

223

С. В. РУЖЕНЦЕВ

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ
И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ
СОРВАННЫХ ПОКРОВОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE



S. V. RUZHENTSEV

STRUCTURAL PECULIARITIES
AND FORMATION MECHANISM
OF DETACHED (DECOLLEMENT)
NAPPES

Transactions, vol. 223

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW 1971

С. В. РУЖЕНЦЕВ

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ
И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ
СОРВАННЫХ ПОКРОВОВ

Труды, вып. 223

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1971

Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. Ру-
женцев С.В. Труды ГИН, вып. 223, М., "Наука", 1971 г.

В работе изложены результаты изучения тектоники Центрального Памира. Рассмотрена структура региона в целом. Особое внимание уделено характеристике покровов, описана морфология разрывных и складчатых нарушений, возникших при шарьяжных перемещениях. Проведено сравнение памирских тектонических покровов с покровами Альп. На основе сравнительного анализа материала установлено сходство покровов Центрального Памира и Гельветской зоны. Дана типизация покровных структур и подробно разобран механизм образования сорванных покровов. Илл. 38. Библ. 160 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор),
академик В.В. Меннер, Т.Г. Павлова, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

А.В. Пейве

Editorial board:

Academician A.V. Peive (Editor-in-chief).
Academician V.V. Menner, T.G. Pavlova, P.P. Timofeev

Responsible editor

A.V. Peive

Памир — одна из величайших горных систем мира, издавна привлекавшая внимание многих исследователей. В последние годы он стал объектом интенсивного геологического изучения. Сейчас создана достаточно прочная геологическая база, позволившая по-новому подойти к решению некоторых спорных вопросов строения и тектонического развития этой области.

В настоящее время общепризнанным является деление Памира на тектонические зоны, каждая из которых отличается набором определенных осадочных и магматических формаций. Вдоль северной его периферии протягивается полоса мощных мезо-кайнозойских отложений, которая прослеживается от области Внешнего Дарваза на восток через хр. Петра Первого и северный склон Заалайского хребта. Эта полоса, выделяемая как Внешняя зона Памира, сложена преимущественно континентально-лагунными, реже морскими отложениями, представляющими собой орогенный комплекс, который возник в связи с формированием Северо-Памирского поднятия. Южнее расположен Северный Памир — варисийское поднятие, образованное мощными в значительной степени вулканогенными толщами палеозоя. Оно занимает территорию Дарваза, хребтов Академия наук и Зулумартского, а также бассейна оз. Каракуль.

Северный Памир по региональному альпийскому надвигу (Ванч-Танымасскому) на юге граничит с Центральным Памиром, в пределах которого наряду с полно в стратиграфическом отношении представленными палеозойскими отложениями присутствуют мощные морские осадки мезозоя. Центральный Памир охватывает территорию хребтов Ванчского, Язгулемского, Музкольского, протягиваясь от р. Пяндж на западе до Сарыкольского хребта на востоке. Расположенный южнее Юго-Восточный Памир отделен от Центрального Рушанско-Пшартской системой альпийских надвигов. Он представляет собой район преимущественного развития морских каменноугольных, пермских, триасовых и юрских отложений, слагающих бассейны рек Аксу и Гурумды, а также хребты Базардаринский, Пшартский и Рушанский. Юго-Западный Памир расположен в пределах Шугнанского, Шахдаринского и Аличурского хребтов. Это область почти повсеместного развития метаморфических докембрийских пород.

Район, рассматриваемый в предлагаемой работе, охватывает в основном западную часть Центрального Памира — территорию Язгулемского (междуречье Бартанга и Язгулема) и Ванчского (междуречье Язгулема и Ванча) хребтов. В 1966 г. автор совместно с Э.Я.Левенем и Ш.Ш.Деникаевым работал в восточной и южной частях района: в пределах междуречья Гудара — Танымас, в бассейне р. Хаврез-Дары, вдоль ледника Грум-Гржимайло, а также по правобережью р. Бартанг (южный склон Язгулемского хребта). Цель этих исследований заключалась в попытке проследить уже достаточно хорошо изученные структуры восточной части Центрального Памира на территории западной. Было установлено, что на западе выделяется та же, что и на востоке, система сложенных разновозрастными отложениями пластин, образующих несколько крупных "покровных синклиналей" в пределах водораздельной части Язгулемского хребта. В 1967 г. автор изучал шарьяжные структуры на территории западной окраины и северной части района. Работы проводились вдоль правого берега Пянджа (близ Рушана), а также по левобережью

р. Язгулем (северный склон Язгулемского хребта). В результате была откартирована плоскость основного надвига, отделяющего породы автохтона от залегающей выше системы тектонических пластин. В 1968 г. район работ в основном охватывал территорию Ванчского хребта, где изучалось строение ванчского комплекса и перекрывающих его пластин палеозойских пород. Кроме того, отдельные маршруты были сделаны в западной части Музкольского хребта (водораздел Гудары и Сарезского озера), а также в пределах западного окончания Язгулемского хребта. Таким образом, предлагаемая работа является итогом трехлетних исследований, проводившихся на западе Центрального Памира. Она посвящена проблеме покровной структуры этого района. В работе рассмотрена как региональная структура Центрального Памира в целом, так и морфология разрывных и складчатых нарушений, возникавших при шарьяжных перемещениях масс горных пород. Такая тематическая направленность работы, естественно, поставила передо мной задачу сравнительной характеристики памирских покровных структур с покровами, установленными в пределах хорошо изученных зон Альпийского складчатого пояса Европы и в первую очередь Гельветской зоны Альп – классического района развития тектонических покровов.

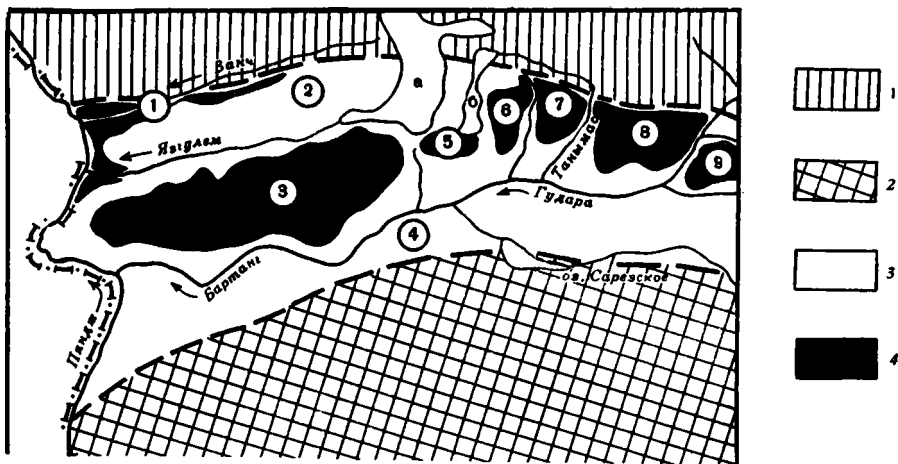
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Альпийская структура Центрального Памира отличается большой сложностью. Уже давно было известно, что здесь широко развиты надвиги, сложночешуйчатые зоны и системы сжатых изоклинальных складок. Однако нарушениям подобного рода не придавали большого значения. Их появление связывали с региональным сжатием, которое возникло вследствие общей инверсии тектонического режима (прогибание сменилось поднятием с одновременным разрастанием антиклинорий и раздавливанием синклинорий). В основе таких построений лежала идея о неизменности структурного плана Памира. Считалось, что длительное развитие отдельных зон сводится лишь к дифференциации их на все более мелкие прогибы и поднятия, а складчато-глыбовая альпийская структура Памира, отражавшая такой структурный план, образовалась в результате вертикальных движений. В том или ином виде эти представления развивались А.П. Марковским (1936), Б.А. Петрушевским (1940), В.И. Дроновым (1964), И.В. Архиповым (1964) и др.

Признание неоднородности строения различных зон, их длительного развития, завершившегося формированием специфической структуры, появления глубинных разломов, заложившихся и постоянно существовавших в течение многих периодов на стыке различных структурных элементов, пространственного совпадения древних и молодых альпийских разломов, естественно, не позволило принять наличие значительных горизонтальных перемещений.

Однако в течение последних лет идея о примате вертикальных движений на Памире в альпийское время была подвергнута критике. Проведение детальных съемочных и тематических работ на всей территории области, создание обоснованной стратиграфической схемы, достаточно детальных геологических карт, палеогеографических и структурных схем выявили широкое развитие здесь крупных покровно-надвиговых и сдвиговых нарушений. Если ранее предположение о присутствии подобного рода структур основывалось на самых общих построениях (например, дугообразный изгиб памирских простираний к северу), то сейчас существование покровов и сдвигов доказано для многих районов Памира непосредственно полевыми наблюдениями.

В Центральном Памире впервые покровы были установлены К.Н. Паффенгольцем и М.И. Шабалкиным (1936) в бассейне р. Танымас. Отдельные примеры покровных и надвиговых структур были описаны В.И. Дроновым, Э.Я. Левенем, Г.Г. Мельником, Б.Р. Пашковым (1960), А.В. Пейве, В.С. Буртманом, С.В. Руженцевым и А.И. Суворовым (1964), Э.Я. Левенем (1964), С.В. Руженцевым (1965), М.С. Дюфуrom, С.В. Руженцевым и В.А. Швольманом (1965) и др. В 1968 г. была опубликована работа С.В. Руженцева (1968 а), в которой покровно-надвиговая структура восточной части Центрального Памира рассматривалась в региональном плане. Автором выделены два структурных комплекса: автохтон (более или менее метаморфизованные отложения сарезской свиты, перми, триаса, юры, верхнего мела и палеогена) и аллохтон, сложенный многократно чередующимися пластинами палеозойских (Акбайтальский покров) и мезозойско-кайнозойских (Зорташкольский покров) отложений. В результате более поздних исследований (Руженцев, 1968 б),



Фиг. 1. Схема расположения основных структурных элементов Центрального Памира

1 - Северный Памир; 2 - Юго-Восточный Памир. Центральный Памир: 3 - автохтон, 4 - аллохтон.

Цифры на схеме: 1 - зона корней; 2 - Ванчский антиклинорий; 3 - Язгулемский синклинорий; 4 - Музкольский антиклинорий; 5 - массив пика Полосатик; 6 - массив Холодная Стенка; 7 - Чабарангский массив; 8 - Гударинский массив; 9 - Зорташкольский массив.

