мраморы и гнейсы, по нашим наблюдениям, тождественны породам докембрия боршитской серии.

Разрез толщи перми бассейна оз. Каракуль представляется в следующем виде. В нижней части залегают зеленоватые и серые сланцы, песчаники и зеленокаменные эффузивы с прослоями и линзами светлых известняков и конгломератов (около 1000 м). Органические остатки, обнаруженные в известняках, указывают на ранне-позднепермский возраст вмещающих их пород (Шабалкин, 1937; Бархатов, 1963; Левен, 1967 и др.). Выше следуют светлые массивные, часто конгломератовидные и брекчиевидные известняки с линзами и прослоями сланцев и песчаников. Обильные остатки фузулинид, содержащиеся в известняках, свидетельствуют о их принадлежности к улукскому, кубергандинскому и низам мургабского горизонтов (Бархатов, 1963; Левен, 1967). Верхняя часть перми в районе оз. Каракуль к северу от линии Южно-Дарвазского разлома сложена пестроцветными грубообломочными конгломератами, песчаниками и сланцами байгашкинской и кайндинской свит. Конгломераты байгашкинской свиты (150 м), судя по положению в разрезе и наличию в них фузулинид *Pseudofusulina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Nankinella orientalis* M.-Makl. и других, составляют верхи мургабского горизонта (Бархатов, 1963). Кайндинская свита (около 800 м) включается в памирский горизонт верхней перми (Романько, Таиров, 1962).

Мезозойские и кайнозойские отложения к северу от Южно-Дарвазского разлома повсеместно отсутствуют.

Описанный разрез существенно отличается от разреза южного крыла прежде всего отсутствием ниже- и среднепалеозойских отложений, пород мезозоя и кайнозоя, соста-

вом и мощностями верхнепалеозойских образований. Заметные различия выявляются и при сравнении разрезов метаморфического докембрийского основания. Возможность сближения этих разрезов по поверхности пологого надвига исключается. Южно-Дарвазский дизъюнктив, разделяющий их, характеризуется крутыми, близкими к вертикальным падениями сместителя (рис. 24 и 25).

По местоположению линии разлома на местности охарактеризованная разрывная дислокация не отвечает ни Ванч-Акбайтальскому, ни Уйбулакскому разломам, ранее отмеченным в этой части Памира. Южно-Дарвазский разлом принадлежит к категории межзональных краевых тектонических линий. Заложенный в докембрии, он контролировал осадконакопление в течение всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В раннем и среднем палеозое опускание испытывало южное крыло. На месте северного крыла располагалось поднятие. В позднепалеозойское время вплоть до позднепермской эпохи интенсивно прогибается область к северу от Южно-Дарвазского разлома. В южном крыле опускание привело к накоплению только среднекаменноугольных осадков общей мощностью около 2000 м. В мезозое опускание северного крыла сменилось поднятием. Осадки соответствующего возраста здесь не отлагались, в то время как в южном крыле Южно-Дарвазского разлома в триасе, юре и в кайнозое формировались пестроцветные, в основном континентальные осадки.

В настоящее время в западной части, в пределах Дарвазского хребта и в долине р. Пяндж поднятым является северное крыло разлома. Докембрийские метаморфиты северного крыла оказываются поднятыми до уровня среднекаменноугольных отложений южного крыла. На востоке поднято южное крыло разлома, в результате чего карбоновые осадки приведены на один уровень с пермскими накоплениями.

Кеврон - Висхарвский разлом (рис. 1, К - В) служит северным ограничением области распространения курговат-пшихарвского типа разреза палеозоя. Трасса разлома прослеживается от района сел. Кеврон на Пяндже к долине р. Висхарви и далее на северо-вос-

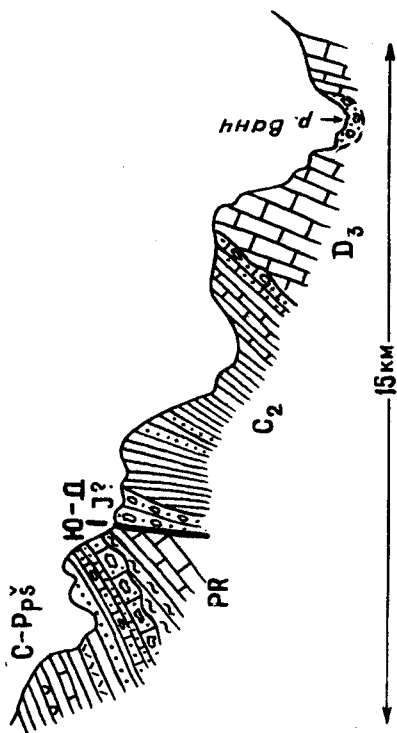


Рис. 24. Геологический разрез южного склона Дарвазского хребта в нижнем течении р. Ванч. Ю-Д — Южно-Дарвазский разлом.

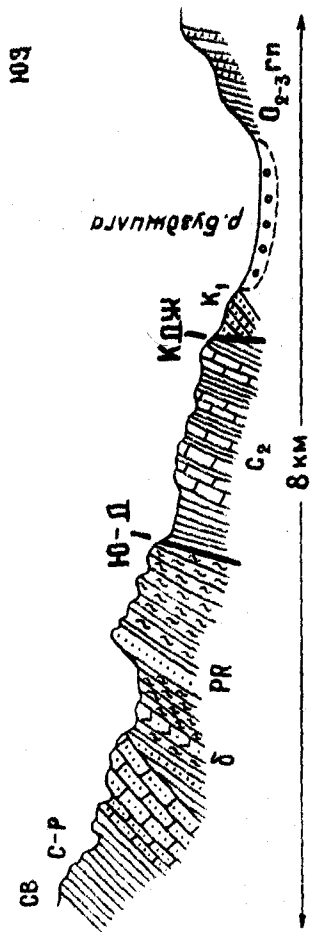


Рис. 25. Геологический разрез долины р. Бузджилга (Восточный Памир). Ю-Ω - Южно-Дарвазский разлом; Кдж - Кызылджикский разлом

ток в бассейн верхнего течения р. Хингоу. Восточнее, вследствие труднодоступности рельефа и широкого развития ледникового и снежного покрова, линия разлома намечается условно. По имеющимся данным, он проходит в этой части через низовья р. Баяндкиик и выходит к северному побережью оз. Каракуль. Здесь дизъюнктив в ряде мест совпадает с линией Уйсуйского разлома, впервые описанного М. И. Шабалкиным, а квалифицированного в качестве долгоживущей дислокации — Б. П. Бархотовым (1963).

К востоку от автотракта Ош — Хорог Кеврон-Висхарвский разлом следует в широтном направлении вдоль правого водораздела р. Маркансу, затем пересекает Сарыкольский хребет и уходит за государственную границу. В Дарвазском хребте намеченная дизъюнктивная линия известна как Висхарвский разлом (Сорокин, 1961). Но поскольку он пересекает долину р. Висхарви почти под прямым углом, укоренившееся название представляется мало удачным. В соответствии с особенностями прохождения трассы разлома на местности и предлагается новое название — Кеврон-Висхарвский.

Стратиграфический разрез северного крыла разлома (рис. 20) характеризуется рядом особенностей, отличающих его от курговат-пшихарвского типа южного крыла. Докембрийское основание сложено преимущественно мелкозернистыми гнейсами и кварцитами с прослоями биотитовых, биотит-мусковитовых гранатсодержащих сланцев, обнажающихся по долине р. Пяндж у сел. Калайхумб. Видимая мощность их порядка 1000 м.

Породы фундамента, согласно имеющимся данным, перекрываются отложениями висхарвской свиты кембро-ордовикского возраста (Геологическая карта Средней Азии и прилегающих территорий, 1964). Некоторые исследователи допускают в составе висхарвской свиты наличие рифейских образований (Власов, 1969). Наши наблюдения позволили уточнить стратиграфическое положение отложений, залегающих на докембрийском складчатом основании К хумбского района (Кухтиков, Винниченко, 1974)

разрез северного крыла Кеврон-Висхарвского разлома имеет следующий вид. На кристаллических породах докембрия с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании залегает толща амфиболовых, оталькованных слюдисто-глинистых сланцев с пачками гнейсовидных сланцев и конгломератов джарфской свиты мощностью 2000-3000 м. Возраст ее условно принимается силурийским. Выше следуют нижнедевонские светлые и темно-серые известняки и доломиты дикзанкоуской свиты (600-700 м). Далее в согласном пластовании идут темные глинистые, глинисто-серицитовые сланцы, филлиты и песчаники висхарвской свиты мощностью 2000-2500 м. Возраст свиты скорее всего средне-позднедевонский.

Описанные отложения среднего палеозоя с резким угловым несогласием перекрываются породами дударгинской свиты среднего карбона. Ее слагают грубообломочные конгломераты и брекчии, состоящие преимущественно из валунов и глыб различных известняков, доломитов. Размер обломков самый различный - от первых сантиметров до первых десятков метров. Изредка встречаются гальки песчаников, кварцитов, жильного молочно-белого кварца и неокатанные обломки кристаллических сланцев. Цемент известково-песчанистый. Среди этих весьма своеобразных конгломератов в виде различного размера линзообразных тел залегают эффузивы типа фельзит-порфиров, плотные глинистые сланцы и пласты кремнисто-кварцевых и полимиктовых средне- и мелкогалечных конгломератов. В известняковых гальках конгломератов дударгинской свиты наряду с силур-девонскими органическими остатками криноидей и амфипор содержатся раннекаменноугольные фораминиферы, на основании чего возраст вышеохарактеризованных накоплений считается среднекарбовым (Кухтиков, Винниченко, 1974). Мощность дударгинской свиты достигает 700 м.

Стратиграфически выше в разрезе северного крыла Кеврон-Висхарвского разлома в согласном залегании с подстилающими отложениями наблюдается мощная толща вулкано-

генно-обломочных пород, которые подразделяются в настоящее время на калайхумбскую и аспандоускую свиты. В нижней части калайхумбской свиты залегают зеленовато-серые альбитофиры, кварцевые порфиры, порфириты и диабазы, прослой туфо-сланцев и линзовидные блоки карбонатных пород. В средней части преобладают темно-зеленые порфириты. Вверх по разрезу они сменяются сланцами и песчаниками. Мощность калайхумбской свиты 1000-1300 м.

Аспандоуская свита характеризуется фиолетовой, коричневой и сиреневой окрасками слагающих пород. Это переслаивающиеся друг с другом андезитовые порфириты, часто с миндалекаменной структурой и иногда шаровой отдельностью, агломераты, туфобрекчии и лавобрекчии с обломками порфиритов, туфогенных пород и известняков. Среди вулканитов встречаются различной формы и размера олистолиты (бескорневые глыбы) розовых и коричневатых известняков, ошибочно принимаемые за прослой и линзы. Мощность свиты 1500-1900 м. В известняковых блоках из калайхумбской и аспандоуской свит в различных частях разреза известны многочисленные остатки ругоз, брахиопод, гониатитов, фораминифер и водорослей раннекаменноугольного возраста (Власов, Мильхухо-Маклай, 1959; Бархатов, 1963; Пыжьянов, 1964 и др.). Принимая во внимание стратиграфическое положение калайхумбской и аспандоуской свит в разрезе выше дударгинской свиты и нахождение органических остатков в известняковых обломках и олистолитах, возраст названных свит следует считать позднепалеозойским, не древнее среднего карбона (Кухтиков, Винниченко, 1974). Более молодые отложения в пределах северного крыла Кеврон-Висхарвского разлома не обнаружены.

Нетрудно видеть, что приведенный стратиграфический разрез северного крыла разлома существенно отличается от курговат-пшихарвского типа южного крыла как в отношении строения кристаллического основания, так и покрывающих его палеозойских толщ. Разграничивающий эти резко различные разрезы сместитель Кеврон-Висхарвского разлома имеет крутые, чаще всего вертикальные падения.

Линия его остается строго прямолинейной даже при пересечении долины р. Пяндж, эрозионный врез которой составляет не менее 2000 м. При таком морфологическом характере поверхности Кеврон-Висхарвского разлома возможность его отождествления с шарьяжной структурой исключается. Анализ вышеизложенных материалов позволяет считать разлом долгоживущей структурой краевой природы.

Заложение Кеврон-Висхарвского разлома относится к докембрию. В среднем палеозое на месте его северного крыла образуется прогиб, в котором формируются терригенно-карбонатные осадки. Южное крыло испытало восходящие движения и служило областью денудации, поставившей в окружающие прогибы, включая прогиб северного крыла, обломочный материал. Интенсивное опускание северного крыла после перерыва в раннекаменноугольную эпоху вновь возобновляется в среднем карбоне. В это время накапливаются грубообломочные терригенные и вулканогенно-обломочные отложения общей мощностью более 3000 м. К югу от разлома осадки соответствующего возраста не превышают по мощности нескольких сотен метров, что свидетельствует о замедленном прогибании южного крыла в карбоне. В начале перми происходит смена знака движений крыльев Кеврон-Висхарвского разлома. На территории южного крыла намечается прогиб с мощным терригенным и карбонатным осадконакоплением. Северное крыло в данный этап геологического развития представляло поднятие.

В мезозое и кайнозое оба крыла Кеврон-Висхарвского разлома испытывают восходящие движения. К настоящему времени в западной части поднятым является южное крыло. Докембрийские отложения крыла находятся гипсометрически на одном уровне с каменноугольными вулканогенными образованиями северного крыла разлома. На востоке наблюдается обратная картина. Отложения карбона северного крыла подняты по отношению к пермским известнякам и сланцам южнее разлома. По геоморфологическим признакам можно говорить о тектонической активности Кеврон-Висхарвского разлома и в новейший этап. Облик речных долин при пере-

сечении линии разлома резко меняется. В частности, долина р. Висхарви в пределах северного крыла сравнительно широкая, с фрагментами пойменных аллювиальных наносов. К югу от линии разлома долина имеет облик узкого глубокого ущелья, выработанного в коренных породах. Наличие сейсмических толчков в зоне Кеврон-Висхарвского разлома также свидетельствуют о непрекращающихся подвижках по нему в современную эпоху.

Дробак-Рабатский разлом (рис. 1, Д.-Р) в качестве структуры этого класса намечен впервые авторами в 1974 г. (Кухтиков, Винниченко, 1975а). Его трасса проходит через сел. Дробак в долине р. Пяндж, отсюда почти строго на север к слиянию составляющих р. Обихарык в районе сел. Рабат и далее к верховьям р. Обихумбоу. Следуя в направлении СВ 30° , разлом достигает долины р. Хингоу в районе сел. Сангвор. Восточнее Дробак-Рабатский разлом проходит через среднее течение р. Муксу и выходит на южный склон Заалайского хребта. Здесь простираение разлома становится близким к широтному. В левобережье верхнего течения р. Саукдара линия разлома отклоняется на северо-восток. В районе пика Ленина Дробак-Рабатский разлом пересекает водораздел Заалайского хребта и уходит в область широкого развития ледников и снежников северного склона. В левобережье р. Кызымарт, западнее одноименного перевала он сочленяется с Дарваз-Каракульским разломом, описание которого приводится ниже.

Стратиграфический разрез южного крыла Дробак-Рабатского разлома характеризует описанная выше колонка палеозоя северо-западного крыла Кеврон-Висхарвского разлома. Разрез другого крыла представляется в следующем виде (рис. 20). Древнее кристаллическое основание на большей части скрыто под более молодыми осадками. В левобережье р. Пяндж отмечается наличие кристаллических сланцев и кварцитов с прослоями мраморов, относящихся к палеозою, ближе не определимому (Пашков, 1973). Комплекс этих пород играет роль фундамента вышележащих отложений. Учитывая высокую степень метаморфизма и структурное поло-

жение в комплексе основания, указанные породы являются, скорее всего, докембрийскими образованиями.

Разрез палеозоя начинают каменноугольные отложения. В долине р. Пяндж они представлены мощной толщей вулканогенно-обломочных пород джакской и ушхарвской свит. По органическим остаткам, содержащимся в прослоях известняков среди вулканитов, возраст указанных свит принимается раннекаменноугольным, не моложе намюра. Считается, что ушхарвская свита подстилает джакскую. Согласно нашим наблюдениям, более древней свитой является джакская. Ее породы в долине р. Пяндж, имея устойчивое восток-юго-восточное падение, подстилают вулканогенные образования ушхарвской свиты. Предположение об опрокинутом залегании указанных свит представляется безосновательным. Джакская свита слагается грубозернистыми зеленоватыми и серовато-зеленоватыми туфогенными песчаниками с прослоями порфиритов, диабазов, туфов и яшмовидных туфогенных пород. В туфобрекчиях содержатся обломки серых известняков с остатками брахиопод и фораминифер визе-намюрского возраста (Власов, Миклухо-Маклай, 1959; Бархатов, 1963 и др.). Мощность джакской свиты 1500-1700 м. Вышележащая ушхарвская свита состоит из крупнообломочных туфобрекчий с цементом серо-зеленого цвета, лавобрекчий, порфиритов и туфогенных пород с линзами известняков, в которых обнаружены обильные остатки ругоз, брахиопод, криноидей, фораминифер и водорослей визе-намюра (Власов, Миклухо-Маклай, 1959; Бархатов, 1963 и др.). Мощность свиты около 2000 м. Общая мощность нижнего карбона северо-западного крыла Дробак-Рабатского разлома порядка 6000 м.

Вулканогенные породы с резким угловым несогласием перекрываются светлыми и серыми известняками, относящимися, по существующим представлениям, к среднему-верхнему карбону (Власов, Миклухо-Маклай, 1959; Бархатов, 1963 и др.). По наличию в этих известняках фораминифер *Parafusulina* sp., *Rugosofusulina* sp. в разрезах р. Егитдара можно предполагать, что не исключен более молодой

пермский возраст заключающих их пород. В последней работе Э. Я. Левена (1975) верхняя часть рассматриваемой сейчас толщи отнесена к ассельскому ярусу нижней перми. Мощность карбонатных пород до 400 м.

Стратиграфически выше совершенно согласно залегает мощная, до 6000–7000 м, толща терригенно-карбонатно-вулканогенных накоплений перми. Исследованиями предшествующих авторов пермские отложения Дарваза к западу от Дробак-Рабатского разлома подразделяются на карачатырский, дарвазский, мургабский и памирский ярусы (Власов, Миклухо-Маклай, 1959; Бархатов, 1963 и др.). Карачатырский ярус слагают известняки себисурхской и фациально замещающие их песчаники и сланцы хориджской свиты. Мощность карачатырского яруса около 1000 м. В основании дарвазского яруса залегает зыгарская свита песчаников с прослоями известняков и конгломератов (400–1400 м). Выше следуют известняки сафетдаронской свиты. Венчает разрез гундаринская свита песчаников, алевролитов и известняков. Общая мощность дарвазского яруса достигает 3000 м. Мургабский ярус представлен иолихаревской свитой фиолетовых известняков с прослоями алевролитов и конгломератов. Мощность свиты 2000 м.

Отложения памирского яруса залегают с угловым несогласием на подстилающих их породах. В нижней части выделяется шакарсевская свита серых и красноцветных глин, песчаников и гипсов мощностью около 200 м. На них согласно залегают серые и фиолетовые известковые туфы с линзами порфиритов и известняков (800 м). Еще выше наблюдаются песчаники с нижнетриасовыми органическими остатками (Власов, 1959, 1969). Более молодые отложения в районах, прилегающих к поверхности Дробак-Рабатского разлома, не устанавливаются. На некотором удалении от него в различных местах описанные толщи палеозоя с резким угловым несогласием перекрываются триасовыми, юрскими и третичными накоплениями. У пер. Хабурабат на пермские и каменноугольные отложения с угловым несогласием налегают третичные грубообломочные конгломераты и песчани-

ки максимальной мощностью 600–800 м. В долине рек Хингоу и Муксу пермские красноцветные накопления перекрыты терригенными отложениями триаса и юры мощностью в несколько сотен метров.

Таким образом, Дробак–Рабатский разлом разграничивает два резко отличающихся друг от друга типа разрезов палеозоя. Допущение о сближении этих разрезов по линии пологого надвига находится в противоречии с имеющимися геологическими материалами. В соответствии с распространенными представлениями о крупных горизонтальных перемещениях толщ Памира к северу следует предполагать надвиг южного крыла на северное в восточной части Дробак–Рабатского разлома. В долине р. Пяндж надвиг должен трансформироваться в сдвиг большой амплитуды.

В действительности на всем своем протяжении Дробак–Рабатский разлом отличается крутым, чаще вертикальным падением сместителя (рис. 26). Резкие искривления линии разлома в плане, обычно свойственные полого падающим тектоническим нарушениям в горных областях, совершенно отсутствуют при пересечении даже таких долин рек, как Пяндж, Хингоу, Муксу с эрозионным врезом около 2000 м. В долине р. Пяндж Дробак–Рабатский разлом имеет простирание, близкое к меридиональному. Его поверхность падает на восток – юго-восток под углами 80–85°. Смена субмеридиональных простираний разлома на субширотные и в междуречье рек Пяндж – Хингоу происходит плавно на расстоянии нескольких десятков километров без какого-либо выполаживания падений поверхности сместителя. Углы наклонов разлома в районе дугообразного изгиба не менее 80° с падением на юго-восток. При пересечении долины р. Хингоу падение Дробак–Рабатского разлома меняется на обратное, т. е. северо-западное, часто строго северное, которое сохраняется вплоть до меридиана пика Ленина. Восточнее, судя по имеющимся материалам, поверхность разлома наклонена круто на север. При таких падениях сместителя возможность отождествления Дробак–Рабатского разлома с шарьяжными структурами исключается. Отсутствие надвига большой амплитуды в восточной части Дробак–

Рабатского разлома, естественно, исключает крупные сдвиговые перемещения по его западной части в долине р. Гяндж.

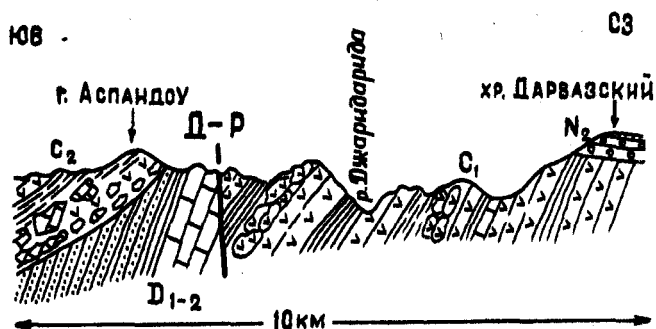


Рис. 26. Геологический разрез южного склона Дарвазского хребта в нижнем течении р. Обихумбу. Д-Р — Дробак-Рабатский разлом.

Анализируя изложенные материалы, можно сделать лишь один вывод: описываемый дизъюнктив принадлежит к классу долгоживущих краевых разломов. Активная тектоническая деятельность Дробак-Рабатского разлома получила отражение в стратиграфических разрезах его крыльев, начиная с нижнего карбона. Сведений о более раннем этапе развития не имеется.

В раннекаменноугольную эпоху область, лежащая к северо-западу от Дробак-Рабатского разлома, испытала погружение, сопровождающееся формированием мощных толщ вулканогенно-обломочных пород. Юго-восточное крыло в это время представляло поднятие. В среднем карбоне намечается изменение тектонического режима движений по разлому. В северо-западном его крыле происходит замедление опусканий. В однообразных морских условиях здесь накапливаются маломощные карбонатные осадки. К юго-востоку от линии разлома возникает прогиб, заполняемый крупноглыбовыми и вулканогенно-обломочными образованиями.

ми. Пермский период характеризуется очередной сменой знака движений крыльев Дробак-Рабатского разлома. На месте прогиба к юго-востоку от разлома появляется область денудации. Интенсивное опускание северо-западного крыла привело к накоплению мощной толщи терригенно-карбонатно-вулканогенного состава. В начале мезозоя площадь седиментации заметно сокращается. В течение всего мезозоя и третичного времени осадконакопление локализуется на значительном удалении от линии Дробак-Рабатского разлома по северной периферии его северо-западного крыла. Большая часть территории север-западного, а также юго-восточное крыло были высоко поднятыми участками. В новейший этап наибольшее поднятие испытала восточная часть северо-западного крыла. Резкие изменения облика речных долин при пересечении линии Дробак-Рабатского разлома и ряд других геоморфологических признаков свидетельствуют о подвижках по нему в четвертичную эпоху.

Д а р в а з - К а р а к у л ь с к и й р а з л о м (рис. 1, Д-К) в качестве долгоживущего разлома краевой природы впервые описан М. М. Кухтиковым (1956). До тех пор он был известен в литературе как Каракульский постседиментационный надвиг (Губин, 1940, 1943, 1949). Позднее А. В. Григорьев (1958) и Н. М. Сеницин (1959) характеризовали ту же линию под названием Северо-Памирский разлом. Н. А. Беляевский (1974) именует разлом Предпамирским, а И. В. Архипов и А. А. Никонов (1974) — Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоной разломов. Имеются и другие предложения (Захаров, 1958, 1970). Руководствуясь правилом приоритета, мы сохраняем за разломом его первое название — Дарваз-Каракульского, хотя по некоторым соображениям оно представляется несколько неудачным.

Трасса разлома на значительном протяжении совпадает с линией Каракульского надвига (Губин, 1940). В западной части разлом проходит в субмеридиональном направлении вдоль западных склонов Дарвазского хребта. Далее он, все более отклоняясь к северо-востоку, протягивается к долине р. Хингоу. Затем Дарваз-Каракульский разлом следует

в бассейн р. Муксу, где выходит на южный склон Заалайского хребта. К востоку от долины Алтындара он следует вдоль водораздельной части указанного хребта. Достигнув меридиана горного массива с пиком Ленина, линия разлома спускается к левобережью р. Маркансу и прослеживается к ее среднему течению. По имеющимся материалам, продолжение Дарваз-Каракульского разлома отмечается как на юго-западе, в левобережье р. Пяндж, так и на востоке, в северо-западных отрогах Кунылуна (Беляевский, 1974). По общей протяженности разлом принадлежит к числу крупнейших на Памире и в Средней Азии в целом.

Дизъюнктивная дислокация по линии Дарваз-Каракульского разлома в Дарвазском хребте отмечалась еще Крафтом, в последующем в других участках — Клебельсбергом (1922). По мнению некоторых исследователей, в отдельных местах Дарвазского хребта Дарваз-Каракульский разлом в эпоху мощного неогенового осадконакопления не проявляется (Чедия, 1957). Наши наблюдения с учетом новейших данных В. А. Вельского (1972) позволяют считать, что разлом имеет повсеместно четкое выражение в виде крупного нарушения. В последние годы наличие разлома получило подтверждение в результатах геофизических работ (Беляевский, 1974; Уломов, 1974 и др.).

Дарваз-Каракульский разлом служит северным ограничением области распространения палеозойских отложений Памира. К югу от него установлено два типа стратиграфических разрезов, разграниченных Дробак-Рабатским разломом, описанным выше. В северном крыле Дарваз-Каракульского разлома породы палеозоя не обнажаются. Разрезы мезо-кайнозоя в крыльях разлома резко различные. В настоящее время представляется возможным к северу от линии Дарваз-Каракульского разлома наметить два типа разрезов, разделенных в западной части Заалайского хребта крупным широтно ориентированным разломом, сопряженным с линией Дарваз-Каракульского дизъюнктива более высокого ранга. Не исключено, что этот подчиненный разлом представляет восточное продолжение Вахшского краевого разлома (Кухтиков, 1956).

К северу от линии Дарваз—Каракульского разлома в западной части Заалайского хребта толща триаса и юры имеют терригенно—вулканогенный состав (рис. 27). Общая мощность отложений более 2000 м. В Дарвазском хребте вулканогенные породы в разрезе триаса и юры отмечаются в виде единичных маломощных прослоев. Затем при движении

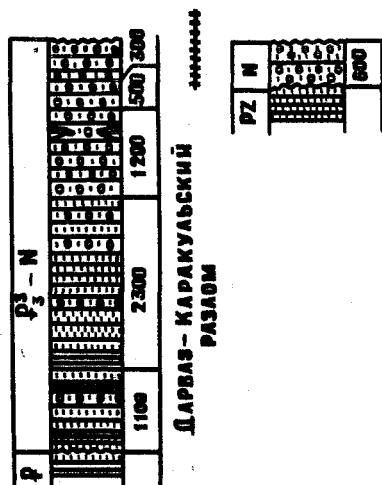


Рис. 27 Стратиграфические разрезы крыльев Дарваз—Каракульского краевого долгоживущего разлома (западный сектор).

на юг они полностью исчезают. Увеличивается роль конгломератов и песчаников, в юре появляются прослой сланцев и углей.