Буквы на схеме: а - ледник Федченко; б - ледник Грум-Гржимайло

проводившихся в бассейне р. Танымас, было показано, что к западной части Центрального Памира в принципе применима та же схема. Пластины палеозойских пород выделяются здесь как Ванчский покров (структурный аналог Акбайтальского). Зорташкольскому покрову соответствует Язгулемский покров, который в некоторых районах расслаивается на два самостоятельных элемента: нижний - Тузбельский, образованный отложениями верхнего триаса, юры, реже нижнего мела, и верхний - Чабарангский, сложенный породами мела и палеогена.

В структурном отношении рассматриваемый район представляет собой систему субширотных антиклинориев и синклинориев. Первые являются выступами автохтонных, вторые - останцами аллохтонных толщ. Наиболее четко указанные структуры выражены в западной части района.

Вдоль северной периферии района расположен Ванчский антиклинорий (фиг. 1), сложенный преимущественно отложениями ванчского комплекса. Лишь местами в его строении участвуют породы зорабатской ($Ст_3-O_1$) и козындьинской (O_{2-3}) свит, а также нижнего силура. Ванчский антиклинорий протягивается от Пянджа на западе до ледника Грум-Гржимайло на востоке на расстоянии 140 км. Его максимальная ширина достигает 30 км. Пространственно он приурочен к Ванчскому хребту и северо-западным окраинам Язгулемского хребта. Южнее, на территории водораздельного гребня и юго-восточного склона Язгулемского хребта, расположен Язгулемский синклинорий, представляющий собой наиболее крупный останец аллохтонных масс в Центральном Памире. Синклинорий образован отложениями ордовика, силура, девона, триаса, юры, мела и, реже, палеогена. Он прослежен от долины Пянджа до р. Язгулем-Дары на расстояние 90 км при ширине 30 км. И, наконец, вдоль южной окраины Центрального Памира расположен Музкольский антиклинорий - наиболее крупная из структур подобного рода. Он протягивается через весь Центральный Памир, охватывая территорию хребтов Рушанского и Музколь-

ского. Антиклинорий образован отложениями трех структурных комплексов (снизу вверх): сарезской свиты (P₃Сп - P₂z₁?), верхнего триаса - средней юры и верхнего мела - палеогена.

В восточной части района (территория к востоку от ледника Грум-Гржимайло и р. Язгулем-Дары) происходит некоторое упрощение структуры. Автохтонные образования здесь развиты шире, аллохтонные - выполняют серию плоских синклиналей, представляющих собой типичные эрозионные останцы.

ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ

Ванчский комплекс. Отложения комплекса слагают Ванчский хребет, а также юго-западное окончание Язгулемского хребта. Это наиболее древние толщи Центрального Памира. В основании разреза здесь залегают мощные (до 2 км) серые, светло-серые до белых, грубослоистые или массивные сливные кварцевые песчаники барнаваджской свиты. Местами по простиранию они замещаются более пестрой серией пород - песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами. Наиболее слабо отложения свиты метаморфизованы в средней части Ванчского хребта (верховья рек Чихох, Ситварг, Гумаяк и Петруз). На западе и особенно востоке (долины рек Гуджеваст, Лянгар, Сунгат), там где отложения свиты прорваны мел-палеогеновыми гранитоидами, появляются разнообразные кристаллические сланцы, инъекционные гнейсы и т.д. Выше терригенной толщи барнаваджской свиты согласно залегают мраморизованные известняки и мраморы язгулемской свиты. Их мощность определить очень трудно из-за почти повсеместно выраженного послойного течения карбонатных пород. По-видимому, она достигает 200-300 м, но местами может быть и больше. Язгулемские мраморы перекрыты мощной (до 2 км) толщей серых, светло-серых, розовых, иногда красных кварцевых или полевошпат-кварцевых песчаников, переслаивающихся с рассланцованными алевролитами и глинистыми сланцами (джамакская свита). Выше пород ванчского комплекса залегают известняки зорабатской свиты (С₃ - O₁). Согласно данным Б.Р. Пашкова (1962) и Б.П. Бархатова (1963), их контакт с подстилающими отложениями либо тектонический, либо неясный. Автор настоящей работы специально изучал контакт джамакской и зорабатской свит. Было установлено, что по крайней мере в двух районах (левобережье р. Гумаяк и особенно по правому борту правой составляющей р. Барнавадж) джамакские кварциты вверх по разрезу постепенно переходят в зорабатские известняки. В большинстве же случаев кембро-ордовикские отложения сорваны с подстилающих пород. Местами такой срыв очень четок, местами же он незначителен и обусловлен различной реакцией песчаников и известняковых толщ на одни и те же тектонические напряжения.

На основании положения ванчского комплекса под отложениями зорабатской свиты они условно отнесены к верхнему докембрию - нижнему палеозою.

Сарезская свита. В пределах Центрального Памира широко распространены мощные (не менее 2 км) однообразные полевошпат-кварцевые и кварцевые песчаники и алевролиты, содержащие более или менее многочисленные прослой глинистых сланцев. Эти отложения, выделяемые как сарезская свита (Левен, 1962), почти не охарактеризованы палеонтологически. Отдельные находки органических остатков (брахиоподы, фузулиниды, мшанки) были сделаны А.Д. Гольдбергом и Э.Я. Левеном в Рангульском районе. Здесь песчаники, сланцы, редко известняки внешне несколько напоминают породы сарезской свиты. На основании этого отложения свиты были отнесены к верхнему палеозою. Однако следует учитывать, что песчано-сланцевая толща Рангуля

образует небольшой, ограниченный разломами участок, пространственно удаленный от районов развития собственно сарезских отложений. Поэтому остатки фауны, собранные в ней, не могут служить доказательством Верхнепалеозойского возраста сарезской свиты, так как не доказана их принадлежность к этой свите.

Некоторые авторы (Левен, 1962; Бархатов, 1963) относили песчаники и сланцы сарезской свиты к перми на основании якобы согласного их положения под палеонтологически обоснованными пермскими отложениями в районе оз. Джилгакуль (Музкольский хребет). Однако в настоящее время установлено (Карапетов, 1964), что отложения свиты несогласно, с базальными конгломератами перекрыты верхнекаменноугольными известняками. На этом основании возраст сарезской свиты до последнего времени условно считался как ниже-среднекаменноугольный. В 1967 г. В.И. Дронов (устное сообщение) в бассейне р. Западный Пшарт установил, что сарезские песчаники и сланцы несогласно перекрыты толщей конгломератов, содержащих гальку девонских пород. На конгломераты в свою очередь несогласно налегают верхнекаменноугольные известняки. Таким образом, возраст сарезской свиты не может быть моложе девонского. Дело, однако, обстоит сложнее. Песчано-сланцевая толща в виде непрерывной полосы из района р. Западный Пшарт и Сарезского озера прослеживается в бассейне р. Бартанг и к восточному окончанию Язгулемского хребта (долины рек Хаврез-Дары и Язгулем-Дары).

В поле можно проследить, как постепенно повышается степень метаморфизма этих отложений: песчаники и сланцы местами переходят в кристаллические сланцы и гнейсы (в том числе и инъекционные). Постепенность такого перехода очевидна, и в настоящее время нет сомнения в том, что метаморфические образования восточной части Язгулемского хребта возникли по породам сарезской свиты. В бассейне Язгулем-Дары породы свиты слагают труднодоступный гребень водораздела этой реки и ледника Федченко, смыкаясь здесь с метаморфическими породами ванчского комплекса. Это, а также то, что литологические породы сарезской свиты и упомянутого комплекса сходны, позволяют условно отнести сарезскую свиту к верхнему докембрию - нижнему палеозою.

Ордовикская система. Отложения ордовика широко распространены в пределах Центрального Памира. На западе района они впервые были установлены П.П. Чуенко (1938), на востоке - М.С. Дюфуром (1958) и Г.Г. Мельником. Принятая сейчас схема стратиграфии ордовика была опубликована В.И. Дроновым, Э.Я. Левеном, Г.Г. Мельником и Б.Р. Пашковым (1960). Указанные авторы выделяют две свиты.

1. Зорабатская свита (O_3-O_1) - мраморы и мраморизованные известняки; мощность до 150 м. Свита плохо охарактеризована палеонтологически, и лишь в самых ее верхах собраны остатки трилобитов *Bimantites bimanicus* (Reed), *Thaiphungshania schui* Sard. и других, указывающие на нижнеордовикский возраст вмещающих пород.

2. Козындыйская свита (O_{2-3}), которая расчленяется на четыре литологические пачки: а) зеленые и фиолетовые глинистые сланцы (100-150 м), содержащие остатки брахиопод: *Dalmanitina* sp., *Dalmanella aff. rogate* Sard.; б) черные глинистые сланцы (150 м), переполненные остатками брахиопод: *Dalmanella aff. rogate* Sard., *Leptaena trigonalis* Schmidt, *Strophomena cf. trigonalis* Schmidt и трилобитов: *Pseudobasilicus nobilis* (Barr.) и др.; в) серые песчаники (200-250 м) с органическими остатками, аналогичными остаткам в пачке "б"; г) черные песчаники и сланцы (250-300 м), которые вверх по разрезу постепенно переходят в известняки ландоверийского яруса.

Приведенный разрез характерен для восточной части Центрального Памира (массив Зорабат и бассейн р. Козынды). В пределах западной части района отложения ордовика, обычно охарактеризованные фаунистически, обнажаются в ряде пунктов Ванчского и Язгулемского хребтов.

Наиболее полный разрез описан Б.Р. Пашковым (1961) по левому борту р. Язгулем (устье Андергоз). Зорабатская свита выделяется здесь условно. В составе козындьей свиты установлены три литологические пачки: а) зеленые сланцы и известняки (40–160 м), в основании присутствуют нижнеордовикские трилобиты: *Mikelocephalina dicraeura* Ang., *Asaphellus* sp., *Apotokephalus* cf. *settatus* Sars. et Bolck., в кровле – граптолиты: *Glyptograptus* sp., *Climacograptus* sp. и трилобиты: *Dulanaspis pamiricus* Bal.; б) темно-серые сланцы и песчаники (120–260 м), содержащие трилобиты: *Pseudobasilicus nobilis* Barr., *Dulanaspis pamiricus* Bal. и др.; в) зеленовато-серые и черные сланцы (60–80 м) с остатками граптолитов, трилобитов и брахиопод верхнеордовикского – нижнесилурийского облика.