В восточной части Заалайского хребта несогласно лежащие на палеозое юрские вулканогенно—обломочные отложения имеют мощность не более 600 м. В верхней части толща юры содержит белые гипсы с прослоями известняков.

В южном крыле породы триаса и юры характеризуются локальным развитием вдоль линии разлома. В Дарвазском хребте триас сложен песчаниками, алевролитами и глинами

общей мощностью около 1000 м. Юра представлена кварцевыми конгломератами, песчаниками, сланцами с прослоями углей и гипсов. Вулканиды отмечаются в единичных случаях в виде маломощных прослоев. В долине р. Муксу к югу от Дарваз-Каракульского разлома в разрезе триаса и юры наряду с песчаниками и глинами имеются вулканогенные породы. Но в отличие от северного крыла мощность их здесь исчисляется всего несколькими сотнями метров. В долине р. Маркансу палеозойские отложения южного крыла с угловым несогласием перекрыты конгломератами, песчаниками, глинами и гипсами юры мощностью не более 200 м.

Меловые и палеогеновые отложения в северном крыле Дарваз-Каракульского разлома выражены морскими накоплениями. В западной части Заалайского хребта и в хр. Петра 1 меловые отложения представлены различными известняками, глинами, мергелями и песчаниками общей мощностью около 2900 м. Морские осадки палеогена имеют мощность 800-900 м.

В восточной части Заалайского хребта наблюдается значительное сокращение мощности меловых и палеогеновых осадков. Мощность мела достигает здесь 1400-1500 м, а палеогена — не более 600 м. Заметную роль в сложении толщи мела и палеогена начинают играть прибрежно-морские грубозернистые, гипсоносные, часто красноцветные накопления. К югу от Дарваз-Каракульского разлома Меловые и палеогеновые отложения имеются только в Дарвазском хребте. Толща мела и палеогена, согласно залегающая на морских песчаниках и конгломератах, отличается в южном крыле заметным погрубением осадков и резко сокращенными мощностями (Джалилов, 1963).

Наиболее существенные различия выявляются при сравнении разрезов континентальных третичных отложений. В предгорьях Дарвазского хребта к западу и северо-западу от Дарваз-Каракульского разлома мощность третичной толщи, согласно залегающей выше морских палеогеновых пород, достигает 6000 м.

Нижняя хингоуская и частично тавильдаринская свиты характеризуются песчано-глинистым составом. Более вы-

сокие части тавильдаринской, каранакская и полизакская свиты слагаются грубообломочными конгломератами и песчаниками (Босов, 1972). К востоку от Дарваз-Каракульского разлома в Дарвазском хребте нижние две свиты третичной толщи выпадают из разреза. Непосредственно на палеозое и в ряде мест на мезозое и палеогене несогласно залегают галечники каранакской и полизакской свит. Максимальная их мощность не более 800–900 м, чаще же она не превышает сотни метров. В восточной части Заалайского хребта разрез третичных отложений (рис. 28) заметно отличается от вышеохарактеризованного. К северу от Дарваз-Каракульского разлома на морских палеогеновых осадках залегают кирпично-красная песчано-глинистая массагетская серия (около 600 м). По возрасту она охватывает интервал верхи олигоцена – миоцен. Вышележащая толща, включающая плиоцен-древнечетвертичные отложения, сложена бурыми грубообломочными конгломератами, реже песчаниками общей мощностью не более 800 м. В южном крыле третичная толща, состоящая из слабо сцементированных валунных и грубообломочных конгломератов и брекчий, имеет мощность около 300 м. В составе этой толщи установлено наличие плиоценовых и древнечетвертичных отложений (Козлов, 1965).

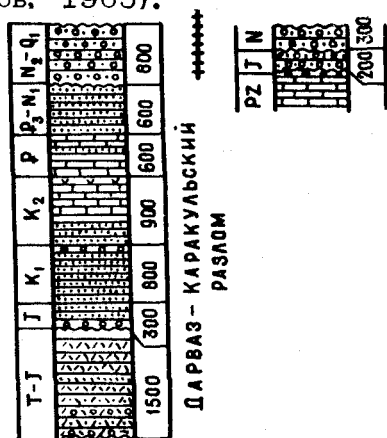


Рис. 28. Стратиграфические разрезы крыльев Дарваз-Каракульского краевого долгоживущего разлома (восточный сектор).

Охарактеризованные различия стратиграфических разрезов послужили основанием для отождествления Дарваз-Каракульского разлома с грандиозным надвигом, переходящим на флангах в сдвиги большой амплитуды. В Дарвазском хребте, по мнению С. А. Захарова (1967), сдвиговая природа разлома не должна вызывать сомнений. В то же время многие исследователи неоднократно указывали, что геологические материалы свидетельствуют о вертикальной направленности движений по Дарваз-Каракульскому разлому (Кухтиков, 1956, 1958; Григорьев, 1958; Синицын, 1959; Петрушевский, 1961; Власов, 1961, 1969; Бархатов, 1963, 1971 и др.). В. А. Бельский (1972) установил, что реконструкции грандиозных сдвигов в Дарвазском хребте находятся в противоречии с фактическим материалом и являются ошибочными.

Поверхность разлома на всем протяжении, включая участки предполагаемой фронтальной части надвига, отличается крутыми, часто вертикальными падениями сместителя. В Дарвазском хребте разлом падает на восток — юго-восток под углами не менее $70-80^\circ$, нередко угол наклона его поверхности достигает 90° . В Южном Дарвазе (район хребта Синунг) на значительных протяжениях констатированы крутые и средние (около 50°) наклоны поверхности разлома в западном направлении. Восточнее, в западной части Заалайского хребта, Дарваз-Каракульский разлом характеризуется частой сменой крутых южных падений северными. В местах смены наклонов поверхности разлома одного направления в другое падение его строго вертикальное. В восточной части Заалайского хребта в долине р. Маркансу сместитель Дарваз-Каракульского разлома падает на север под углами $75-80^\circ$. Предположение о возможном выполаживании падений поверхности Дарваз-Каракульского разлома на глубине не находит подтверждений в имеющихся геологических и геофизических материалах. Нет никаких данных, дающих основание говорить о Дарваз-Каракульском разломе как о грандиозном поддвиге.

В последнее время предприняты попытки истолкования главнейших черт тектонического плана Памиро-Гиндукушского региона с позиций тектоники плит, базирующиеся на "глубо-

кой аналогии в строении верхней мантии Памиро-Гиндукуша и островных дуг" (Лукк, Винник, 1975, стр. 78), что заставляет, как указывают упомянутые исследователи, "предполагать единый механизм образования подобных структур". На отмеченной основе, т. е. аналогии в строении мантии и предположении о единстве механизма, произведена реконструкция современного структурного соотношения Индийской и Евразийской литосферных плит. В интересующем нас аспекте авторы приходят к заключению, что Индийская плита очень полого надвинута на Евразийскую плиту, амплитуда этого своеобразного покрова достигает нескольких сот километров, его линией на земной поверхности является Дарваз-Каракульский разлом.

Нетрудно видеть, что подобная реконструкция совершенно лишена доказательств из сферы традиционных геологических исследований. Она абсолютно не согласуется с основными особенностями геологического строения региона и историей его развития в течение всего фанерозоя. Реконструкция на основе идей глобальной тектоники не более, чем дань новейшим модным представлениям, она должна восприниматься только в качестве допустимой рабочей гипотезы.

Достоверно установлено, что начиная с триаса, в течение всего мезозоя и кайнозоя разлом контролировал осадконакопление, ограничивая с юга и востока прогиб на месте северного крыла. Обломочный материал поступал с территории южного крыла, отлагаясь в непосредственной близости от областей денудации. Фашиально-литологические особенности и изменения мощностей свидетельствуют о том, что конфигурация прогиба северного крыла Дарваз-Каракульского разлома соответствует площади современного выхода пород мезо-кайнозоя.

Имеющиеся в настоящее время материалы по четвертичной геологии полосы трассы разлома свидетельствуют о непрекращающихся подвижках по нему в плиоцен-древнечетвертичное время (Архипов, Никонов, 1974; Никонов, 1975 и др.) Сейсмические явления, наблюдаемые в зоне разлома, указывают на его активность в современную эпоху.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ МОРФОЛОГИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ДОЛГОЖИВУЩИХ РАЗЛОМОВ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ ПАМИРА

Изложенные в предыдущей главе материалы наблюдений на Памире, выполненные в условиях весьма совершенной обнаженности геологических образований и уникальной глубины вертикального расчленения, в отношении интересующего нас класса разрывных структур могут быть резюмированы в следующем виде.

1. Все охарактеризованные разломы являются реально наблюдающимися дизъюнктивными поверхностями; ни один из разломов не устанавливается методом логического конструирования как наиболее вероятная интерпретация имеющегося фактического материала.

2. Отдельные более или менее протяженные участки разломов сопровождаются маломощными (несколько метров и первые десятки метров) зонами повышенной трещиноватости пород крыльев и гидротермальной метасоматической деятельности. Здесь нет так называемых зон глубинных разломов шириною в десятки километров.

3. Поверхности сместителей описанных разломов падают либо строго вертикально, либо под большим углом (65–85°) под поднятое крыло независимо от того, наблюдаются ли они в альпийском или герцинском структурном геосинклинальном комплексе или же в докембрийском метаморфическом фундаменте. Разломы остаются прямолинейными при пересечении ими крупных и резких рельефных форм — крутосклонных хребтов и глубоких долин. Структуры пологих надвиговых перекрытий одного крыла другим отсутствуют.

4. Вдоль разломов, разделявших в геологическом прошлом области сноса и аккумуляции, в терригенных толщах неогена, мела, юры, триаса, перми, среднего карбона наблюдаются прибрежные фации осадков в виде несортированных брекчий и грубых конгломератов, многочисленные олистолиты

и олистостромы, что лишний раз подчеркивает отсутствие тектонических перекрытий и так называемого выпадения из фациального спектра переходных фаций.

5. Сравнение стратиграфических колонок синхронных отложений в противоположных крыльях разломов показывает, что движения по разломам происходили на всех этапах тектонической истории геосинклинального прогиба. Такие разломы определяли латеральное распространение осадочных формаций в геосинклинальной области.

Таким образом, становится ясным, что высказываемые иногда противниками существования долгоживущих разломов в геосинклинальных областях критические замечания о том, что длительность активной жизни таких разломов не доказана и является чисто гипотетическим предположением, должны быть признаны несостоятельными. Долгоживущие (персистентные) краевые разломы — реальные структурные элементы геосинклинальных областей линейного типа по крайней мере.

На основе главных особенностей морфологии и истории развития краевых долгоживущих разломов, закономерностей их пространственного расположения и характера движений крыльев представляется возможным сделать ряд весьма важных заключений по региональной тектонике памирского сектора Средиземноморского подвижного пояса. Не приходится сомневаться в том, что закономерности, устанавливаемые для альпийского пояса, имеют определенное общетеоретическое значение. Во всяком случае, их следует иметь в виду, анализируя строение и тектоническое развитие других геосинклинальных областей.

Разломы и структура земной коры геосинклинальных областей

Все важнейшие разломы Памира, подобные Бартанг-Пшартскому или Южно-Дарвазскому, в направлении с запада на восток протягиваются по всей его длине. Поперечник складчатой области Памира в субмеридиональном направлении составляет в среднем около 225 км. В каждом поперечном сечении складчатых комплексов Памира число краевых раз-

ломов оказывается не меньшим 8-10. Таким образом, среднее расстояние между двумя смежными долгоживущими разломами равняется 25-35 км. Сходная картина распределения краевых разломов по площади геосинклинального пространства наблюдается и в других складчатых областях (Хаин, 1963). Однако в тех сечениях, когда к магистральным и межзональным разломам причленяются долгоживущие разломы более низкого ранга, плотность насыщения краевыми разломами геосинклинального пространства может существенно возрасти. Хорошо изученная в этом отношении система долгоживущих разломов Гиссаро-Алая (Кухтиков, 1964, 1968) характеризуется величиной интервала между смежными меж- и внутризональными разломами порядка 5 км. Расстояние между персистентными (долгоживущими) разломами Гохтор, Долен и Рэсегг в Гларнских Альпах, в соответствии с данными К. Шиндлера (Schindler, 1959, стр. 53), определяется равным в среднем 7 км.

Количественная оценка глубины проникновения описываемых разломов в земные недра в более или менее точных значениях, по-видимому, возможна только на основе специальных геофизических исследований. Имеющиеся данные геологических наблюдений позволяют утверждать, что краевые разломы Памира рассекают не только всю толщу слоистых геосинклинальных отложений, но и метаморфический докембрийский фундамент геосинклинальной области и проникают в более глубокие горизонты земной коры, достигая по крайней мере уровня формирования магматических очагов, если судить об этом по факту приуроченности к зонам некоторых разломов магматических проявлений в эффузивной и интрузивной формах.

Все это определяет достаточно высокую степень насыщенности геосинклинального пространства дизъюнктивами рассматриваемого нами типа, показывает первичное членение этого пространства на серию более или менее автономных блоков (пластин и клиньев), выявляя в конечном счете геосинклинальную область в качестве пояса (или области)

ти более или менее неправильной формы) своеобразного глубоко проникающего дробления земной коры.

Хотя земная кора складчатой области Памира, как видим, характеризуется сильной раздробленностью, ее нельзя, конечно, уподобить тектонической брекчии планетарного масштаба (Пейве, 1960). Она состоит не из блоков разной формы, величины и пространственной ориентации, как это обычно свойственно брекчиям, а из серии длинных и относительно узких пластин, вытянутых в соответствии с генеральным простиранием складчатой области. Сравнение с брекчией должно восприниматься как имеющее аллегорический и весьма нестрогий характер.

Разломы как границы областей осадконакопления

Краевые долгоживущие разломы в силу особенностей своей природы разграничивают смежные части геосинклинальной области, различающиеся типом стратиграфического разреза, т. е. фаціальным составом и мощностью отложений, наличием или отсутствием перерывов процесса осадконакопления, характером палеонтологических остатков.

Долгоживущие разломы, как и следует ожидать в соответствии с содержанием и духом понятия, в целом ряде случаев проявляют себя в более или менее яркой форме в качестве своеобразных палеогеографических рубежей. Линии краевых разломов нередко являются границами между зонами (площадями) сноса и аккумуляции или рубежами между сильно разнящимися литолого-фаціальными типами синхронных отложений. В южном крыле Бартанг-Пшартского разлома развита мощная толща морских пермо-триасовых отложений. В его северном крыле пермские отложения неизвестны, а триасовые представлены только верхним отделом — толща прибрежно-морских и континентальных терригенных пород, залегающая с угловым несогласием на подстилающих свитах. Палеогеографический рубеж, весьма четко выраженный, в данном случае кажется бесспорным. Он к тому же подчеркнут широко распространенной фацией олистостромов и олистолитов, заключенных среди песчано-глинистых осадков пер-

ми (и карбона?): крупноглыбовый материал в изобилии поступал с северного крыла разлома и оседал в зоне аккумуляции недалеко от ее окраины.

Меловые отложения центральнопамирского типа в своем распространении к северу встречают фактически непреодолимые барьеры в виде уступов рельефа, образованных приподнятыми северными крыльями Южно-Дарвазского и Кызылджикского разломов (последний — для восточной части Памирского региона). Нижнемеловые красноцветы в окрестностях перевала Акбайтал содержат довольно мощные горизонты и линзовидные тела крупно- и гигантоглыбовых брекчий (меланж осадочного происхождения), лишняя раз напоминающих о близости границы зоны осадконакопления. В нижнем течении Ванча подобные же фашии в нижней части юрского разреза наблюдаются вдоль линии Южно-Дарвазского разлома.

Аналогичным образом Дробак-Рабатский разлом, по крайней мере в своей дарвазской части, ограничивает распространение в юго-восточном направлении пермских отложений центральнодарвазского типа. Несмотря на огромную суммарную мощность разреза (свыше 5000 м), пермские породы южнее линии названного разлома до сих пор не установлены. Если они там в конце концов и будут доказаны, то уже и сейчас не может быть сомнений в том, что это будут разрезы и малой мощности, и локального распространения, и специфического фашиального состава, что, следовательно, мало повлияет на палеогеографическую оценку линии Дробак-Рабатского дизъюнктива.

Для отдельных отрезков геологического времени по некоторым разломам устанавливаются "палеогеографические" взаимоотношения крыльев иного характера: отложения одного и того же возраста в противоположных крыльях разлома сильнее всего различаются типом разреза и в первую очередь мощностью пород. В северо-западном крыле Дарваз-Каракульского разлома верхнетретичные красноцветные отложения имеют суммарную мощность порядка 6000 м, в юго-восточном, памирском крыле того же разлома их мощность не превышает 800 м. Весьма значительны различия и в литолого-фашиаль-

ном отношении: в юго-восточном крыле преобладают слабоцементированные галечники и рыхлые грубозернистые песчаники, в северо-западном, депрессионном крыле наряду с плотными конгломератами широким распространением пользуются крепкие песчаники и глинистые сланцы. Несомненно и другое, принципиально важное различие — в памирском крыле разлома верхнетретичные красноцветы имеют первично фрагментарное распространение. Таким образом, зона позднетретичной аккумуляции, в целом локализованная в Таджикской депрессии, в узком смысле — в депрессионном крыле Дарваз-Каракульского разлома, на отдельных участках линии разлома "преодолеывает" тектонический барьер в виде поднятого крыла, где в разобренных неглубоких прогибах формируются свиты осадков малой мощности.

Подобная же картина может наблюдаться и в отношении морских отложений. В южном крыле Южно-Акбайтальского разлома (восточный фланг Язгулемского разлома) развита мощная (около 2500 м) толща юрских отложений, терригенных и карбонатных по составу. Отложения того же возраста в северном крыле разлома распространены только в непосредственной близости от поверхности сместителя, а их общая мощность сокращена не менее чем в 10 раз. Эта же пропорция сохраняется и для карбонатной компоненты разреза, венчающей стратиграфическую колонку юры.

Такие же соотношения характерны для Язгулемского разлома и в его западно-памирской части. Юрские известняки в северном крыле разлома известны всего в одном месте в виде небольшого по площади выхода, где мощность пород не превышает 100 м. В противоположном крыле морская карбонатная юра распространена повсеместно, а мощность осадков достигает 800-1000 м.

Число примеров подобного рода можно увеличить, но и приведенных, как нам кажется, вполне достаточно для того, чтобы сделать весьма важные выводы палеогеографического и тектонического характера.

Геосинклинальная область в эпоху господствующего осадконакопления палеогеографически предстает перед нами не в

виде бескрайнего морского или тем более океанического глубоководного бассейна, как это нередко рисуется в новейших тектонических представлениях и реконструкциях. Действительный палеогеографический облик геосинклинали Памира самобытен и в определенном смысле неповторим: геосинклинальный бассейн представляет систему линейных трогов и поднятий, нередко отраженных в распределении фаций и выраженных палеогеографически: первые почти всегда затоплены морем, вторые в определенные моменты представляются полузатопленной сушей или же невысоко поднятой областью (грядой) сноса. С крутых берегов таких поднятий поступает обломочный материал, в том числе в виде крупных глыб — олистолитов, скопления которых образуют олистостромы и толщи осадочного меланжа.

Наличие в зонах краевых разломов береговых фаций и в определенном смысле переходных типов разрезов является еще одним аргументом в пользу особой генетической природы этих дизъюнктивов и свидетельством невозможности их отождествления с линиями пологих надвигов и шарьяжей большой амплитуды, по которым будто бы произошло тектоническое сближение фаций и типов стратиграфических разрезов.

Продолжительность активной жизни разломов

Движения по краевым разломам геосинклинальной области Памира, как это становится совершенно ясным из анализа стратиграфических колонок их крыльев, активно проявлялись в течение всего киммерийско-альпийского геосинклинального цикла, т. е. с момента заложения геосинклинальных прогибов и до их замыкания — превращения геосинклинали в складчатое сооружение. Эта характернейшая диагностическая черта краевых разломов позволяет называть их долгоживущими конседиментационными разломами. Последнее наименование имеет целью подчеркнуть роль разломов данной категории в контроле процесса геосинклинального осадконакопления.

Однако продолжительность активной тектонической жизни памирских краевых разломов, по-видимому, во всех без

исключения случаях выходит за временные границы одного геосинклинального цикла. Мезозойские, морские и континентальные отложения района Центрального Памира в своем распространении на север не проникают за линию Южно-Дарвазского разлома на западе Памира, за линию Кызылджикского разлома на востоке. Объединенная линия названных разломов, таким образом, на протяжении всего мезозоя выступает в качестве своеобразного тектоно-палеогеографического рубежа. Вместе с тем нет никаких сомнений и в том, что эта же линия была тектонически активной на протяжении всей палеозойской эры. В южных крыльях названных разломов известны кембро-ордовикские, силурийские и девонские отложения, в районе перевала Акбайтал также карбонатная толща нижнего карбона. На этом комплексе морских осадков трансгрессивно располагается довольно мощная (более 2000 м) толща терригенных пород, скорее всего среднего карбона (Винниченко, Кухтиков, 1974).

Разрез палеозойских отложений в северном крыле тех же дизъюнктивов имеет совершенно другой вид. На докембрийском основании здесь непосредственно располагается в соответствии с современными представлениями терригенно-карбонатная свита среднего-верхнего карбона, перекрытая мощной толщей преимущественно терригенных морских отложений перми. Как видим, движения крыльев и связанный с ними процесс осадконакопления в течение палеозоя находятся, если так можно выразиться, в противофазе: на юге седиментация имела место в раннем, среднем и только отчасти в позднем палеозое, на севере — целиком и полностью в позднем. По всей вероятности, только в самом начале позднего палеозоя, в среднекаменноугольную эпоху, аккумуляция одновременно происходила в обоих крыльях — движения по разломам были менее контрастными, хотя отнюдь не замирали, если судить об этом по различиям мощностей осадков среднего карбона.

Докембрийские отложения выступают на дневную поверхность в обоих крыльях Южно-Дарвазского разлома, причем различия типов их разрезов и характера метаморфизма весь-

ма значительны. Докембрий южного крыла представляют верхнепротерозойские толщи Ванчского хребта, выраженные кварцитами, мраморами и мраморизованными известняками, филлитами и слюдисто-актинолитовыми сланцами и т. п. В сложении докембрийских разрезов северного крыла преобладают разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы (кианитовые, гранато-слюдистые и пр.), известны также пачки и пласты мраморов. Возраст метаморфитов признается нижнепротерозойским.

Различие охарактеризованных разрезов докембрия несомненно. Есть достаточные основания думать, что оно является следствием различий докембрийской геологической истории крыльев краевого разлома, что означает существование Южно-Дарвазского разлома уже в те отдаленные времена. Повсеместный срез на площади северного крыла мощных средне- и верхнепротерозойских отложений ванчского типа представляется маловероятным, так как в окружающих это поднятие зонах аккумуляция раннего и среднего палеозоя преобладают карбонатные и мелкозернистые терригенные накопления.

Если по аналогии с рассмотренным примером проделать сравнительный анализ геологического строения и истории развития противоположных крыльев Гармчашминского, Гунт-Аличурского, Бартанг-Пшартского, Язгулемского и некоторых других разломов, то мы придем к тем же заключениям, что и в случае с Южно-Дарвазским разломом: все эти разломы начиная с докембрия, а отдельные, несомненно, с архея, служат границами определенных блоков земной коры, характеризующихся индивидуальными чертами своей тектонической жизни; все они выступают в качестве краевых на протяжении всей геологической истории региона. Это, следовательно, исключительно консервативные элементы тектонического плана не только того или иного геосинклинального комплекса, но и вообще верхней части земной коры.

Длительность развития краевых разломов и малый (25-40 км и менее) интервал между смежными разломами на Памире и в других геосинклинальных областях (Хаин, 1963; Кухтиков, 1969) приводят к следующему заключению: про-

цесс так называемого складкообразования в геосинклинальной области разыгрывается в условиях изначального расчленения дислоцирующегося геосинклинального комплекса (как и коры в целом) серией долгоживущих разломов на систему геологически неоднородных блоков-пластин. Структурные формы, созданные в результате дислокации слоев в данном блоке-пластине, не могут иметь первичного структурного продолжения в смежных блоках. Иными словами, тектоническая структура осадочной геосинклинальной толщи, заключенной между двумя смежными краевыми разломами, имеет сегодня тот первичный вид, который она приобрела в процессе дислокации. Ее нельзя считать частью чего-то более крупного, рангом более высокого — наблюдаемые моноклинали не являются частями более крупных, но разорванных складок. Это обстоятельство необходимо учитывать при конструировании крупных дислокационных форм, подобных антиклинариям и синклинориям, и при других различного рода структурных реконструкциях.

Вышесказанное определяет одно из многочисленных следствий, на котором хотелось бы акцентировать наше внимание. Дислокация слоистых отложений, заключенных между смежными долгоживущими разломами, практически всегда выражена несколькими более или менее протяженными моноклиналями, а на участках значительного сближения таких разломов — нередко всего одной моноклиналью. На основании всего изложенного ранее мы вправе утверждать, что эти моноклинали являются первичными структурными формами и что, следовательно, фаза диастрофизма, охватывающая площадь данной тектонической зоны, по крайней мере на большей ее части, проявляется в создании первично моноклиналильных структур. Она в сущности и в строгом смысле не является фазой складкообразования, поскольку образования складок как структурных форм первого порядка, заполняющих пространство тектонической зоны, в действительности не происходит — в процессе диастрофических движений первично возникают моноклиналильные формы, которые могут осложняться подчиненными им складчатыми дислокациями.

Наличие густой сети краевых разломов в геосинклинальной области Памира позволяет по-иному ставить и решать проблему ее поперечного сокращения в процессе преобразования в так называемую складчатую область. Необычайная продолжительность активной жизни краевых разломов, строго фиксированное положение их в пространстве, повсеместно крутое или вертикальное падение сместителей, по крайней мере в пределах глубин, контролируемых геологическими методами исследований, означают практическое отсутствие эффекта сокращения площади коры в итоге дивергентических движений. Господствующими движениями по дивергентивам этой категории всегда были вертикальные движения. Мало-численность в составе структурного геосинклинального комплекса сложных складчатых форм и отсутствие пологих надвигов большой амплитуды и тем более шарьяжей дают основания считать, что и пространство, занятое киммерийским слоистым комплексом Памира, осталось по существу неизменным в сравнении с первоначальной площадью седиментации.

Известные в литературе ориентировочные подсчеты сокращения поперечника геосинклинали Тетиса в памиро-гиндукушском секторе на сотни километров (Кропоткин, 1968) на-ходятся в непримиримом противоречии с содержанием понятия о краевых разломах. Вопрос стоит только так: если на Памире существуют долгоживущие краевые разломы, они исключают сколько-нибудь значительное сокращение поперечника геосинклинальной области в процессе ее преобразования в складчатое сооружение, и наоборот, признание сокращения на сотни километров делает невозможным существование категории краевых разломов в том виде, как они описаны нами. Альтернативы этому заключению нет.

Сделанный вывод, само собой разумеется, имеет отношение не только к складчатой области Памира, но и сохраняет силу и в отношении всех тех областей, где устанавливаются краевые долгоживущие разломы.

Соподчиненность разломов

Описанные долгоживущие краевые разломы являются важнейшими разрывными дислокациями складчатой области Памира. Крупнейшие из них — Дарваз—Каракульский, Южно—Дарвазский, Язгулемский, Бартанг—Акбайтальский, Бартанг—Пшартский, Гунт—Аличурский протягиваются от западной границы Памира до восточной, достигая, таким образом, только в указанных пределах 300—350 км длины. Действительная протяженность большинства этих дизъюнктивов имеет гораздо большие значения, так как современные геологические карты показывают их продолжение в структурных комплексах Гиндукуша на западе, Куньлуня и Каракорума — на востоке.

По мере протяжения в том или ином направлении смежные разломы могут, постепенно сближаясь, сливаться в одну линию — происходит конвергенция дизъюнктивных линий. Столь же правомерен и противоположный случай, когда по мере движения вдоль данного разлома мы обнаруживаем как бы бифуркацию ранее единой линии на две, расходящиеся под некоторым острым углом. Такой вариант соотношения разломов может быть назван дивергенцией дизъюнктивных линий (рис. 29). Типичный пример конвергенции представляют Гунт—Аличурский и Бартанг—Пшартский разломы, объединяющиеся в долине Пянджа немного севернее Хорога в одну линию, уходящую в юго—западном направлении в Гиндукуш, если следовать вдоль трассы этих разломов с северо—востока на юго—запад. Не исключено, что уже на афганской территории в долине Джурма к этой объединенной линии причленяется и Южно—Дарвазский разлом. С эффектом дивергенции мы можем встретиться на востоке Памира, следуя в восточном направлении вдоль Бартанг—Пшартского или Язгулемского разломов (рис. 1).