Девонская система. Девонские отложения сравнительно широко распространены на рассматриваемой территории. Впервые они были установлены здесь С.С. Неуструевым, И.А. Преображенским и Д.В. Наливкиным. В последние годы отложения девона изучал С.С. Карапетов (1963 а), который в пределах восточной части Центрального Памира описал их полный разрез. Согласно данным С.С. Карапетова, здесь выделяются все три отдела девонской системы, причем средний и верхний отделы подразделены на ярусы. Девонские отложения представлены главным образом известняками и доломитами, содержащими отдельные прослой мергелей и аргиллитов. Мощность девонских отложений достигает 2 км.

Уже давно девонские известняки были известны в бассейне р. Бартанг (Баранов, Глазунов, 1937; Бархатов, 1963), где они представлены темно-серыми глинистыми известняками, содержащими обильные остатки верхнедевонских брахиопод. Аналогичные известняки установлены в среднем течении р. Камоч-Дары (левый приток Язгулема), а также по левому берегу р. Ванч.

Силурийская система. Впервые силурийские отложения в Центральном Памире были установлены П.П. Чуенко (1928) и Д.В. Наливкиным (1932). Позднее они изучались А.П. Недзвецким, А.Н. Майоровым, Л.П. Смирновым, М.С. Дюфуром, Б.Р. Пашковым и С.С. Карапетовым.

В западной части Центрального Памира, согласно данным Б.Р. Пашкова (1961), верхняя пачка козындьей свиты включает отложения низов ландоверийского яруса. Основная же часть силурийского разреза представлена известняками с прослоями песчаников и сланцев. В средней его части П.П. Чуенко (1938) отмечает присутствие остатков граптолитов – *Monograptus* sp., в верхней – верхнесилурийских брахиопод и мшанок. Максимальная мощность силурийских отложений достигает многих сотен метров. Силурийская карбонатная толща согласно залегает на песчаниках и сланцах козындьей свиты. Наиболее полно она развита вдоль правого борта р. Пяндж, прослеживаясь в виде сравнительно широкой полосы от кишлака Шипад до левобережья р. Ванч. Вторым районом развития силурийских отложений является водораздел верховьев р. Хаврез-Дары и ледника Грум-Гржимайло. Здесь Э.Я. Левенюк и автором в районе пика Холодная Стенка были встречены мраморизованные известняки, перекрывающие ордовикские песчаники и содержащие остатки силурийских кораллов.

Каменноугольная система. Каменноугольные отложения имеют неширокое распространение на Центральном Памире. Они установлены в пределах Акбайтальской зоны чешуй, где представлены маломощными известняками, мергелями и, реже, аргиллитами, образующими непрерывный разрез с

девонскими породами (Карапетов, 1963 б). Здесь выделяются отложения всех трех отделов карбона. Кроме того, в Музкольском хребте, в урочище Калакташ и некоторых других местах, развиты каменноугольные отложения, представленные только верхнекаменноугольными известняками, которые несогласно перекрывают песчано-сланцевую толщу сарезской свиты (Карапетов, 1964).

Пермская система. Пермские отложения представлены маломощным горизонтом известняков и доломитов (Левен, 1959; Воскоянц, 1963; Карапетов, Миклухо-Маклай, 1964), выделенных в калакташскую свиту и несогласно залегающих на песчаниках и сланцах сарезской свиты. На основании сборов фузулиид (*Triticites* ex *gr. contractus* Schellw. et Gyhr., *Tr. pseudosimplex* Chen., *Tr. cf. kuanchanensis* Chen.) и брахиопод (*Spirifer subfasciger* Lich., *Neospirifer* ex *gr. musakheylensis* Dav., *Buxtonia juresanensis* Ischem. и др.) низы горизонта отнесены к нижней перми. Доломиты верхней части разреза по положению между фаунистически охарактеризованными отложениями нижней перми и нижнего триаса условно отнесены к верхней перми. Мощность пермских отложений Центрального Памира достигает 70–80 м.

В пределах рассматриваемой территории неметаморфизованные, палеонтологически обоснованные отложения перми установлены лишь в районе оз. Джилгакуль. В других местах мы встречаем лишь горизонт интенсивно брекчированных, скарнированных, иногда растертых в огипсованный порошок мраморов, относимых к перми лишь на основании их положения между отложениями сарезской свиты и триаса.

Триасовая система. В результате работ геологов Таджикско-Памирской экспедиции было выявлено широкое развитие триасовых отложений (Юдин, 1932; Хабаков, 1933; Чуенко, 1934; Паффенгольц, Шабалкин, 1935). В последние годы стратиграфия триасовых отложений изучалась Б.К. Кушлиным (1963), который выделил две свиты: джилгакульскую (T_{1-2}) и кокуйбельсуйскую (нижняя подсвита, T_3).

Джилгакульская свита представлена в основании песчаниками, алевролитами, песчанистыми известняками и глинисто-мергелистыми сланцами, содержащими остатки нижнетриасовых пелелипод: *Claraia aurita* (Hauer), *Cl. griesbachi* (Bitt.), *Cl. stachei* (Bitt.), *Cl. australasiatica* Krumb., *Cl. aff. tridentina* (Bitt.). Выше залегают глинистые, часто песчанистые известняки и мергели, содержащие остатки пелелипод: *Myophioipis* (*Pseudocorbula*) *gregaria* Munst., *Promathilda* sp. и др. (ладинский ярус, T_2). Мощность свиты 150–270 м.

Выше согласно залегает мощная (до 2 км) толща песчано-сланцевых пород и конгломератов кокуйбельсуйской свиты (нижняя подсвита). Породы почти повсеместно содержат исключительно обильные, хорошо сохранившиеся остатки флоры и солоноватоводных пелелипод. В 30-х годах сборы триасовой флоры были обработаны В.Д. Принадой (1934), а в последнее время они изучались Т.А. Сикстель (1960), которой удалось выделить комплексы, соответствующие карнийскому, норийскому и рэтскому ярусам верхнего триаса. Из отложений карнийского яруса определены *Nilssonina rajmahalensis* Sew. et Sahni, *N. princeps* Old. et Mor., *Pterophyllum pschartense* Pryn., *Pt. aequale* (Brong.), *Taeniopteris* sp., *Macrotaeniopteris virgulata* Zeil., *Glossophyllum* sp., *Ginkgo digitata* (Brong.), *Sphenobaiera spectabilis* (Nath.), *Equisetites* sp. и др. Норийский и рэтский ярусы содержат *Pterophyllum braunsii* Schenk., *Pt. aequale* (Brong.), *Pt. pschartense* Pryn., *Clathropteris* sp., *Cl. meniscoides* Brong., *Equisetites beanii* Sow., *Otozamites* sp., *Glossophyllum* sp., *Nilssonina rajmahalensis* Sew. et Sahni, *N. vittaeformis* Pryn. и др.

Юрская система. В пределах Центрального Памира юрские отложения распространены на обширной территории. Они связаны постепенным переходом с триасовыми отложениями. Наиболее полный и хорошо палеонтоло-

гически охарактеризованный разрез юры описан В.И. Дроновым и Т.Ф. Андреевой (1962) в бассейне р. Кокуйбельсу.

Здесь залегают (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|---|---------|
| 1. Пачка зеленых, красных, бурых песчаников, аргиллитов, туфосланцев, конгломератов, откуда собраны растительные остатки: <i>Podozamites lanccolatus</i> Lindet Hutt., <i>Czekanowskia rigida</i> Heer, <i>Equisetites ex gr. longifolia</i> Birk., <i>E. beanii</i> Sow., указывающие на нижнеюрский возраст вмещающих пород | 150-200 |
| 2. Глинистые сланцы, содержащие остатки пелеципод: <i>Mytiloides quenstedti</i> Pcel., <i>Pleuromya unioides</i> Roem., <i>Thracia francojurenensis</i> Schmidt, <i>Nucula maga</i> Boriss. (аален - байос) | 50-70 |
| 3. Песчаники с прослоями устричных известняков (пелециподы: <i>Pseudolimea duplicata</i> Sow., <i>Pholodomya foliacea</i> Agass., <i>Meliagrinnella cf. echinata</i> Schmidt, <i>Modiola gibbosa</i> Sow. и др.). Возраст верхний байос - низы батского яруса. | 80 |
| 4. Мергели с обильными остатками батских пелеципод. В верхней части пачки собраны остатки нижнекелловейских аммонитов: <i>Mastoccephalites triangularis</i> Waagen | 100-120 |
| 5. Известняки грубослоистые или массивные, содержат остатки пелеципод: <i>Chlamys midas</i> Lamou., <i>Lima tumida</i> Roem (келловой - оксфорд) | 240-400 |

Западнее бассейна Кокуйбельсу (реки Танымас, Гудара, Бартанг, Язгулем) разрез юры несколько изменяется. Горизонты 1, 2 и 3 (верхняя подсвита кокуйбельсуйской свиты) замещаются толщей черных глинистых сланцев и песчаников, внешне неотличимых от отложений верхнего триаса, с которыми они образуют единую осадочную серию. Лишь в самой ее кровле присутствуют редкие прослои бурых ракушняковых известняков. Горизонты 4 и 5 (дамаматская свита) аналогичны соответствующим горизонтам разреза Кокуйбельсу.

Юрские и меловые отложения (нерасчлененные). Выше отложений дамаматской свиты ($J_{2,3}$) с постепенным переходом залегают мощная (до 2 км) толща ритмично чередующихся красных песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих тонкие прослои мелкогалечных кварцевых конгломератов. Палеонтологически она не охарактеризована, однако на основании согласного, с постепенным переходом залегания выше верхнеюрских (оксфордских, а возможно, и кимериджских) отложений отнесена к верхней юре - нижнему мелу.

Меловая система. Палеонтологически доказанные меловые отложения были установлены на Памире Д.В. Наливкиным (1932), который выделял две толщи: нижнюю (C_{r1}), представленную красноцветными песчаниками, и верхнюю (C_{r2}) - известняковую. Впоследствии В.И. Дронов (1962) установил несогласное, с базальными конгломератами залегание верхнемеловых известняков на триасовых и юрских отложениях в бассейне р. Бартанг.