В обоих случаях, конвергенции и дивергенции, хотя они и представляются противоположными в структурно—морфологическом отношении, а в действительности являются одной и той же структурой, квалификация которой, однако, зависит от местоположения по отношению к ней наблюдателя, мы

сталкиваемся с одной и той же проблемой — проблемой предпочтительности: какой разлом считать основным и какие к нему причленившимися или от него отходящими. В самом деле, с каким из двух разломов мы имеем дело на левобережье Пянджа после того, как Гунт-Аличурский и Бартанг-Пшартский разломы объединились в одну линию? Или по какой из двух ветвей идет бифуркирующий в этом или ином направлении разлом?

На первый взгляд сформулированная проблема может показаться несущественной или даже чисто схоластической. Однако в действительности это далеко не так. В практике конкретных исследований независимое изучение системы сочленяющихся разломов с противоположных флангов двумя исследователями нередко порождает горячие дискуссии, имеющие основой или различия во взглядах по оценке роли той или иной дислокации в региональной структуре, или соображения престижа, или то и другое вместе. Практикующееся в подобных спорах принятие согласованного решения на основе правила приоритета не является научным решением вопроса. В то же время ошибочное трассирование главной ветви при дивергенции или придание ведущей роли второстепенному разлому при явлении конвергенции неизбежно ведет к вуальированию и искажению истинной роли долгоживущих разломов, к ошибочным представлениям о структуре геосинклинальной области и истории ее развития.

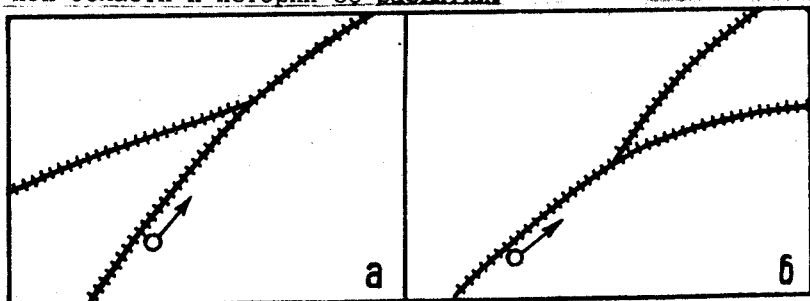


Рис. 29. Конвергенция (а) и дивергенция (б) разломов; стрелкой показано направление движения наблюдателя.

Решение проблемы предпочтительности, конечно, следует искать на историко-генетической основе. В двух ниже-следующих вариантах сопряжения разломов выявление ведущего дизъюнктива, как кажется, представляется достаточно очевидным.

1. Если происходит сопряжение долгоживущих разломов, существенно различающихся временем своего возникновения, главнейшим из них, по-видимому, в большинстве случаев будет разлом более раннего заложения, как определяющий основные первичные черты позднейшей структуры.

2. Из числа нескольких сопряженных одновозрастных разломов ведущим следует считать тот, к которому другие разломы анализируемой группы причленяются со стороны одного и того же его крыла, и, следовательно, противоположное крыло разлома на всем рассматриваемом протяжении остается монолитным, представляя одну и ту же тектоническую зону (рис. 30). В границах Памира примером

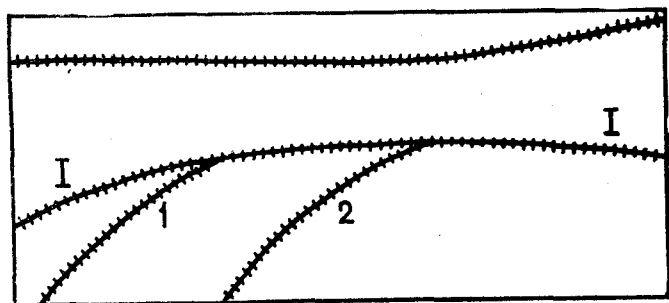


Рис. 30. Соотношение ведущего (1-1) и при-членяющихся к нему подчиненных (1, 2) разломов.

может служить Бартанг-Пшартский разлом, к которому сопряженные с ним разломы подходят только со стороны южного крыла. В Гиссаро-Алае этот тип разломов представляет Главный Гиссарский разлом (Кухтиков, 1968): с юга к нему причленяются два или три краевых разлома. Разломы подобного ранга М. М. Кухтиков предложил называть магистральными, причленяющиеся к ним — межзональными.

По всей длине дизъюнктивного нарушения указанная закономерность, конечно, не может сохраняться по причине естественного затухания дислокации, и тогда ведущий разлом на определенном участке утрачивает свою главенствующую роль, превращаясь в дислокацию более низкого ранга. Следовательно, заключение о доминировании того или иного разлома должно приниматься для конкретного района складчатой области.

Несомненно, однако, что возможны такие случаи, когда взаимоотношения разломов на некоторых, даже весьма значительных протяжениях, не будут поддаваться однозначной оценке по предлагаемой основе (рис. 31). В подобном

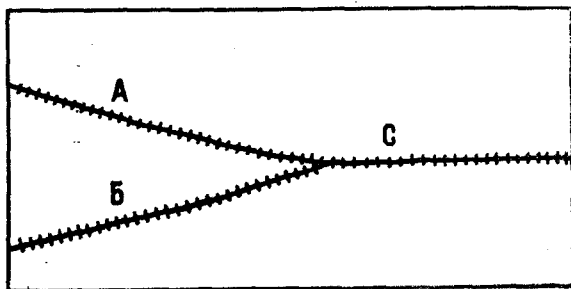


Рис. 31. Схема соотношения разломов одинакового ранга.

ситуациях решение, по-видимому, должно достигаться в процессе анализа истории тектонического развития всего района трассы разломов. Если на рис. 31, А — Вахшский разлом, В — Дарваз-Каракульский, то отрезок С нельзя на вышеизложенной формальной основе, руководствуясь материалами по ограниченному району, аргументированно считать естественным продолжением одного из них. Однако, имея в виду, что Вахшский разлом в западном направлении затухает во внутренних районах Таджикской депрессии, а Дарваз-Каракульский по-прежнему остается четко выраженной тектонической границей между структурными комплексами Таджикской депрессии и Дарваза (Северного Памира), по-видимому

правомочным будет заключение, что в региональной структуре Памиро-Алая Дарваз-Каракульский разлом является дислокацией более высокого значения, чем Вахшский. Следовательно, разлом С представляет восточное продолжение Дарваз-Каракульского, поскольку С несет ту же функцию северного ограничения структур Памира.

Прежде чем закончить рассмотрение вопроса о субординации краевых долгоживущих разломов, представляется целесообразным указать, что среди охарактеризованных разломов этой категории на Памире нет какого-то одного разлома (или некоторой тесно сближенной группы их) существенно морфологически и принципиально отличающегося от других разломов, которому на этой основе можно было бы придавать особую структурную роль в тектоническом плане региона. Ни Гунт-Аличурский, ни Бартанг-Пшартский, ни Южно-Дарвазский разломы не могут претендовать на какое-то более высокое структурное значение в сравнении, скажем, с Язгулемским или же Кеврон-Висхарвским разломами. Отмеченное в предыдущей главе ограничение киммерид Памира с севера Язгулемским разломом, а герцинид с юга-Бартанг-Пшартским не находит никакого морфологического выражения в облике этих структур. По простиранию названных разломов указанная, в определенном смысле, более высокая их роль, несомненно, утрачивается, и за пределами Памирского сектора подвижного пояса она переходит к другим дизъюнктивам. Встречающиеся в тектонической литературе, в том числе и в новейших работах (Левен, 1975), высказывания о существовании в осевой полосе Средиземноморского геосинклинального пояса особого глубинного шва, разграничивающего пояс на две тектонически сближенные зоны и будто бы проходящего в памирском секторе Тетиса между Центральным и Северным Памиром, в свете приведенных материалов должны быть квалифицированы как несостоятельные. Находящийся в указанной зоне Южно-Дарвазский разлом, если исходить из его характеристики, изложенной выше, не может нести подобной структурной нагрузки, а так называемый Ванч-Акбайтальский разлом, рассматриваемый некоторыми иссле-

дователями Памира в качестве такого шва, в действительности и вовсе отсутствует как дизъюнктивное нарушение.

Характер движений по краевым разломам

Линии всех без исключения изученных разломов на более или менее значительных отрезках своего протяжения отличаются прямолинейностью простираения и практически полной независимостью конфигурации от пересечения с самыми резкими формами рельефа, к которым принадлежат отроги горных хребтов Западного Памира и разделяющие их речные долины. Эффект надвиговых перемещений одного крыла относительно другого ограничивается структурами крутых ($65-70^\circ$) взбросов, лишь на ограниченных участках краевые разломы бывают выражены небольшой амплитуды крутыми козырьковыми надвигами. Пример такой трансформации вертикального разрыва наблюдается на Бунайском участке Южно-Дарвазского (ранее Ванч-Акбайтальского) разлома. Отмеченная прямолинейность разломов — несомненный структурно-морфологический признак большой крутизны падения их сместителей.

Говоря об отвесном падении сместителей разломов или их крутом падении под поднятое крыло (структуры взбросов), необходимо отметить, что генеральное направление падения сместителя в некоторых случаях не остается постоянным на всем протяжении разлома, а закономерно меняется на противоположное, т. е. разлом носит шарнирный характер, вдоль которого поднятым оказывается то одно крыло, то другое. Совершенно ясно, что подобная смена направления падения поверхности разлома может совершаться только при наличии более или менее протяженных отрезков разлома со строго вертикальным падением. Следовательно, наблюдающиеся взбросовые или даже надвиговые эффекты — суть второстепенные осложнения первичной вертикальной дизъюнктивной дислокации. Гунт-Аличурский разлом в аспекте указанных особенностей охарактеризован наиболее обстоятельно и может рассматриваться в качестве представительного примера (Кухтиков, Виниченко, 1975а).

Периодическая смена падения поверхности долгоживущих разломов во взаимопротивоположных направлениях не может быть объяснена с позиций одностороннего движения горных масс надвигового характера, реализующегося в соответствующих зонах по фронту их перемещения в виде надвигов и поддвигов. В этом варианте объяснения генезиса структуры в зоне перехода надвига в подвиг неизбежно должны наблюдаться структуры вспарывания аллохтона по некоторому шву, ориентированному в общем случае вкрест простирания фронта надвигания. В действительности структуры этого типа на участках вертикального падения памирских краевых разломов отсутствуют, а сами такие участки имеют подчас значительную горизонтальную протяженность. Все это, конечно, находится в противоречии с предполагаемой и рассматриваемой сейчас динамикой крыльев дизъюнктива. По всей вероятности, представления об одностороннем тангенциальном движении горных масс встречаются с дополнительными затруднениями на тех дизъюнктивах, у которых на разных гипсометрических уровнях поднятыми оказываются разные крылья.

Возможность сдвиговых перемещений вдоль поверхностей изученных долгоживущих разломов Памира или их отсутствие обсуждались и принимаемые решения обосновывались при характеристике конкретных дизъюнктивов. Было выяснено, что перемещения по всем описанным разломам не несут в своем динамическом спектре сколько-нибудь существенной горизонтальной сдвиговой компоненты. Здесь уместно будет подчеркнуть, что при весьма существенных первичных различиях геологического строения противоположных крыльев долгоживущих разломов фактически отсутствуют геологические реперы, опираясь на которые можно было бы оценивать пространственное положение крыльев в тот или иной момент геологического времени, а сегодня, таким образом, иметь возможность подсчитывать амплитуды горизонтальных сдвиговых смещений. Сама природа краевых разломов практически нацело закрывает такие возможности.

Выше уже было указано, что на определенных этапах развития геосинклинальной области процесс седиментации может охватывать территорию обоих крыльев разлома. В силу шарнирного характера вертикальных движений крыльев разлома процесс седиментации в преимущественно воздымающемся крыле может быть локализован на площади более или менее узких прогибов, в известной мере поперечных линии разлома. Примером могут служить сравнительно ограниченные площади позднегеретичной седиментации к югу и востоку от линии Дарваз-Каракульского разлома. В подобной ситуации в одном из крыльев разлома мы получаем достаточно надежные реперы в виде границ площадей осадконакопления того или иного времени. Однако и в этом, казалось бы, относительно благоприятном для решения варианте задача в действительности имеет практически неразрешимый характер, поскольку в противоположном крыле, находящемся в режиме доминирующего прогибания, осадконакопление распространяется либо на всю его площадь, либо на какую-то ее значительную часть, и пункты реперного значения в этом крыле достоверно установить нельзя.

Таким образом, имеющиеся материалы по морфологии и кинематике долгоживущих разломов Памира позволяют утверждать, что преобладающим типом движений по ним являются вертикальные движения; достоверные данные о тангенциальных движениях по ним шарьяжного и сдвигового характера отсутствуют. Широко распространенное мнение о том, что "в геосинклинальных областях все глубинные разломы являются в своей основе сдвигами" (Пейве, 1960, стр. 68), на памирском материале не находит подтверждения.

Дугообразность краевых разломов Памира

При обсуждении вопросов морфологии разломов, отмечая их прямолинейность на значительных отрезках горизонтального проложения и крутизну падения сместителей, мы вместе с тем не можем пройти мимо того факта, что общая конфигурация некоторых важнейших разломов Памира несет ясные признаки дугообразности.

Дугообразное расположение основных структурных элементов тектонического плана Памира известно давно. Применительно к особенностям пространственного расположения глубинных разломов в геосинклинальных областях оно впервые получило отражение в работе А. В. Пейве, когда он выделил "памирский тип с плавной дугообразно изгибающимися глубинными разломами" (Пейве, 1956а, стр. 100). Правда, несколько позднее в работах И. В. Архипова (1964) указанная закономерность тектонического плана подверглась структурной ревизии и была отвергнута как несуществующая в действительности. "Исключительно важной особенностью современной тектонической структуры Памира является план деформаций, в основе которого лежат несколько пересекающихся систем прямолинейных разрывных нарушений палеозойского и более древнего основания Памира, предопределивших отраженный характер большинства складчатых структур в породах мезозоя-кайнозоя. Памирские "дуги" — чисто внешний эффект сложных взаимоотношений нескольких прямолинейных структурных направлений" (Архипов, 1964, стр. 48).