Верхнемеловые известняки представлены либо слоистыми, либо массивными, иногда ракушняковыми известняками. Наиболее полные сборы пелеципод были сделаны С.С. Карапетовым и Г.С. Воскоянцем (1962) в Зорташкольском хребте (*Biradiolites boldjuanensis* Bobkova, *Radiolites* sp., *Praeradiolites* sp., *Apricardia* sp., *Griphaea cf. vesicularis* Lam., *Ceratostreon cf. spinosum* Math., *Lophamiscencea* Mort., *Exogyra* sp., *Liostrea* sp.). Отмеченный комплекс пелеципод, по зак-

лучению определявшей их Н.Н. Бобковой, указывает на верхнесенонский, скорее всего маастрихтский, возраст вмещающих пород.

В пределах рассматриваемого района сенонские известняки распространены широко. Во многих пунктах они содержат остатки пелеципод: *Apricardia* sp., *Bi-radiolites* sp., *Radiolites* sp. Мощность верхнемеловых отложений колеблется от 20 м (долина Бартанга) до многих сотен метров (гребень Язгулемского хребта).

Палеогеновая система. Третичные конгломераты, перекрывающие верхнемеловые известняки, в пределах Восточного Памира впервые были выделены А.В. Хабаковым (1933) и П.П. Чуенко (1934). Однако только в конце 50-х годов на Памире были установлены палеонтологически доказанные палеогеновые отложения (Левен, Романько, 1960), которые слагают узкую зону на стыке Северного и Центрального Памира. В пределах собственно Центрального Памира палеонтологически доказанные палеогеновые отложения отсутствуют. Условно к палеогену здесь относят (Дронов, 1963; Буданов, Дронов, 1964) толщу лиловых, красных, существенно эффузивных пород, залегающих выше сенонских известняков и выделяемых под названием бартангского комплекса. Нижняя часть этого комплекса образована интенсивно альбитизированными андезитами, андезито-базальтами, литокластическими туфами и кластолавами того же состава, альбитизированными туфосланцами. Выше залегает толща известковистых песчаников, туфопесчаников, альбитизированных туфов, туфолов кварцевых альбитофиров, туфоконгломератов. Мощность бартангского комплекса достигает 2 км.

АВТОХТОН

Автор показал (Руженцев, 1968 а), что автохтон, по существу, выделяется условно, так как состоит из серии пластин, амплитуда горизонтального смещения которых значительна. Было установлено также, что здесь преимущественно развиты структуры срыва. В восточной части Центрального Памира в пределах основания мы нигде не наблюдали значительного надвигания древних отложений на более молодые. Вследствие этого предполагалось, что в автохтоне и параавтохтоне отсутствуют собственно тектонические покровы. Казалось, что все это позволяет отделить комплекс основания от вышележащих покровов. Кроме того, о таком расчленении говорит и то, что отложения, слагающие автохтон, фациально достаточно резко отличаются от разновозрастных отложений покровов. Необходимо учитывать также, что степень метаморфизма пород автохтона была во многих случаях выше, нежели аллохтона. Однако уже во время работ на Восточном Памире автор отдавал себе отчет в условности таких построений. Новые материалы, полученные на Западном Памире, в полной мере подтвердили это. Условность выделения автохтона заключается главным образом в том, что в большинстве складчатых поясов (особенно в их внутренних частях), характеризующихся покровным строением, за автохтон обычно принимаются комплексы, гипсометрически и структурно располагающиеся наиболее низко, т.е. те наиболее глубинные образования, видеть и изучать которые позволяют либо уровень эрозии, либо горные выработки. При этом иногда без достаточных доказательств считается, что автохтонные массы являются "пассивными", что они существенно не смешались и располагаются приблизительно в месте их первоначального формирования. В некоторых случаях такая трактовка роли и положения автохтонных масс, залегающих под шарьированными пластинами, правильна. При чисто гравитационных надвигах, когда воздымание сопровождается сползанием толщ осадочного чехла с некоторого основания в прилегающую депрессию, представления о пассивности ав-

тохтона вполне обоснованы. Однако в большинстве известных и хорошо изученных покровных зонах гравитационный механизм, если он существует, не должен пониматься в чистом виде. Ниже этот вопрос будет рассмотрен, здесь же отметим, что механизм гравитационного шарьирования является наложенным и играет подчиненную роль. В основе покровообразования лежит отслоение шарьлируемых масс, обусловленное максимальным сжатием именно в автохтоне. Основные горизонтальные движения локализуются в глубинных частях земной коры. Сорванные же шарьяжи (тектонические покровы чехла) представляют собой лишь поверхностное выражение активных горизонтальных перемещений в пределах фундамента. Естественно, в этих условиях определение автохтона как стабильного субстрата, "пассивно" подстилающего подвижные массы чехла, неверно. Сплошь и рядом наиболее глубинные комплексы (например, кристаллический цоколь, подстилающий осадочную оболочку) могут представлять собой не автохтон в собственном смысле этого слова, а кровлю следующей нижней пластины, которая не полностью рассечена эрозией. Это поставило некоторых исследователей перед необходимостью ввести понятие "относительный автохтон" (Обуэн, 1967). Поэтому, выделяя в качестве автохтона структурно наиболее глубокий комплекс Центрального Памира, я допускаю, что он может быть лишь наиболее глубоким из известных нам покровов.

Таковы общие положения. Каковы же структурные признаки выделения автохтонных образований? Очевидно, что при достаточном тектоническом расслоении всей толщи метаморфических и осадочных пород определенного района возникают два типа структур: пластины сорванные и пластины надвинутые. Оба они генетически связаны. Сорванные пластины могут перейти в надвинутые (но не наоборот). Однако такой переход иногда не происходит. Эффект срыва может погашаться не за счет надвига, а за счет дисгармоничного смятия во фронтальной части перемещаемой пластины. Таким образом, к автохтону необходимо относить не только наиболее глубокий структурный элемент какого-то района, но и перекрывающие его сорванные пластины, когда есть основание считать, что срыв не достигал значительных размеров и во фронтальных частях не переходил в региональный крупный надвиг. Сорванные, но не сильно удаленные от района срыва массы выделяются как параавтохтонные. Это может быть толща, отслоенная и дисгармонично смятая по отношению к какому-либо основанию (собственно автохтону). Это может быть и серия чешуй и покровных антиклиналей. В этих условиях иногда с трудом удается установить связь пара- и автохтонных образований. Необходимо тщательное сопоставление пород, слагающих оба этих элемента, чтобы доказать первичную их близость (формирование в одной и той же седиментационной структуре). Следовательно, автохтон – наиболее глубинный элемент, представляющий собой либо единую, либо расслоенную на серию сорванных пластин массу. В последнем случае сорванные отложения выделяются как параавтохтонные. Аллохтон – перекрывающие автохтон надвинутые пластины. Характерно их: значительное перемещение из корневых зон. Как правило, аллохтонные массы фациально и по мощностям слагающих их отложений резко отличны от одновозрастных образований автохтона.

Согласно прежним представлениям автора, автохтон в Центральном Памире состоит из трех элементов (снизу вверх): 1) отложений сарезской свиты (собственно автохтон); 2) сорванных с них триас-юрских отложений; 3) отложений верхнего мела – палеогена (параавтохтон). Элементы 1 и 2 отслоены повсеместно, 2 и 3 – местами имеют стратиграфический контакт. В принципе аналогичная схема принята и в настоящей работе.

Как уже отмечалось, Ванчский антиклинорий представляет собой выступ автохтона. Он сложен преимущественно породами ванчского комплекса, которые местами перекрыты сорванными отложениями ордовика. Срыв первоначально не был значительным. Во всяком случае в некоторых районах Ванчского хребта отложения комплекса связаны постепенным переходом с вышележащими известняками зорабатской свиты (Cm_3-O_1), представлявшими естественную его оболочку. В большинстве же случаев палеозойская толща сорвана с джамакских кварцитов. Такой срыв, по-видимому, был обусловлен в первую очередь разной компетентностью преимущественно кварцитовых, грубослоистых отложений ванчского комплекса и пластичных, в основном карбонатных, более маломощных горизонтов палеозоя. Обе толщи по-разному реагировали на одни и те же деформации. Если отложения ванчского комплекса образовывали крупные, сравнительно простые структуры, то палеозойские – дисгармонично смятую их оболочку. Как справедливо отмечал Б.П. Бархатов (1963), в некоторых районах зорабатские известняки настолько притерты к джамакским кварцитам, что решить вопрос о характере их контакта очень трудно.