Цитированные утверждения, по-видимому, объективно отражают конкретные взаимоотношения разрывных дислокаций в некоторых участках Памирской геосинклинальной области, но, несомненно, не имеют универсального значения для всей ее площади. Южно-Дарвазский краевой разлом почти на всем своем протяжении в пределах Памира имеет устойчивое северо-восточное простирание. Но подойдя к долине Пянджа, на отрезке нескольких первых километров он приобретает почти строго южное направление, в котором и следует далее по левобережью. Совершенно ясно, что таким образом разлом образует в плане дугу, выпуклую на северо-запад. Бартанг-Гшартский разлом на большей части характеризуется субширотным простиранием, однако, следуя на запад, на участке среднего течения Бартанга он получает типичное юго-западное направление, по которому и уходит в район Хорога и затем далее в Афганский Бадахшан. И в этом случае единая и непрерывная дизъюнктивная дислокация отличается выпуклой на северо-запад дугообразной формой.

Достаточно ясно выраженную изогнутость обнаруживают Язгулемский, Гунт-Аличурский и некоторые другие разломы.

Таким образом, ведущие дизъюнктивные дислокации складчатой области Памира в ее пянджском секторе в плане имеют дугообразные очертания и представляют цельные и генетически единые линии соответствующей конфигурации. Они не могут рассматриваться в качестве только внешних морфологических конструкций из каких-то других, первичных по отношению к ним дизъюнктивных элементов. Дугообразность этих долгоживущих разломов — первозданная особенность памирской архитектуры.

Изогнутость в плане линий Южно-Дарвазского, Бартанг-Пшартского и Гунт-Аличурского разломов с выпуклостью в северо-западном направлении, приуроченной к глубокой долине Пянджа, представляет особый интерес в том отношении, что она находится в непримиримом противоречии с широко распространенными представлениями о шарьяжном строении геосинклинального комплекса Памира, которое имеет в своей основе будто бы региональное перемещение складчатых пакетов в направлении с юга на север. Для того чтобы эта мобилистская концепция отвечала имеющемуся фактическому материалу, линии надвигов с юга должны были образовывать в меридиональной долине Пянджа выпуклости в южном направлении, а не наоборот, как это наблюдается в действительности. Предположение же на этой основе о надвигании структурных пакетов с севера не может быть согласовано с общими и региональными закономерностями строения Памирского геосинклинального сооружения.

Одновременно нельзя не обратить внимание на то обстоятельство, что самые южные разломы Памирской складчатой области — Гармчашминский и особенно Северо-Гиндукушский, по крайней мере в пянджском секторе, практически лишены этой характернейшей черты других, более северных разломов. Северо-Гиндукушский разлом на всем своем колоссальном протяжении отличается выдержанным простираем с юго-запада на северо-восток; только на крайнем востоке, в районе сочленения Гиндукуша с Карако-

румом, возможна его дугообразность как следствие преобразования гиндукушского простиранья в каракорумское.

На востоке Памира, особенно в Мургаб-Истыкском районе, преобладающим направлением простиранья структурных элементов является юго-восточное. В этом направлении вытянуты тектонические зоны Юго-Восточного Памира и ограничивающие их межзональные разломы. Но уже в Рангульском районе юго-восточное направление простиранья становится выраженным слабо, а в полосе Северного Памира оно и вовсе не наблюдается. В то же время необходимо отметить, что восточнее в Куньлуне как на широте Северного Памира, так и на широте Рангуля господство юго-восточных простиранья ведущих тектонических элементов представляется бесспорным, если опираться в этом заключении на современные геологические карты. По всей вероятности, сейчас имеются вполне достаточные основания, хотя и нуждающиеся в дальнейшем подтверждении, для вывода о том, что на востоке Памира, в секторе Сарыкольского хребта, важнейшие структуры геосинклинали области дугообразно изгибаются на юго-восток, приобретая, таким образом, куньлунь-каракорумское простиранье.

Итак, дугообразная форма целого ряда краевых долгоживущих разломов Памира представляется реальной, специфической чертой их морфологии. Учитывая необычайно раннее заложение многих разломов, большую длительность их активной жизни, характер движений крыльев и некоторые морфологические особенности поверхностей сместителей, представляется в высокой степени правдоподобным предположение о том, что дугообразность линий разломов является изначальной особенностью этих структур.

Наоборот, невозможно найти какие-то регионально действующие тектонические процессы, динамические эффекты активного проявления которых ослажняющим образом накладывались бы позднее на первоначально прямолинейные разломы. Существование причин подобного рода может быть сразу же отвергнуто на основании наличия в системе памирских разломов фактически дугообразно не изогнутых

дизъюнктивных линий — Северо-Гиндукушский разлом и др. Не выдерживает критики нередко используемое для этих целей давление Гондваны-Индийской платформы и ее Джеламского выступа не только потому, что структура памирского складчатого геосинклинального комплекса резко неоднородна в возрастном отношении, но и по чисто структурно-морфологическим основаниям — по ослаблению эффекта дугообразности в южном направлении. К сказанному следовало бы добавить, что у ряда разломов (рис. 1) имеются более или менее протяженные отрезки, отличающиеся первичной изогнутостью с выпуклостью на юг, отнюдь не определяемой соотношением поверхности сместителя с формами рельефа.

В свете изложенного новейшие попытки (Буртман, Гурарий, 1973 и др.) обосновать представления о вторичном, чисто дислокационном происхождении дугообразности важнейших памирских структур палеомагнитными исследованиями кажутся бесперспективными. К достигнутым в этом направлении результатам следует относиться настороженно и критически не только потому, что и сами авторы считают и оценивают их как предварительные. Вопрос о причинах дугообразности разломов Памира должен быть оставлен открытым. Утверждение, что причины, обуславливающие дугообразность линий, кроются в закономерностях развития и движения глубинных масс — глубоких слоев земной коры и верхней мантии, конечно, не более чем банальность, но скольконибудь обоснованное мнение еще предложить нельзя. Безусловно, отсутствие приемлемого решения актуальной проблемы должно вызывать у нас чувство неудовлетворенности и досады. Но объективно оправданный существующий гробел ("вакуум") в системе наших теоретических представлений было бы ошибкой запаять необоснованными или даже ложными концепциями. Отсутствие решения открывает пути для его поисков; ошибочное решение, особенно если оно получило широкое распространение, ведет к застою и неизбежно генерирует иллюзорные закономерности и следствия.

Разломы и проблема тектонического районирования

Противоположные крылья описанных краевых разломов Памира несут существенно неодинаковые типы стратиграфических разрезов одного и того же крупного хронологического интервала (ярус, отдел, период, комплекс отложений данного тектоно-магматического цикла). Такие разрезы различаются суммарной мощностью отложений, фаціальным составом, характером взаимоотношений членов стратиграфической колонки и в конечном итоге — характером тектонических движений крыльев, в том числе количеством и интенсивностью проявления фаз диастрофизма. Крылья долгоживущих разломов являются, следовательно, смежными тектоническими зонами геосинклинальной области, а сами разломы — границами зон. Таким образом, выявляя в процессе исследований долгоживущие краевые разломы данной складчатой области, мы в существенной мере решаем одну из важнейших задач проблемы ее тектонического районирования — вопрос о границах тектонических зон геосинклинальных складчатых областей. Действительно, как показывает опыт детального тектонического районирования Гиссаро-Алая и Памира, границами обособляющихся здесь тектонических зон в подавляющем большинстве случаев служат линии долгоживущих краевых разломов. Система описанных в предыдущей главе краевых разломов Памира — основа его тектонического районирования в киммерийской и герцинской структурах. Первые шаги в этом направлении на указанной принципиальной основе уже были сделаны ранее (Кухтиков, 1958; Бархатов, 1963; Винниченко, 1970).

Дробак-Рабатский разлом разделяет резко и принципиально различающиеся типы каменноугольных и верхнепалеозойских отложений. Специфические особенности стратиграфического разреза и истории геологического развития площади его юго-восточного крыла уже давно были использованы для обоснования Калайхумб-Сауксайской тектонической зоны в герцинидах Северного Памира (Бархатов, 1963). В противоположном крыле разлома размещается Обиравноуская тек-

тоническая зона, охватывающая территорию Южного Дарваза в пределах бассейнов рек Обиравноу и Обиниоу и хребта Кухифруш.

Квалификация крыльев Кеврон-Висхарвского разлома в качестве тектонических зон (у него — подзон) произведена Ю. А. Сорокиным в 1961 г. (Сорокин, 1961): в северном крыле разлома находится уже упоминавшаяся Калайхумб-Сауксайская (по Сорокину, Сауксайская) зона, в южном крыле — Курговатская зона.

Приведенные примеры с большой наглядностью иллюстрируют сказанное вначале: обосновав наличие в гершинской структуре Дробак-Рабатского и Кеврон-Висхарвского краевых разломов, мы получили возможность выделить в составе дарвазских герцинид Обиравноускую, Калайхумб-Сауксайскую и Курговатскую тектонические зоны.

Разумеется, другие группы изученных долгоживущих разломов Памира представляют те же возможности в аспекте интересующей нас проблемы. Рассматривать их здесь нет специальной необходимости. Однако особая роль Гармчашминского краевого разлома для решения некоторых проблем региональной тектоники Памира заслуживает дополнительного обсуждения.

Юго-Западный Памир во многих современных схемах тектонического районирования этой части Альпийского геосинклинального пояса рассматривается в тектоническом отношении как нечто единое целое; во многих работах он квалифицируется в качестве срединного массива, поскольку широким распространением на его площади пользуются докембрийские метаморфиты, комплекс которых трансгрессивно перекрыт относительно маломощным и фрагментарно распространенным чехлом позднейших осадочных отложений.

Как показано выше при описании Гармчашминского разлома и в статье авторов (Винниченко, Кухтиков, 1975), посвященной проблеме тектонического районирования Юго-Западного Памира, названный разлом разделяет эту часть геосинклинальной области на две тектонические зоны — Баханскую и Шугнанскую. Первая из них занимает простран-

ство между Гармчашминским и Северо-Гундукушским разломами, вторая — между Гармчашминским и Гунт-Аличурским. Зоны различаются типами стратиграфических разрезов мезозоя и историей тектонического развития. Вполне отчетливы также различия в составе и, вероятно, в возрасте докембрийского фундамента зональных разрезов.

Размеры зон, их положение в геосинклинальном пространстве, отличительные характеристики, характер границ и т. п. имеют тот же тип и ранг, что и соответствующие параметры других тектонических зон складчатой области Памира. Ваханская и Шугнанская зоны — естественные и закономерные члены в ряду всех остальных тектонических зон киммерийско-альпийской складчатой области. Нет, следовательно, единого и тектонически однородного блока Юго-Западного Памира: на его площади расположены две обычные тектонические зоны геосинклинальной области. Эти зоны сами по себе ни в коей мере не определяют ни очертания смежных с ними зон, ни их пространственного положения — зональные особенности регламентируются долгоживущими краевыми разломами, границами зон. Юго-Западный Памир, таким образом, на основе имеющегося фактического материала не может быть отнесен к классу структур, называемых срединными массивами.

Тектоническое районирование на основе краевых разломов означает, что все выделяемые в геосинклинальной области зоны представляются равноправными членами некоторой единой их системы: они имеют один и тот же тектонический ранг, различия между ними определяются не рангом и соподчиненностью, а особенностями геологического развития — типами колонн геосинклинальных слоистых отложений и временем проявления диастрофических фаз. Объединение нескольких смежных зон в специфическую региональную совокупность, характеризующуюся некоторыми общими чертами строения и развития, представляется с изложенных позиций чисто искусственной операцией, не имеющей причинной основы в закономерностях развития геосинклинальной области. Все еще встречающееся в практике региональ-

ных тектонических и других геологических исследований деление Памира на Северный, Центральный и Южный или только на Северный и Южный в сущности представляет архаизм, не отражающий действительные взаимоотношения частей геосинклинального пояса, а его сохранение — не более чем дань установившейся традиции.

Отсутствие тангенциального сжатия Памира в направлении, перпендикулярном простиранию разломов и тектонических зон, господство вертикальных движений по разломам, сохранение на больших протяжениях строгой и в определенном смысле хрупкой картины взаимного пространственного расположения тектонических зон красноречиво говорят об отсутствии на Памире структур тектонических покровов или шарьяжей. В геосинклинальной области Памира нет также тектонических зон аномально высокой сложности строения, в которых количество разрывных нарушений и уровень дислоцированности слоистых толщ определялись бы особым местоположением зоны в геосинклинальном пространстве. В киммерийско-альпийском структурном комплексе в действительности отсутствуют Акбайтальская зона чешуйчато-надвигового строения и Ванчская чешуйчатая зона или зона встречных надвигов, особая сложность строения которых будто бы определяется положением их на границе киммеридо-альпид с консолидированным телом герцинид Северного Памира и что они, следовательно, являются раздавленными первичными структурными единицами геосинклинальной области.

Все это позволяет сделать еще один вывод, имеющий принципиальное значение для понимания региональной тектоники Памира: после заложения системы долгоживущих краевых разломов памиро-гиндукушского сектора геосинклинальной области она ни на одном из этапов своего тектонического развития в действительности не подвергалась воздействию каких-то сил или причин, не испытала движений, определивших бы так называемое памирское скучивание структурных элементов. Концепция памирского скучивания была создана на первых этапах геологического изучения региона, в настоящее время она не находит подтверждения в современном фактическом материале.

Разломы и характер фундамента

Геосинклинальных комплексов

Автохтонные Геосинклинальные комплексы тектонических зон — крыльев долгоживущих краевых разломов во всех случаях, где глубина вреза достаточна для того, чтобы иметь возможность наблюдать их подошву, несогласно залегают на слоистом комплексе докембрийских метаморфитов (гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, мраморы и т. п.). Комплекс мезозоид почти во всех случаях залегают на герцинском складчатом фундаменте и только в северном крыле Гунт-Аличурского разлома постелью колонны геосинклинальных отложений служит байкальский (?) структурный комплекс.^х Комплекс мезозоид ограничен от своего основания поверхностью регионального несогласия. Таким образом, геология Памира не дает документированных примеров залегания толщ геосинклинальных накоплений на образованиях типа офиолитовых ассоциаций или других подобных комплексов, которые в соответствии с распространенными, сейчас в тектонике представлениями можно было бы идентифицировать с океанической корой прошлого.

Подошва мощной толщи вулканитов нижнего карбона и прослаивающих их пачек кремнистых сланцев и карбонатных пород, расположенных в северо-западном крыле Дробак-Рабатского разлома, в пределах Дарваза не вскрывается даже самыми глубокооврезанными долинами. Но на территории Афганистана, куда уходит эта толща, следуя в общем южном направлении, в бассейне р. Кундуз, если верны имеющиеся геологические карты, вулканогенная толща трансгрессивно залегают на подстилающих ее песчано-сланцевых и карбонатных породах среднего палеозоя.