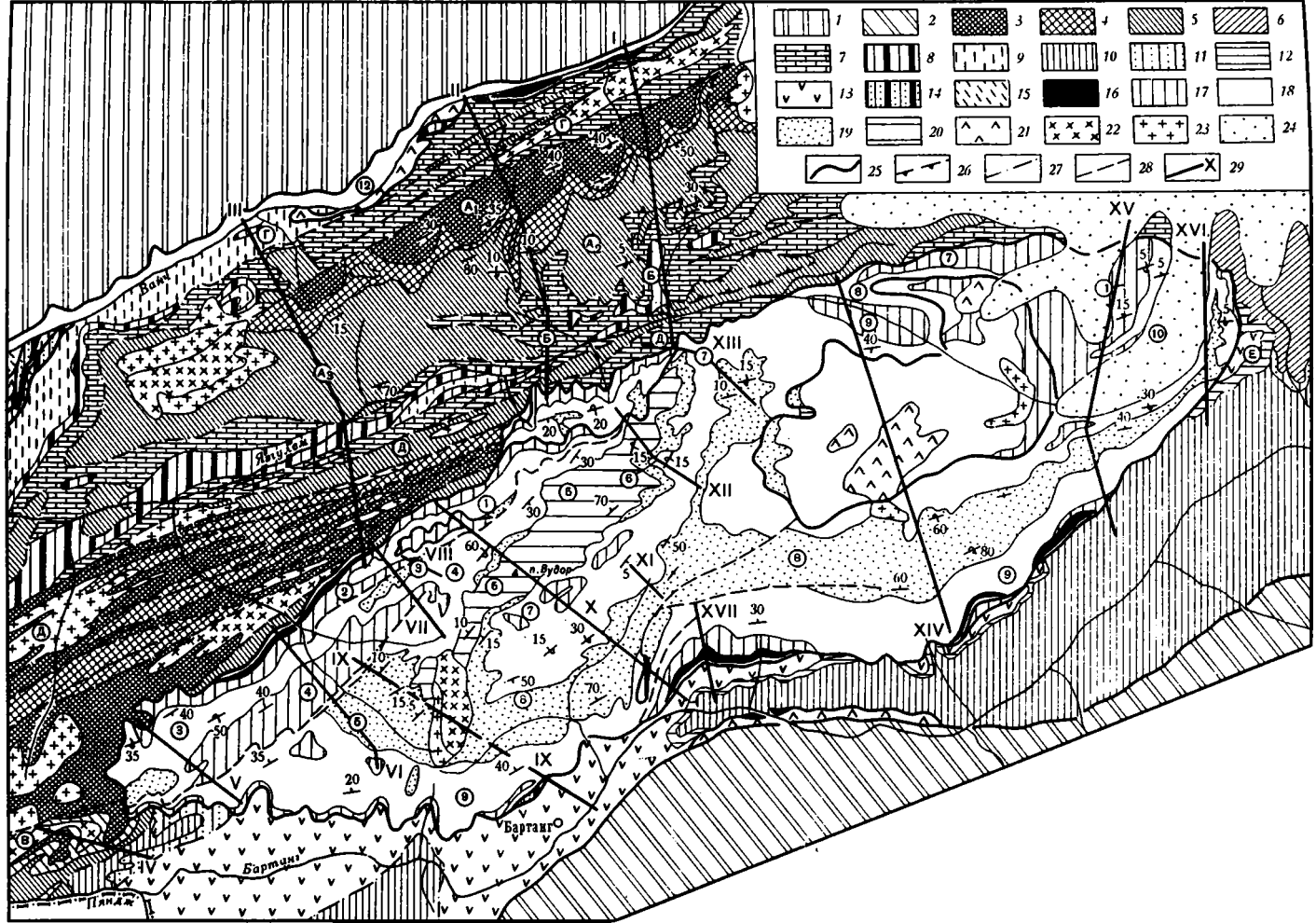
До недавнего времени считалось (Бархатов, 1963), что антиклинорий имеет блоковое строение и для него не характерна напряженная складчатость. Однако исследования, проводившиеся автором в 1967–1968 гг., позволили иначе расшифровать его внутреннюю структуру. Оказалось, что здесь развита исключительно напряженная складчатость. Преобладают изоклинальные крупные дислокации, осложненные морфологически разнообразными нарушениями более высокого порядка. Многочисленные разрывы, как продольные, так и поперечные, лишь осложняют первоначальную линейно-складчатую структуру антиклинория. В общем виде на территории Ванчского и северо-западных окраин Язгулемского хребтов (фиг. 2) выделяются две генерации складок: 1) лежащие, сопряженные с пологими надвигами, и 2) крутоопрокинутые или прямые, связанные с крутопадающими продольными или диагональными взбросами (Руженцев, 1970).

Фиг. 2. Геологическая схема Ванчского и Язгулемского хребтов

1 – Северный Памир; 2 – Юго-Восточный Памир; Центральный Памир (3–23): 3–9 – автохтон; 3 – барнаваджская свита (P_{Cm-Pz_1}), 4 – язгулемская свита (P_{Cm-Pz_1}), 5 – джамакская свита (P_{Cm-Pz_1}), 6 – сарезская свита (P_{Cm-Pz_1}), 7 – зорабатская свита (Cm_3-O_1), 8 – козындийская свита (O_{2-3}), 9 – нижний силур; 10–13 – параавтохтон (Бартагская сорванная пластина): 10 – кокуйбельсуйская свита ($T_3-J_2bt_1$), 11 – дамаматская свита ($J_2bt_1-J_3$), 12 – верхний мел, 13 – палеоген; 14–21 – аллохтон: 14–16 – Ванчский покров: 14 – козындийская свита (O_{2-3}), 15 – верхний силур, 16 – верхний девон (в районе Аджирха – пермь); 17–21 – Язгулемский покров: 17 – кокуйбельсуйская свита ($T_3-J_2bt_1$), 18 – дамаматская свита ($J_2bt_1-J_3$), 19 – верхняя юра – нижний мел, 20 – верхний мел, 21 – палеоген; 22 – габбро-диориты ($Cg-Pg$); 23 – гранодиориты, граниты ($Cg-Pg$); 24 – четвертичные отложения и ледники; 25 – основные надвиги; 26 – прочие надвиги; 27 – срывы; 28 – взбросы; 29 – линии профилей.

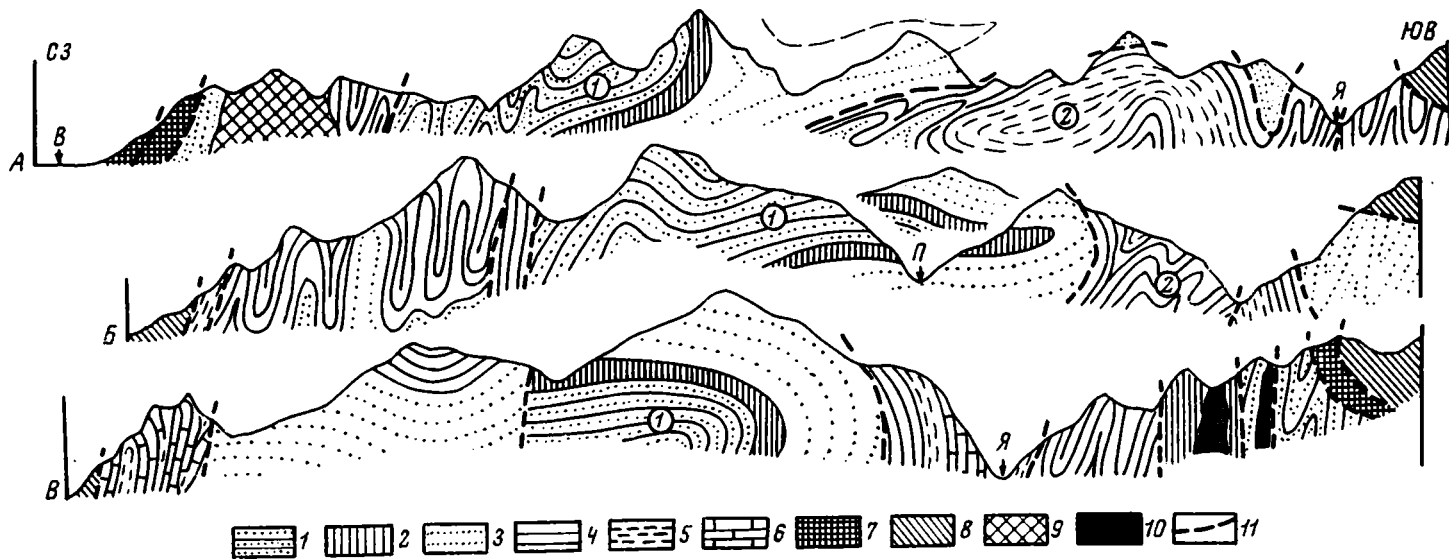
Буквы на схеме: А – Ванчская антиклиналь (A_1 – ядро, A_2 – лежащее и A_3 – висящее крылья); Б – Гудживасльская синклиналь; В – складки бассейна р. Вомар-Дары; Г – северо-западная зона крутых складок; Д – юго-восточная зона крутых складок; Е – массив Ляп-Назар.

Цифры на схеме: 1 – Зайчская синклиналь; 2 – Ужомская антиклиналь; 3 – Хуздорская синклиналь; 4 – Камочдаринская антиклиналь; 5 – Вудорская синклиналь; 6 – Убагская антиклиналь; 7 – Баджударшская антиклиналь; 8 – Торваржская синклиналь; 9 – Рансупозская антиклиналь; 10 – Ракзоуская синклиналь; 11 – Назардаршская антиклиналь.



Лежачие или близкие к ним складки приурочены к водораздельному гребню и юго-восточному склону Ванчского хребта. Это, как правило, четко выраженные, гигантские линейные структуры, без существенных изменений протягивающиеся на десятки километров. Они охватывают горизонты большого стратиграфического диапазона и огромной (до 6-7 км) мощности. Преобладают складки продольного изгиба, с концентрическим проскальзыванием слоев. Послойное течение масс происходило лишь в пределах язгулемской свиты. Сравнительная однородность сминавшихся толщ ванчского комплекса определяла простоту структур, представляющих собой симметричные нарушения большого радиуса кривизны. В тех случаях, когда в строении таких складок принимают участие более пестрые по составу, менее мощные пластичные породы ордовика, морфология дислокаций заметно усложняется. Появляются не столь крупные, резко асимметричные складки изгиба, для которых очень характерно послойное течение вещества горных пород.

Крупнейшей из подобного рода структур является Ванчская антиклиналь, протягивающаяся от долины р. Лянгар на востоке до Пянджа на западе на расстояние около 60 км. Складка погружается в запад-юго-западном направлении. Вследствие этого целиком она вскрыта лишь на востоке, в бассейнах рек Гудживасай и Гуджеваст. На западе, в бассейнах рек Басид, Джамак, Гумаяк и других, обнажено ее висячее крыло. Антиклиналь образована породами ванчского комплекса (кое-где выше залегают сорванные массы ордовикско-силурийских пород). Она представляет собой лежащую или полого опрокинутую к юго-востоку (угол наклона осевой поверхности равен примерно $10-15^{\circ}$) изоклиналичную структуру, видимая амплитуда которой достигает 18-20 км. Подвернутое крыло антиклинали, осложненное пологим надвигом, вскрыто по правому борту р. Гудживасай и в долине ледника Яйси. Здесь джамакские песчаники залегают на известняках и аргиллитах ордовика (фиг. 3, А, Б); видимая величина перекрытия равна 8-9 км. Форма складки несколько изменяется по простиранию. На западе (верховья Гумаяка, Джамака и Басида) расположена структура, в пределах которой слои барнаваджской, язгулемской и джамакской свит смяты конформно (фиг. 3, В). Они образуют плавный замок с параллельным изгибом слоев. Характерно очень незначительное послойное течение материала. К востоку форма замка изменяется. В бассейнах рек Петруз и Будабн отложения барнаваджской свиты, образующие внутреннюю часть ядра складки, плавно изогнуты в замке. Внешняя (стратиграфически верхняя) оболочка антиклинали, образованная джамакскими песчаниками, как бы отслоена от внутренней части ядра и независимо продвинута к юго-востоку. Образовавшееся пространство заполнено хаотически переметыми язгулемскими известняками, которые, удаляясь с крыльев, одновременно нагнетались в замок. Характерна форма структуры, образованной отложениями язгулемской свиты. По контакту с барнаваджскими песчаниками они повторяют их плавный изгиб. Внешняя часть замка имеет четко выраженную килевидную форму, что объясняется пассивным приспособлением карбонатных отложений язгулемской свиты к форме изгиба нижней поверхности джамакских песчаников, который также является килевидным. Внешняя поверхность джамакских песчаников изогнута плавно. Формирование складки подобного рода объясняется следующим образом. В висячем крыле Ванчской антиклинали джамакские песчаники были сорваны с барнаваджских. Разделявший их сравнительно маломощный горизонт язгулемских известняков служил своеобразной смазкой, облегчавшей такой срыв. Сползая с барнаваджского ядра, отложения язгулемской и джамакской свиты образовали как бы независимый структурный элемент: лежащую изоклиналичную складку продольного изгиба. Вследствие уменьшения мощности слагающих ее слоев (выпадение барнаваджских песчаников) при одновременном увеличении амплитуды происходило сокращение радиуса кривизны изгиба в замке. Следовательно, быстрее достигался тот предел, когда слои не могли изгибаться концентрически.



Фиг. 3. Геологические профили через Ванчский антиклинорий по долинам Гудживаста и Гудживасая (А), Чихоха и Петруза (Б), Гумаяка и Джамака (В)

1-6 - автохтон: 1 - песчаники барнаваджской свиты (Pcm - Pz₁), 2 - известняки язгулемской свиты (Pcm - Pz₁), 3 - песчаники джамакской свиты (Pcm - Pz₁), 4 - известняки зорабатской свиты (Cm₂-O₁), 5 - песчаники и аргиллиты козындьской свиты (O₂₋₃), 6 - известняки (S₁); 7,8 - аллохтон: 7 - известняки (C₃), 8 - песчаники и аргиллиты (T₃-J₂); 9 - габбро-диориты (C₂-Pg); 10 - гранодиориты, граниты (C₂-Pg); 11 - разломы.

Цифры на профиле: 1 - Ванчская антиклиналь; 2 - Гудживасайская синклиналь.

Буквы на профиле: В - р. Ванч, Я - р. Язгулем, П - р. Петруз. Профили А, Б и В соответствуют линиям I, II и III на фиг. 2

Это приводило в конечном счете к образованию независимой изоклиальной складки. При этом пластичные карбонатные породы язгулемской свиты оказались зажатыми между несравненно более мощными джамакскими песчаниками. Возникла дополнительная зона сжатия, обусловившая отток карбонатного материала из внешних частей замка во внутренние. Иногда известняки выжимаются целиком, и нижние поверхности толщи джамакских песчаников в пределах подвернутого и висячего крыльев приходят в непосредственное соприкосновение (верховья р. Гудживасай). Наблюдается любопытная картина: сравнительно пластичные массы язгулемской свиты послойно перетекают не только с крыльев, но и из верхней части замка Ванчской антиклинали. Мощность карбонатного горизонта здесь не превышает 100–200 м. Местами она составляет десятки метров, местами же известняки раздавлены целиком (верховья р. Равгады). Во внутренних частях замка (по контакту с барнаваджско свитой) наблюдается аномальный раздув мощности язгулемской свиты. Максимальной она становится в верховьях рек Петруз и Будаби, а также в самых верховьях правого ледника Гудживаси. Изменения формы замка Ванчской антиклинали показано на фиг. 3.

В бассейне р. Гудживасай под Ванчской антиклиналью погребена серия складок, крупнейшей из которых является Гудживасайская синклиналь. Структура здесь следующая (см. фиг. 3, А). В северо-западной части района от ледников Гудживаси до средней части долины Гудживасая развита система сравнительно небольших нарушений. По меньшей мере здесь присутствуют три антиклинали, ядра которых образованы метаморфизованными джамакскими песчаниками. Указанные антиклинали опрокинуты к юго-востоку; их осевые плоскости наклонены к северо-западу под углом 10–30°. Антиклинали разделены узкими, интенсивно раздавленными синклиналями, выполненными мраморами зорабатской свиты. В отвесном обрыве правого борта долины р. Гудживасай вскрыт весь каскад этих складок. Мраморы, разделяющие кварциты и кристаллические сланцы, "текут", отжимаясь из внутренних частей во внешние. Форма дислокаций, образованных джамакскими песчаниками, резко отличается от таковой Ванчской антиклинали. Это сравнительно небольшие (амплитуда 2–3 км ширина 0,5–0,8 км) изоклиальные складки с плавным или килевидным изгибом слоев в замках. Характерно, что джамакские породы не образуют здесь единой простой структуры. Указанные антиклинали осложнены многочисленными мелкими, морфологически очень сложными дисгармоничными складками второго порядка. На юго-востоке ядра складок, образованные кварцитами и сланцами джамакской свиты, облекаются хаотически переметтой массой зорабатских мраморов. Эти же мраморы еще юго-восточнее образуют внутреннюю оболочку Гудживасайской синклинали, ядро которой выполнено песчаниками и сланцами козындыйской свиты. Синклиналь представляет собой единую крупную (амплитуда до 6 км, ширина 1,5–2 км) лежащую изоклиальную складку с плавным правильным замком. Это структура продольного изгиба, с четко выраженным подобным изгибом слоев. Избыточные массы пород нагнетались в замок складки, где местами появляются мелкие осложняющие нарушения. По направлению к юго-западу отмеченные дислокации исчезают под джамакскими кварцитами Ванчской антиклинали. На северо-востоке сходные структуры развиты в верховьях Барнаваджа и Сунгата.

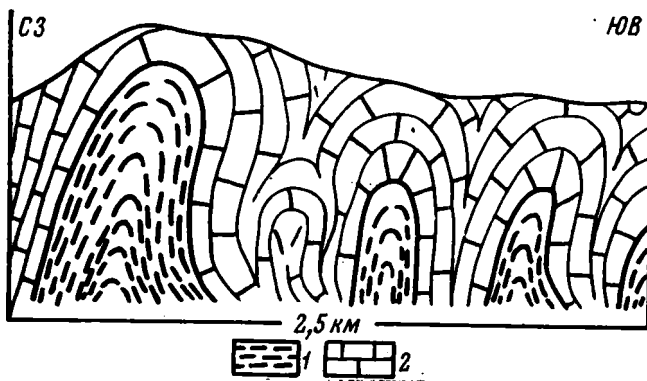
Вкрест простирания лежащие складки переходят в прямые или крутостоящие, опрокинутые структуры. Обычно это изоклиальные нарушения, для которых характерна большая (свыше 5 км) амплитуда при незначительной (0,5–1,5 км) ширине. Преобладают линейные складки изгиба с плоскими осевыми поверхностями и килевидными или плавными замками. Значительно реже встречаются брахиструктуры с резкой ундулирующей шарнира. Характерно, что в пределах таких ундулирующих слоёв погружаются очень резко, часто стоят на голове. Рассматриваемые нарушения группируются в сравнительно узкие

зоны, имеющие восток – северо-восточное простирание, в целом согласное с простиранием лежащих складок. Выделяются две зоны крутых складок (см. фиг. 2). Одна, шириной 7–8 км, прослеживается вдоль северо-западных окраин Ванчского хребта. В долинах рек Гуджеваст, Чихох и других можно проследить, как полого залегающие слои висячем и подвернутом крыльях Ванчской антиклинали по направлению к северо-западу постепенно конформно сминаются, образуя упомянутую систему складок. Следовательно, изоклиналино сминается осевая поверхность Ванчской антиклинали. В приводораздельной части хребта развиты дислокации, сложенные породами ванчского комплекса, вдоль северо-западных его окраин – дислокации, образованные преимущественно ордовикскими и силурийскими отложениями. На западе (бассейн р. Гумаяк) изоклиналиные крутые складки по простиранию переходят в изометричные, морфологически простые куполовидные нарушения, развитые в висячем крыле Ванчской антиклинали. Здесь же зона крутых нарушений значительно сужается (ее ширина не превышает 1–3 км).

Вторая полоса крутых складок прослеживается в долине Язгулема. Здесь выделяются две зоны. Северная зона (юго-восточные отроги Ванчского хребта) сложена почти исключительно породами ордовика и силура. В долинах низовьев Гудживасая и Яйси видно, как оба крыла Гудживасайской синклинали, изгибаясь, образуют прямую антиклиналь. Далее к юго-востоку степень смятия быстро нарастает – оба крыла складки, так же как и перекрывающая ее Ванчская антиклиналь, вторично конформно смяты в серию изоклиналиных, крутых, опрокинутых к юго-востоку складок, осложненных многочисленными продольными взбросами. Местами смятие интенсивное.

Южная зона крутых складок, достигающая ширины 7 км, приурочена к северо-западному склону Язгулемского хребта. Она образована породами ванчского комплекса. Напряженность дислокаций здесь максимальна. В юго-восточной части зоны преимущественно распространены кварциты, кристаллические сланцы, инъекционные гнейсы барнаваджской и кварцевые песчаники джамакской свиты, прорванные телами мел-палеогеновых габбро-диоритов и гранитов. Порода часто катаклазированы. По существу, мы не наблюдаем складчатых нарушений. Сжатие достигало такого размера, что располагавшиеся здесь изоклиналиные складки (их обрывки местами мы можем видеть) были рассечены многочисленными продольными разрывами на серию крутых тектонических клиньев. Так, например, на участке нижнего течения р. Камоч-Дары (от летовки Ундраск до летовки Визвузч) на расстоянии 4 км насчитывается до десятка таких клиньев. Характерно, что в их пределах слои залегают в целом согласно с плоскостями ограничивающих разрывных нарушений. Часто продольные разломы по простиранию переходят в диагональные. Последние ориентированы к простиранию слоев под углом $10-30^{\circ}$. Разрывные нарушения представляют собой узкие (до 1–2 м) зоны милонитизированных пород. В тех случаях, когда их плоскости отпрепарированы в скальных обрывах, отчетливо видна горизонтальная штриховка на зеркалах скольжения. Карбонатные породы язгулемской свиты встречаются здесь редко. Они образуют тонкие (1–10 м) крутопадающие тектонические линзы, приуроченные к зонам разломов. В процессе сжатия более пластичные, нежели кварциты, мраморы "текли", отжимались вверх и были уничтожены последующей эрозией.