В противоположном крыле того же разлома состав, мощность и возраст вулканогенной толщи существенно иные: здесь наряду с основными широко развиты эффузивы чистого состава, мощность накоплений значительно меньше, возраст

^х Фундамент Ваханской зоны представлен метаморфитами скорее всего архей-протерозойского возраста.

позднепалеозойский. Эти образования имеют в подошве мощную свиту глыбовых брекчий, залегающую с угловым несогласием на силур-девонских сланцах, песчаниках и мраморизованных известняках.

Хорошо изученные вулканиты нижнего течения р. Бартанг (Таджидинов, 1963; Винниченко, Кухтиков, 1973б) согласно залегают на песчано-сланцевых отложениях с флорой верхнего триаса и согласно перекрываются карбонатно-терригенными напластованиями, возраст которых по осуществленным находкам фауны определен в интервале верхний триас - средняя юра.

Шиндзийские вулканиты пермского возраста, вулканогенные образования юры на Юго-Восточном Памире (Винниченко, 1974) и в Пшартском районе Центрального Памира также имеют достоверно наблюдающиеся стратиграфические соотношения в подошве со слоистыми толщами осадочного происхождения. Не представляют в этом отношении исключения и ордовикские вулканогенные накопления тузгунитерескеевского комплекса Восточного Памира.

Таким образом, в геосинклинальной области Памира во всех тех случаях, когда основные вулканиты слагают толщи значительной мощности и широкого латерального распространения, эти толщи всегда, независимо от их возрастной принадлежности, являются генетической частью стратиграфического разреза колонны геосинклинальных слоистых отложений. Объективное отождествление этих разрезов с образованиями типа океанической коры невозможно.

Разломы и некоторые закономерности металлогении Памира

Система долгоживущих краевых разломов, как отмечено выше, является своеобразной структурной основой тектонического районирования складчатой области Памира. Вместе с тем она же служит и основой металлогенического районирования, если признавать наличие генетических или хотя бы парагенетических связей между особенностями геологи-

ческого строения какой-то определенной части геосинклинальной области и комплексом месторождений полезных ископаемых, приуроченных к ней фактически. Действительно, мы вправе ожидать, что крылья краевых разломов, характеризующиеся существенными различиями стратиграфических разрезов (фациальный состав, наличие перерывов или непрерывность разреза и т. п.), могут (и должны) нести и различные по составу комплексы или разные концентрации полезных ископаемых, связанных с осадочными толщами и типом разреза. Точно так же, если данное крыло того или иного разлома отличает определенная схема тектонического развития, то она, эта схема развития, как правило, отличается и специфическим характером магматической интрузивной деятельности, а вместе с ней и металлогенических ассоциаций, находящихся, как принято считать, в генетической связи с комплексом интрузий данного состава и морфологии.

Проиллюстрируем эти принципиальные положения несколькими более или менее представительными примерами. Бокситовые залежи Восточного Памира приурочены к поверхности перерыва осадконакопления, находящейся, как считают многие (Карапетов, 1968), в кровле калакташской или джилгакульской свит. По другой точке зрения (Винниченко, Кухтиков, 1973а), что в данном случае не имеет принципиального значения, та же поверхность размыва находится внутри толщи верхнего триаса. В типичном выражении этот седиментационный перерыв и сопровождающий его бокситоносный горизонт развиты в северном крыле Бартанг-Пшартского разлома. Следовательно, можно думать, что площадь указанного крыла — первоочередной объект для организации поисков на алюминиевое сырье, связанное в своем происхождении с поверхностью поздне триасового перерыва осадконакопления и размыва.

Золоторудные проявления Северного Памира, как известно, ассоциируются с сауксайским каменноугольным вулканоплутоническим комплексом, сложенным в большей своей части эффузивами кислого состава. Эта золотоносная ас-

социация локализуется не вообще на Северном Памире, а только в той его части, которая ограничивается Дробак-Рабатским и Дарваз-Каракульским разломами на севере, Кеврон-Висхарвским разломом на юге. За пределами ограниченной таким образом площади золоторудная формация сауксайского типа не может иметь сколько-нибудь значительного развития. Естественно, что принципиально то же самое справедливо и в отношении других вулканогенных формаций и генетически (или парагенетически) связанного с ними оруденения. Например, толща бартангских верхнетриасовых вулканитов первично распространена в северном крыле Бартанг-Пшартского разлома, она отнюдь не свойственна всему Центральному Памиру. Рудоносность, определяемая процессами образования и становления этой толщи, находится в пространственной связи с нею.

Долгоживущие краевые разломы сами по себе, как постоянно активные и живые каналы в земной коре, могут играть в ряде случаев определяющую роль в размещении некоторых типов рудоносных формаций. М. М. Безуглый и Г. С. Аверьянов (1973) указывают, что "сурьяно-ртутное оруденение тяготеет к зонам длительно развивающихся глубинных разломов на границах структурно-фациальных зон и подзон Памира" (стр. 165). Эту же закономерность в отношении ртутно-сурьяной минерализации отмечает Л. Н. Афиногенова (1968) в несколько более ранней работе.

Краевые разломы, являясь структурной основой тектонического районирования геосинклиальной области, в то же время через тектоническую зональность регламентируют определенным образом процессы магматической интрузивной деятельности, определяя пространственно-зональное распределение плутонов. Для смежной области Гиссаро-Алая применительно к разработанной схеме тектонического районирования это было показано М. М. Кухтиковым (1968, 1971), зональное размещение кислых интрузий на Северном Памире в наиболее обоснованном виде описано В. С. Лутковым (1971). Последний кроме того показал, что гранитоиды южного крыла Южно-Дарвазского разлома (в работах В. С. Луткова-Уйбулак-

ского) характеризуются положительной специализацией на элементы, типичные для оловоносно-редкометалльных комплексов, в то время как интрузии северного крыла несут повышенные содержания флюорита, железистых минералов, молибденита, галенита, барита. Гранитоидные интрузивы пшартского комплекса почти полностью сосредотачиваются в южном крыле Бартанг-Пшартского разлома.

Число подобных примеров можно было бы увеличить. Но и приведенных данных вполне достаточно, чтобы уяснить, что противоположные крылья долгоживущих разломов, в которых (крыльях) локализованы интрузивные комплексы, разные по составу, характеру геохимической и металлогенической специализации, будут различаться рудными формациями и их комплексами, если последние находятся в генетической связи с процессом интрузивной деятельности. Само собой разумеется, что из такого рассмотрения и анализа должна исключаться гидротермальная деятельность того типа, которая по отношению к геосинклинальной тектонической зональности, равно как и к пространственным закономерностям интрузивного процесса, носит наложенный и независимый или сильно опосредованный характер.

Краевые разломы, по крайней мере некоторые из них, отличаются необычайной длительностью своего существования и активного развития — многие разломы Памира заложены в докембрии, причем отдельные, вероятно, в архее. Такие разломы-долгожители имеют в своих крыльях сильно различающиеся по составу и возрасту пород и по истории развития разрезы докембрийского фундамента позднейших геосинклиналей (на Памире — герцинской и киммерийско-альпийской). Вполне логичным представляется допущение, что различающиеся по строению и истории геологического развития структурные комплексы докембрийских отложений, залегающие в противоположных крыльях краевого разлома, должны нести различающиеся по составу металлогенические ассоциации и месторождения нерудных полезных ископаемых не только докембрийского возраста, но и позднейших, связанных с герцинским и киммерийско-альпийским геосинклинальным процессами.

Хрусталеносные жилы наиболее широкое и типичное развитие имеют, как известно, в толщах протерозоя ванчско-го типа, представляющих докембрийский фундамент в южном крыле Южно-Дарвазского разлома, другие типы докембрийских разрезов практически почти лишены этих образований. Пегматитовые жилы, заключающие разнообразные виды рудного и нерудного сырья, характерны для докембрийских толщ Юго-Западного Памира, при этом наибольшее распространение они имеют в докембрии южного крыла Гармчашминского разлома. Можно привести и другие примеры подобного рода.

Специальное рассмотрение закономерностей пространственного распределения металлогенических ассоциаций геосинклинальной области Памира не является предметом данной чисто тектонической работы. Однако приведенные принципиальные положения и фактические материалы вполне достаточны для того, чтобы иметь возможность утверждать, что долгоживущие краевые разломы геосинклинальной области Памира, несомненно, несут какие-то функции в определении некоторых основных закономерностей пространственного проявления металлогенических процессов. Краевые разломы и ограничиваемые ими тектонические зоны складчатой области должны учитываться в качестве тектонической первоосновы при решении проблем металлогении Памира.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов И. В. Особенности истории развития Памира в альпийское время и его современная тектоническая структура. В кн.: "Тектоника Памира и Тянь-Шаня". М., "Наука", 1964.

Архипов И. В., Никонов А. А. Структура и геологическая история Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов. Бюл. МОИП, Отд. геол., № 5, 1974.

Афиногенова Л. Н. Металлогения Юго-Восточного и Центрального Памира. „Сов. геология“, № 11, 1968.

Афиногенова Л. Н. Поперечные структуры Памира и их рудоконцентрирующее значение. Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 3(49), 1973.

Баратов Р. Б., Афиногенова Л. Н., Сальникова Р. Н. Некоторые различия магматизма и оруденения геосинклинальных и активизированных зон Центрального Таджикистана и Памира. Геология рудных месторождений, № 4, 1974.

Бархатов Б. П. Схема структурно-тектонического районирования Памира. Уч. зап. ЛГУ, № 268, сер. геол. наук, вып. 10, 1959.

Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., ЛГУ, 1963.

Бархатов Б. П. Четыре основные проблемы тектоники альпийского пояса юга СССР. Вестник ЛГУ, № 24, геология, география, вып. 4, 1969.

Бархатов Б. П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Л., ЛГУ, 1971.

Безуглый М. М., Аверьянов Г. С. О связи ртутных формаций Памира с тектоно-магматической активизацией. ДАН СССР, т. 211, № 1, 1973.

Белов А. А. Тектоническое развитие альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров — Иранское нагорье — Памир). „Геотектоника“, № 3, 1967.

Белостоцкий И. И., Колбанцев Г. В. К проблеме офиолитов в Динаридах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1969.

Бельский В. А. Некоторые особенности новейшей тектоники Юго-Западного Дарваза. „Геотектоника“, № 4, 1971.

Бельский В. А. Новейшая тектоника юго-западного Дарваза и Яхсуйской депрессии. Автореф. канд. дисс. Душанбе, 1972.

Беляевский Н. А. Основные черты геологии Каракорума. „Сов. геология“, № 1, 1965.

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., „Недра“, 1974.

Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. Узбекский геол. журн., № 2, 1962.

Босов В. Д. Третичные континентальные отложения Таджикской депрессии и Кухистана. Душанбе, „Дониш“, 1972.

Буртман В. С., Гурарий Г. З. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным). „Геотектоника“, № 2, 1973.

Винниченко Г. П. Тектоническая зональность и основные черты строения и развития Центрального Памира в мезозое. Автореф. канд. дисс. Душанбе, 1970.

Винниченко Г. П. К проблеме горизонтальных движений в районе Центрального Памира. Бюл. МОИП, Отд. геол., № 4, 1973а.

Винниченко Г. П. Древние элювиально-обломочные отложения Юго-Западного Памира. Докл. АН ТаджССР, т. 16, № 9, 1973б.

Винниченко Г. П. Стратиграфическое положение вулканогенных толщ бассейна р. Кызылрабат (Юго-Восточный Памир). Докл. АН ТаджССР, т. 17, № 12, 1974.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
О твердой коре выветривания на Восточном Памире. Докл. АН ТаджССР, т. 12, № 2, 1969а.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
О возрасте музкольского метаморфического комплекса на Восточном Памире. Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-хим. и геол. наук, № 3(33), 1969б.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
Схема стратиграфии верхнетриасовых отложений Центрального Памира. Докл. АН ТаджССР, т. 16, № 2, 1973а.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
Стратиграфическое положение вулканогенно-обломочных толщ бассейне р. Бартанг. Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 4(56) 1973б.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
Новые данные о возрасте палеозойских толщ правобережья р. Ванч. Докл. АН ТаджССР, т. 17, № 2, 1974.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
Тектоническая зональность Юго-Западного Памира в киммерийско-альпийской структуре. Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 4(58), 1975.

Виноградов П. Д. Памир. В кн.: "Геологическое строение СССР", т. 3, Тектоника, М., Госгеолтехиздат, 1958.

Власов Н. Г. Геология Юго-Западного Дарваза. Тр. ЛОЕ, т. 70, вып. 1, 1959.

Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. В кн.: "Геология Средней Азии", посвящ. памяти Н. М. Синицина. Л., ЛГУ, 1961.

Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн.: "Вопросы стратиграфии палеозоя", Л., ЛГУ, 1969.

Власов Н. Г., Миклухо-Маклай А. Д.
Новые данные по стратиграфии каменноугольных отложений Юго-Западного Дарваза. ДАН СССР, т. 129, № 5, 1959.

Власов Н. Г., Гниловской Г. В.
О стратиграфии и возрасте древнейших толщ Северного Памира. Бюлл. НТИ МГ СССР. Стратиграфия, сер. геол. ме-

сторождений полезных ископаемых, региональн. геол., № 7, 1967.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Гайский В. Н., Рейман В. М., Каторок А. П. Таджикистан. В кн.: "Сейсмическое районирование СССР", М., "Наука", 1968.

Геологическая карта Средней Азии и прилегающих территорий м-б 1:1500000. ГУГК МГ СССР, М., 1964.

Гогель Ж. Основы тектоники. М., "Мир", 1969.

Гойжевский А. А. Северо-Украинская горстовая зона. "Геотектоника", № 3, 1975.

Григорьев А. В. К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской тектонической зоны. Тр. ВАГТ, вып. 4, 1958.

Губин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М., Госгеолиздат, 1940.

Губин И. Е. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования юга Средней Азии). Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943.

Губин И. Е. Геолого-тектонический очерк Гармского района. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 8(135), 1949.

Гушин Б. М. Пермские отложения Юго-Восточного Памира. Автореф. канд. дисс. Казань, 1973.

Давыдченко А. Г. К тектонике Юго-Западного Памира. В кн.: "Материалы по геологии Памира", вып. 2, Душанбе, "Дониш", 1964.

Джалилов М. Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Юго-Западного Дарваза. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. 7, 1963.