В северо-западной части зоны резко преобладают мраморы язгулемской свиты. Форма структур здесь заметно изменяется. Появляется серия четко выраженных изоклиналиных, прямых или несколько опрокинутых к юго-востоку складок, сравнительно редко осложненных продольными разломами. Наряду со сжатыми изоклиналиными структурами большой амплитуды, аналогичными рассмотренным выше, здесь появляются проще построенные брахиформные складки. Так, например, по правому борту долины р. Камоч-Дары, в районе горы Шарпак, расположено по крайней мере восемь таких складок. Ядра антиклина-



Фиг. 4. Складки, обнажающиеся вдоль правого борта долины среднего течения р. Камоч-Дары

1 - кварциты и гнейсы барнаваджской свиты (Pcm-Pz₁); 2 - мраморы язгулемской свиты (Pcm-Pz₁)

лей образованы барнаваджскими кварцитами, которые облекаются мраморами язгулемской свиты (фиг. 4). Антиклинали обладают сравнительно небольшой амплитудой (до 2–3 км при ширине до 1–1,5 км), имеют нормальные замки, в пределах которых наблюдается плавных изгиб слоев. Размеры складок различны: встречаются нарушения от небольших до весьма крупных. Характерно, что те и другие имеют сходную морфологию. Синклинали, выполненные язгулемскими мраморами, наоборот, представляют собой сжатые структуры с хиле видными замками. Мраморы в их пределах подвергались интенсивному сжатию, "текли", выжимались в замки антиклиналей. В верхней части горы форма складок упрощается. Таким образом, нижние горизонты ванчского комплекса здесь дислоцированы дисгармонично и интенсивнее, нежели верхние. К северо-востоку (долина р. Адедж-Дары) брахиформные нарушения по простиранию переходят в сжатие изоклиналильные складки большой амплитуды.

Наиболее молодой генерацией структур Ванчского антиклинория являются поперечные разломы. Преобладают нарушения типа сбросов с амплитудой от нескольких сотен метров до 2–3 км.

Поперечные поднятия бассейнов рек Матравн, Вомар-Дары и Язгулем-Дары

Автохтонные толщи Ванчского антиклинория отделены от аналогичных образований, слагающих Музкольский антиклинорий, цепочкой синклиналильных структур, выполненных аллохтонными отложениями Ванчского и Язгулемского покровов. Указанные синклиналильные структуры разделены поперечными поднятиями, в пределах которых древние породы Ванчского антиклинория переходят в разновозрастные образования Музкольского. Крупнейшими из таких поперечных поднятий являются Оудинское, расположенное в бассейне рек Матравн и Вомар-Дары и ограничивающее Язгулемский синклинорий на юго-западе, и Язгулемдаринское, ограничивающее тот же синклинорий на северо-востоке.

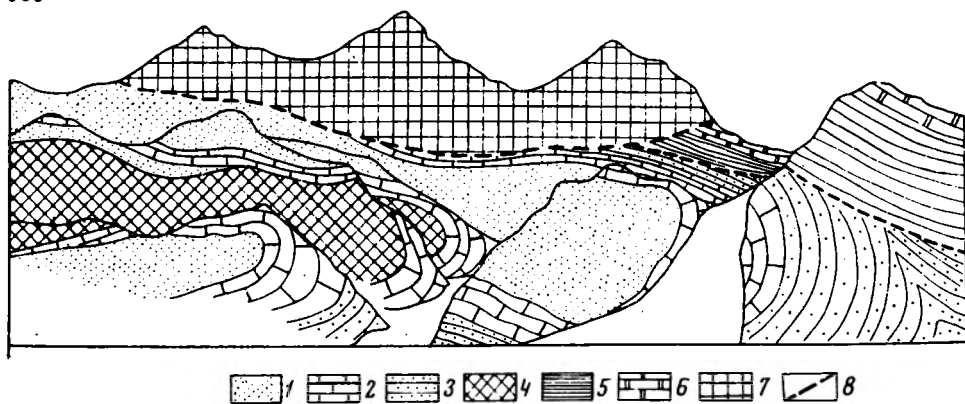
В бассейне Матравна и расположенной восточнее Зир-Дары наблюдается та же, что и рассмотренная выше, система складок северо-восточного про-



Фиг. 5. Складки пород ванчского комплекса. Левый борт долины р. Вомар-Дары.

ЗСЗ

ВЮВ



Фиг. 6. Геологический профиль через левые притоки верховьев р. Вомар-Дары

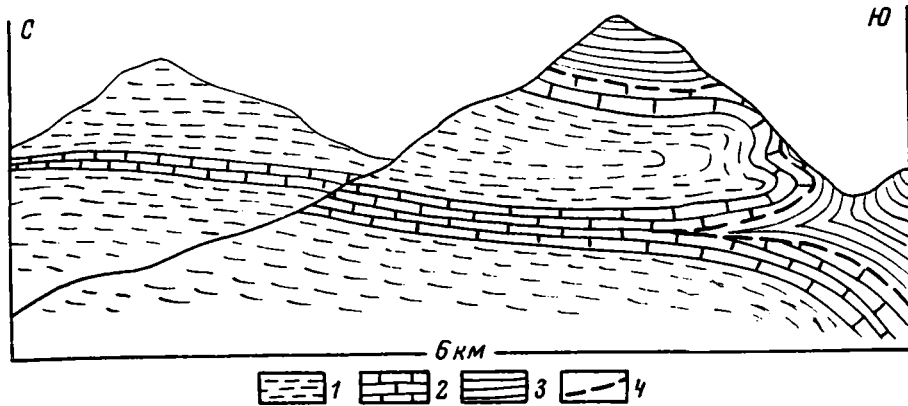
1-4 - автохтон: 1 - кварциты и гнейсы барнаваджской свиты (P_{Cm-Pz_1}), 2 - мраморы язгулемской свиты (P_{Cm-Pz_1}), 3 - кварциты джамакской свиты (P_{Cm-Pz_1}), 4 - разгнейсованные, иногда массивные габбро и габбро-диориты (Cg_2-Pg); 5,6 - параавтохтон: 5 - песчаники и аргиллиты (T_3-J_2), 6 - известняки (J_{2-3}); 7 - аллохтон: отложения триаса, юры и нижнего мела; 8 - разломы. Профиль соответствует линии IV на фиг. 2

стирания. Здесь развиты прямые или крутоопрокинутые изоклиналильные складки. Однако уже в верхнем течении Матравна и особенно в районе ледника Оуды структура изменяется. Вновь появляются лежащие, обращенные к юго-востоку нарушения, образующие весьма сложный каскад. Наиболее отчетливо особенности его строения видны по левому верхнему притоку Вомар-Дары (фиг.5), берущему начало в ледниках пика Сэйгехар. Здесь выше серых кварцитов джамакской свиты полого залегают крупная лежащая антиклиналь, ядро которой образовано гнейсами и слюдястыми кварцитами барнаваджской, оболочка – мраморами язгулемской свит. Отличительная особенность указанной структуры заключается в том, что ее ядро распадается на три самостоятельных элемента, вдавленных в массу мраморов. Каждый из них представляет собой лежащую изоклиналильную асимметричную антиклиналь с плавным изгибом слоев в замке. Внизу располагается антиклиналь, ядро которой образовано инъекционными гнейсами, а оболочка – согласно с ними залегающими мраморами (фиг. 6). Амплитуда складки превышает 2 км при ширине 150–200 м. Выше залегают вторая антиклиналь. Ее ядро сложено мел-палеогеновым габбро-диоритами. Амплитуда достигает 5 км. Наиболее крупная антиклиналь (видимая амплитуда свыше 7 км) перекрывает обе нижние. Каждая из этих структур разделена сравнительно тонкими (5–100 м) пластами мраморов. Последние образуют сплюснутые синклинали. Мраморы текли, отжимаясь в замки антиклиналей, где наблюдается значительное увеличение их мощности. Текли, по-видимому, и гнейсовые ядра. Во всяком случае местами породы с гнейсовидными текстурами переходят в массивные (особенно в ядрах). Отдельные пласты иногда заметно утоняются, одновременно в их фронтальных по простиранию частях происходит нагнетание избыточных масс (мелкая пloyчатость, увеличивающая общую мощность пласта).

На юго-востоке (среднее течение Вомар-Дары) породы ванчского комплекса перекрыты дисгармонично по отношению к ним смятыми отложениями верхнего триаса и юры. На севере и северо-востоке они погружаются под тектонические пластины Язгулемского покрова.

Сходные структуры установлены и в бассейне Язгулем-Дары. Здесь не удалось непосредственно в поле проследить отдельные горизонты ванчского комплекса из верховьев Мазар-Дары в бассейн Язгулем-Дары из-за недоступности разделяющего их гребня. Поэтому в долине Язгулем-Дары метаморфические породы объединены под общим названием сарезской свиты. В ней выделяются две толщи: нижняя, представленная темными скаполитизированными слюдястыми кварцитами, биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, и верхняя, образованная светлыми крупнокристаллическими мраморами. Нижняя, по-видимому, соответствует барнаваджской, верхняя – язгулемской свитам. В структурном отношении район представляет собой систему двух обращенных на юго-восток лежащих антиклиналей, разделенных сплюснутой синклиналью¹. Строение этих складок хорошо видно по левому берегу Язгулем-Дары (фиг. 7). Начиная от пика Революции и вплоть до пика 5668 м мы наблюдаем горизонтально лежащие три толщи (снизу вверх): кварциты и гнейсы (видимая мощность 1 км), мраморы (200–250 м), кварциты и гнейсы (до 1,5 км). По направлению к югу мощность мраморов увеличивается. В районе пика 5668 м единый горизонт мраморов расслаивается на два пласта. Между ними вклинены филлиты верхнего триаса. Нижний пласт погружается к югу (угол падения сначала 30–35°, затем 50–90°), уходя ниже уровня эрозии. Верхний – наоборот, запро-

¹ На водоразделе р. Язгулем-Дары и ледника Федченко (к западу от пика Революции) число таких складок значительно больше.



Фиг. 7. Лежачие складки левого борта долины р. Язгулем-Дары

1 - кварциты, гнейсы и 2 - мраморы сарезской свиты ($P_{3m}-P_{3j_1}$); 3 - филлиты, глинистые сланцы (T_3-J_2); 4 - разломы

кидывается вверх, оконтуривая сначала замок лежачей антиклинали, а затем ее висячее крыло. Висячее крыло этой складки обнажено на обширной территории к востоку от Язгулем-Дары (бассейны рек Хабарвив-Хац и Башурв-Дара). Таким образом, рассматриваемая антиклиналь, представляет собой лежачую изоклиналиную структуру. Ее видимая амплитуда равна минимум 18 км при ширине около 2 км. По-видимому, такие же размеры имеет и нижняя антиклиналь. Суммируя сказанное, отметим, что в бассейне Язгулем-Дары и в прилегающих с востока районах развиты нарушения, морфологически сходные с нарушениями в Ванчском хребте. Отличительной их особенностью является то, что в ядрах синклиналей здесь местами зажаты и триас-юрские отложения.