Дронов В. И. О кембрийских отложениях в Центральном Памире. Докл. АН ТаджССР, т. 6, № 3, 1963а.

Дронов В. И. Рушанский комплекс. В кн.: "Материалы по геологии Памира", вып. 1, Душанбе, "Дониш", 1963б.

Дронов В. И. О южной границе Центрального Па-

мира. В кн.: "Материалы по геологии Памира", вып. 2, Душанбе, "Дониш" 1964а.

Д р о н о в В. И. Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира. В кн.: "Тектоника Памира и Тянь-Шаня", М., "Наука", 1964б.

Д р о н о в В. И. О южной границе распространения толщ Рушанско-Пшартского комплекса. Докл. АН ТаджССР, т. 8, № 2, 1965.

Д р о н о в В. И., Л е в е н Э. Я. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира. "Сов. геология", № 11, 1961.

З а в а р и ц к и й А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.

З а х а р о в С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1958

З а х а р о в С. А. О природе Дарвазского разлома. ДАН СССР, т. 175, № 4, 1967.

З а х а р о в С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, "Дониш", 1970.

К а р а п е т о в С. С. Стратиграфия девонских отложений Центрального Памира. В кн.: "Материалы по геологии Памира", вып. 1, Душанбе, "Дониш", 1963.

К а р а п е т о в С. С. Бокситоносные породы Центрального Памира. "Сов. геология", № 9, 1968.

К а р а п е т о в С. С., С о н и н И. И., Х а и н В. Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии. Вестн. МГУ, геология, № 3, 1975.

К л у н н и к о в С. И. Геологические исследования в Южном Памире. ТПЭ 1933 г., М.-Л., Госхимтехиздат, 1934.

К л у н н и к о в С. И. Проблемы тектоники Памира. Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943.

К о з л о в В. В. О блоковом строении Памиро-Алайской зоны глубинных разломов. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 9, 1965.

Крейденов Г. П., Распопин В. А. К вопросу о возрасте красноцветных толщ Северного и Центрального Памира. ДАН СССР, т. 189, № 4, 1969.

Крейденов Г. П., Распопин В. А., Фроленкова А. Я. Новые данные по стратиграфии мезо-кайнозойских отложений Северного и Центрального Памира. "Сов. геология," № 7, 1970.

Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов. Бюлл. МОИП, Отд. геол., № 5, 1968.

Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. "Пробл. сов. геологии," № 7, 1933.

Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. Тр. Горно-геологич. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 12, 1952.

Кухтиков М. М. О так называемой геологической границе между Памиром и Алаем-Тянь-Шанем. Уч. зап. ТГУ, т. 6, тр. фак-та естеств. наук, вып. 1, 1955.

Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. Уч. зап. ТГУ, т. 12, тр. фак-та естеств. наук, вып. 2, 1956.

Кухтиков М. М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. Уч. зап. ТГУ, т. 17, тр. фак-та естеств. наук, вып. 3, 1958.

Кухтиков М. М. Межзональные краевые разломы складчатой области Гиссаро-Алая. В кн.: "Проблемы геологии Таджикистана", Душанбе, "Дониш", 1964.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш", 1968.

Кухтиков М. М. Краевые разломы и характер дислокаций осадочных толщ Гиссаро-Алая. "Геотектоника." № 1, 1969.

Кухтиков М. М. Соотношение интрузивных комплексов гранитоидов с фазами тектонических движений (на примере Гиссаро-Алая). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1971.

Кухтиков М. М. Межзональные краевые разломы Южного Гиссара и проблема строения фундамента западной части Таджикской депрессии. В кн.: "Тектоника юго-востока Средней Азии", Душанбе, "Дониш", 1972.

Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Об "Акбайтальской зоне разломов" (Памир). Бюлл. МОИП, Отд. геол., вып. 1, 1970.

Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Стратиграфическое положение красноцветных толщ Центрального Памира. Докл. ТаджССР, т. 14, № 5, 1971.

Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Возраст Памиро-Шугнанского интрузива (Юго-Западный Памир) по геологическим данным. Докл. АН ТаджССР, т. 16, № 5, 1973.

Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Схема стратиграфии среднепалеозойских отложений Дарваза. Докл. АН ТаджССР, т. 17, № 5, 1974.

Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Дробак-Рабатский разлом (Дарваз). Докл. АН ТаджССР, т. 18, № 6, 1975а.

Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Гунт-Аличурский разлом (Южный Памир). „Сов. геология“, № 8, 1975б.

Кушлин Б. К. О возрасте Рушанско-Пшартского комплекса. В кн.: "Материалы по геологии Памира", вып. 2, Душанбе, "Дониш", 1964.

Кушлин Б. К. Стратиграфия и аммоноидеи триасовых отложений Юго-Восточного Памира. Автореф. канд. дисс.: Душанбе, 1969.

Лазько Е. М., Резвой Д. В. О глубинных разломах как одной из основ тектонического районирования и изучения глубинных тектонических процессов. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 9, 1965.

Левен Э. Я. К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира. Изв. вузов, геология и разведка, № 11, 1960.

Левен Э. Я. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира. М., "Наука", 1967.

Левен Э. Я. Биостратиграфия пермских отложений Тетиса. Автореф. докт. дисс. М., 1975.

Лукк А. А., Винник Л. П. Тектоническая интерпретация глубинной структура Памира. "Геотектоника", № 5, 1975.

Лутков В. С. Петрология и геохимия гранитоидов Каракульского комплекса (Северный Памир). Автореф. канд. дисс. М., 1971.

Марушкин И. А. О зоне глубинного разлома на границе Южного Тянь-Шаня и Памира в палеозойскую эру. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9, 1965.

Мирчинк М. Ф., Мкртчян О. М. Девонские грабенообразные прогибы платформенной части Башкирии. ДАН СССР, т. 164, № 3, 1965.

Михайлов А. Е. Типы разрывных нарушений земной коры и их систематика. В кн.: "Деформация пород и тектоника", М., "Наука", 1964.

Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. Бюлл. МОИП, Отд. геол., № 4, 1961.

Наливкин Д. В. Обзор геологии Памира и Бадахшана. Тр. ВГРО, вып. 182, М., 1932.

Нехорошев В. П. Палеонтология и палеогеография — решающие факторы в доказательстве правильности гипотезы мобилизма. В кн.: "Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм". Тез. докл. XXI сессии Всесоюзн. палеонтолог. об-ва, 27-31 января 1975. Л., 1975.

Никонов А. А. Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и в четвертичное время. Бюлл. МОИП, Отд. геол., № 2, 1975.

Обручев В. А. Новые течения в тектонике. Изв. геол. ком. т. 45, № 3, 1926.

Пашков Б. Р. О некоторых особенностях тектонического развития Памиро-Гиндукушской области в раннем палеозое. Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 1(47), 1973.

Пашков Б. Р. Основные особенности строения массивов древних метаморфических пород Афгано-Памирской области. „Геотектоника“, № 5, 1975.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956а.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Статья 2. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956б.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн.: „Структура земной коры и деформации горных пород“. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. „Геотектоника“, № 5, 1967.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. „Геотектоника“, № 4, 1969.

Пейве А. В., Буртман В. С., Руженичев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн.: „Гималайский и альпийский орогенез“. М., „Недра“, 1964.

Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира. Бюлл. МОИП, Отд. геол., вып. 4, 1961.

Пыжьянов И. В. Стратиграфия зеленокаменных толщ Юго-Западного Дарваза. В кн.: „Материалы по геологии Памира“, вып. 2, Душанбе, „Дониш“, 1964.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Комитет наук УзССР, 1938.

Резвой Д. П. О важнейших структурных швах Тянь-Шаня и Памира. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5-6, 1958.

Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов, Львовск. ун-т, 1959.

Резвой Д. П. О Западно-Тяньшаньском попереч-

ном глубинном шве. Вест. геол. фак-та Львовск. гос. ун-та, № 1, 1962.

Резвой Д. П. "Антитяньшаньское" структурное направление в тектонике Средней Азии. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 9, 1965.

Резвой Д. П. (редактор). Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Львов, Львовск. ун-т, 1973.

Рейман В. М. Приразломные триасовые рифы на Памире. Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 1, 1962.

Ренгартен В. П. Геологическое строение района Мургаб-Истык на Восточном Памире. Тр. ТПЭ, вып. XXII, М.-Л., 1935.

Робинсон В. Н. Материалы по палеогеографии карбона, перми и триаса Северо-Западного Кавказа. Тр. 1 Аз. Черном. краев. геол. конф., т. 1, Ростов-Дон, 1935.

Романько Е. Ф., Таиров Э. З. Новые данные о красноцветных толщах Северного Памира. Изв. АН ТаджССР, Отд. геол.-хим. и техн. наук, 1(7), 1962.

Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М., "Наука", 1968.

Руженцев С. В. Особенности структур и механизм образования сорванных покровов. М., "Наука", 1971.

Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.

Синицин Н. М. Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира). Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 268, сер. геол. наук, вып. 10, 1959.

Синицин Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., ЛГУ, 1960.

Сорокин Ю. А. О палеозойских неотектонических подзонах Внутреннего Дарваза. Изв. АН ТаджССР, Отд. геол.-хим. и техн. наук, № 4(6), 1961.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., "Недра", 1968.

Суворов А. И. Некоторые основные вопросы учения о глубинных разломах (к 60-летию А. В. Пейве). Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1969.

Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., "Недра", 1973.

Таджидинов Х. С. К стратиграфии Бартангского вулканогенного комплекса. Изв. АН ТаджССР, Отд. геол.-хим. и техн. наук, № 3(12), 1963.

Уломов В. И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии. Ташкент, "Фан", 1974.

Федынский В. В. Некоторые комплексные проблемы в науках о Земле и космосе. В кн.: "Земля во Вселенной". М., "Мысль", 1964.

Хаин В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. В кн.: "Структура земной коры и деформации горных пород". М., АН СССР, 1960.

Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). Изв. вузов, геология и разведка, № 3, 1963.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.

Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и метаморфические комплексы Юго-Западного Памира и Иртышской зоны смятия. Автореф. докт. дисс. Л., 1969.

Хорева Б. Я., Буданова К. Т. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира и методика их изучения. В кн.: "Первое Среднеазиатское региональное петрограф. совещ." Тез. докл. Ташкент, "Фан", 1965.

Хорева Б. Я., Блюман Б. А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л., "Недра", 1974.

Шабалкин М. Хребет Зулумарт (краткий геологический очерк). ТПЭ 1935. М.-Л. Изд-во АН СССР, 1937.

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1946.

Щерба И. Г. Олистоэромы в неогене Дарвазского хребта. "Геотектоника", № 5, 1975.

Чедия О. К. К характеристике альпийской струк-

туры Южного Дарваза. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, вып. 2, 1957.

Ч е д и я О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1. Континентальные кайнозойские накопления и геоморфология. Фрунзе, "Илим", 1971.

Ч е р н е р Э. С. К геологии каракульской зоны (Сев. Памир). Докл. АН ТаджССР, т. 17, № 2, 1974.

Ч е р н е р Э. С., Б у д а н о в В. И. Новые представления о тектонике Памира. ДАН СССР, т. 214, № 5, 1974.

Ч у е н к о П. П. Геологическое строение Южного Дарваза. Тр. ТПЭ, вып. 100, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1938.

C l a r k B.L. Tectonics of the Coast Ranges of Middle California. Bull. Geolog. Soc. Am., XLI, 1930.

C l a r k B.L. Fault through sedimentation. Bull. Geolog. Soc. Amer., v. 43, 1933.

G ü n z l e r - S e i f f e r t H. Persistente Brüche im Jura der Wildhorndecke des Berner Oberlandes. Eclogae geol. Helv., v. 32, N 2, 1941.

G ü n z l e r - S e i f f e r t H. Alte Brüche im Kreide-Tertiär Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein. Geologische Rundschau, Bd. 40, H. 2, 1952.

K l e b e l s b e r g R. Beiträge zur Geologie Westturkestans. Innsbruck, 1922.

L o r y C h. Description géologique du Dauphiné, v. I. Grenoble, 1860-1864.

S c h i n d l e r C.M. Zur Geologie
des Glärnisch. Beiträge zur Geologischen
Karte der Schweiz, n.Folge, Bd. 107, Bern,
1959.

V e r W i e b e W.A. Geosynclinal
Boundary Faults. Bull. of. Amer. Assoc. of
Petrol. Geol. vol. 20, N 7, 1936.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
В в е д е н и е	3
О понятии краевые долгоживущие разломы.....	6
Характеристика важнейших краевых разломов Памира... ..	27
Гармчашминский разлом.....	—
Гунт-Аличурский разлом.....	42
Чакобайский разлом.....	54
Истыкский разлом.....	59
Бартанг-Пшартский разлом.....	66
Бартанг-Акбайтальский разлом.....	77
Язгулемский разлом.....	85
Кызылджиникский разлом.....	95
Южно-Дарвазский разлом.....	99
Кеврон-Висхарвский разлом.....	102
Дробак-Рабатский разлом.....	109
Дарваз-Каракульский разлом.....	114
Главнейшие черты морфологии и истории развития долгоживущих разломов и некоторые проблемы тектоники Памира.....	121
Разломы и структура земной коры геосинклинальных областей.....	122
Разломы как границы областей осадконакопления.....	124
Продолжительность активной жизни разломов.....	127
Соподчиненность разломов.....	132
Характер движений по краевым разломам.....	137
Дугообразность краевых разломов Памира.....	139
Разломы и проблемы тектонического районирования.....	144
Разломы и характер фундамента геосинклинальных комплексов.....	148
Разломы и некоторые закономерности металлогении Памира.....	149
Л и т е р а т у р а	154

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Таджикской ССР

Михаил Михеевич КУХТИКОВ, Геннадий Пантелеевич
ВИННИЧЕНКО

Ответственный редактор Антон Петрович
НЕДЗВЕЦКИЙ

КРАЕВЫЕ ДОЛГОЖИВУЩИЕ РАЗЛОМЫ
ПАМИРА

Редактор издательства А.Н.Смирнова
Художественный редактор Р.Абдуразаков
Корректор Т.Любименко

Кл 05170. Сдано в набор 12 IY 1977 г. Подписано к печати 30 VI 1977 г. Формат 60x84 1/16. Бумага тип. № 1. Сорт № 1. Печ. л. 10,8. Уч.-изд. 8,5 л. Тираж 650. Заказ 944. Цена 1 р. 27 коп.

Издательство "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп.2.
Типография издательства "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни,
121, корп. 2.