Музкольский антиклинорий

Антиклинорий образован тремя структурными комплексами. Наиболее древние породы (сарезская свита), слагающие обширную территорию в средней части Музкольского хребта, выделяются как собственно автохтонные. В бассейне оз. Джилгакуль они несогласно перекрыты известняками и мергелями (P_1-T_2). Верхнетриасовые и юрские отложения, повсеместно сорванные с сарезского основания, образуют средний структурный комплекс (Бартангская сорванная пластина). Наиболее широко они распространены в восточной и западной частях Музкольского хребта, а также в пределах юго-восточного склона Язгулемского хребта. Отложения нижнего и среднего комплексов обычно сложно дислоцированы. Наоборот, мел-палеогеновые слои, образующие верхний комплекс и развитые на территории юго-восточного склона Язгулемского и северо-западного склона Рушанского хребтов, дислоцированы весьма слабо. Так, например, в бассейне р. Бартанг, от кишлака Савноб до устья р. Биджаф-Дары, на протяжении десятков километров обнажаются сложно перемятые песчаники и сланцы (T_3-J_2), слагающие здесь ядро Музкольского антиклинория. Выше несогласно, местами со стратиграфическим, чаще же тектоническим контактом зале-

гают известняки верхнего мела, структурно облекающие ядро антиклинория. Вдоль северного его крыла они падают к северу, или к северо-западу под углом $30-50^{\circ}$, вдоль южного - к югу под теми же углами. Западнее Биджаф-Дары шарнир антиклинория погружается. Триас-юрские отложения исчезают под мел-палеогеновыми, которые повсеместно обнажаются от Биджаф-Дары на востоке до Багу-Дары на западе, выполняя плоскую, просто, построенную седловину. Далее к западу шарнир вновь воздымается, снова появляются триас-юрские сланцы, слагающие ядро второй антиклинали. Таким образом, в рассматриваемом районе Музкольский антиклинорий представляет собой систему двух гигантских симметричных антиклиналей, простота структуры которых подчеркивается пологим залеганием мел-палеогеновых отложений на их крыльях и в пределах периклинальных окончаний.

На большей части территории антиклинория структуры в пределах различных комплексов различны. Кроме того, морфология структур может сильно изменяться и в пределах одного и того же комплекса. Как было показано автором (Руженцев, 1968б), на водоразделе Гудара - Сарезское озеро (басейн оз. Джилгакуль) почти повсеместно развиты отложения сарезской свиты. Здесь выделяются три широтные складки: две антиклинали и расположенная между ними синклиналь, в ядре которой местами появляются пермо-триасовые отложения. Указанные нарушения симметричны, на значительных расстояниях их оси почти не ундулируют. Падение слоев обычно равно $15-20^{\circ}$, редко превышает $30-40^{\circ}$. Эти структуры на крыльях иногда осложнены мелкими складками, опрокинутыми в сторону от их осевых частей.

К востоку шарниры складок погружаются, вследствие чего песчано-сланцевая толща сарезской свиты сменяется отложениями пермо-триаса, а затем и юры. Смена происходит резко: широтные нарушения как бы обрублены меридиальной флексурой, в пределах которой слои падают на восток под углом $30-70^{\circ}$. В пределах отмеченной флексуры появляются тектонические срывы, устанавливаемые обычно по срезанию маломощного ($50-100$ м) карбонатного горизонта ($P_1 - T_2$). Последний представляет собой серию разобленных тектонических линз, зажатых между мощными терригенными толщами сарезской ($P_{Cm} - P_{z_1}$) и кокуйбельсуйской ($T_3 - J_2$) свит. Такие линзы, протяженностью от нескольких до сотен метров и первых километров, сложены интенсивно перемятыми, часто брекчированными (иногда сплошная грубообломочная брекчия), огипсованными или скарнированными известняками, доломитами, мергелями. Подстилающие их породы сарезской свиты дислоцированы слабо. Перекрывающие сланцы ($T_3 - J_2$) смяты несравненно сильнее. Морфология структур, образованных мезозойскими отложениями автохтона в пределах Музкольского хребта, рассматривалась ранее (Руженцев, 1968б). Поэтому не будем останавливаться на ее характеристике, отметим только, что здесь развита система очень сложных (веерообразных, килевидных), опрокинутых к северу или югу сжатых складок. Преобладают сравнительно небольшие нарушения продольного изгиба. В зоне значительной метаморфизации мезозойских отложений (северный склон хребта) наряду с подобными складками изгиба появляются складки течения.

По направлению к востоку амплитуда структур увеличивается. В восточной части Музкольского хребта прослеживается система лежащих изоклинальных складок, подвернутые крылья которых осложнены пологими надвигами. Амплитуда таких складок иногда достигает 10 км при относительно небольшой ($1 - 1,5$ км) мощности слагающих их отложений (фиг. 8). По-видимому, вся толща триасовых и юрских пород была сорвана с сарезского основания, образовав независимый в структурном отношении элемент. Срыв был приурочен к отмеченному выше маломощному горизонту ($P_1 - T_2$).



Фиг. 8. Лежачая складка в юрских отложениях. Левый борт долины р. Сауксай. Музкольский хребет

Западнее района оз. Джилгакуль структура изменяется. Отложения сарезской свиты образуют здесь систему гигантских складок. Пожалуй, это наиболее крупные и внешне эффектные дислокации в пределах центральнопамирского автохтона. Из-за крайней труднодоступности района особенности морфологии, кинематический тип, региональная структура этих дислокаций изучены недостаточно. Очевидно лишь, что основной категорией нарушений являются лежачие или близкие к ним изоклинальные, слабо вторично изогнутые складки, видимая амплитуда которых значительно превышает 15–20 км. Наиболее доступным для изучения является район кишлака Гудара, к югу от которого в пределах северного склона Музкольского хребта открывается прекрасная панорама всего многослойного пакета таких структур. Сарезская свита состоит здесь из трех горизонтов. Нижний представлен серыми кварцитами, кристаллическими сланцами, интрузивными гнейсами, средний – светлыми мраморами, верхний – черными гранатовыми сланцами. Пестрота разреза позволяет сравнительно легко распознать складки, особенно если учесть, что светлые мраморы хорошо их вырисовывают. В окрестностях кишлака Гудара, по обоим бортам долины одноименной реки одна выше другой расположены три обращенные к югу антиклинали, ядра которых сложены серыми слюдистыми кварцитами. Антиклинали сравнительно широкие (до 2–3 км), с плавными правильными замками, разделены узкими сплюснутыми килевидными синклиналями, выполненными мраморами и гранатосодержащими сланцами.

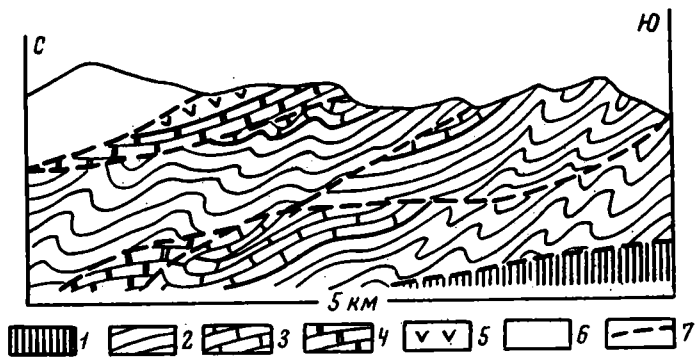
На западе, приблизительно в районе кишлака Рухч, изоклинально смятые отложения сарезской свиты погружаются под сплошную массу сложно дислоцированных черных аргиллитов и песчаников верхнего триаса – средней юры (кокуйбельсуйская свита). Мезозойские породы образуют здесь изолированный структурный элемент, повсеместно сорванный с сарезского основания.

Уже отмечалось, что триас-юрские отложения широко обнажены в бассейне среднего и нижнего течения р. Бартанг, где слагают ядро Музкольского антиклинория. Они представлены мощной (2–2,5 км) толщей однообразных, ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Отсутствие четких маркирующих горизонтов не позволяет достаточно точно расшифровать региональную структуру, сложенную этими отложениями. Очевидно лишь, что триас-юрские породы образуют множество морфологически разнообразных, сравнительно небольших складок. Подавляющее большинство их имеет широтное или восток – северо-восточное простирание. Однако какая-либо закономерность в ориентировке падений осевых поверхностей складок полностью отсутствует. Так, в нижнем течении р. Рохац (правый борт долины Бартанга ниже

кишлака Рошорв) расположена серия опрокинутых к северу нарушений; их осевые поверхности наклонены к югу под углом 30–60°. На юге (обрывы близ русла Бартанга) складки крутые, по направлению к северу они опрокинуты сильнее. Аналогичная картина наблюдается и на левом берегу долины Бартанга, с той лишь разницей, что опрокидывание происходит в противоположную сторону. Таким образом, здесь расположен почти идеальный веер складок, обращенных в стороны от осевых частей Музкольского антиклинория. Однако уже в нескольких километрах к западу картина диаметрально противоположная. Опрокидывание происходит к осевым частям антиклинория. Гораздо чаще расположение нарушений вообще не упорядочено. Вкрест простираения антиклинория чередуются сравнительно узкие зоны, в пределах которых направление опрокидывания или наклона структур различно. Преобладают опрокинутые или наклонные, реже прямые нарушения. Встречаются складки всех типов. Чаще это нормальные, открытые, с плавным замком структуры, иногда несколько сплюснутые вплоть до изоклинальных, с килевидным замком, реже веерообразные. Наблюдаются дисгармоничные нарушения, экранируемые снизу поверхностями тектонических срывов. В основном это структуры, образовавшиеся в результате подобного изгиба слоев. Послойное перемещение более пластичных глинистых масс с крыльев в замки складок встречается почти повсеместно. По-видимому, вся система рассматриваемых складок, дисгармоничная по отношению к дислокациям, образованным породами сарезской свиты, является структурой бокового сжатия. Она формировалась под действием тангенциальных сил, приложенных исключительно к пластине мезозойских отложений.

В пределах северного крыла Музкольского антиклинория, в бассейне нижнего течения р. Хаврез–Дары, структура изменяется. Вместо беспорядочной, однообразной гомогенной массы небольших дисгармоничных складок мы наблюдаем серию тектонических чешуй, полого падающих к северу. Наряду с мелкими складками здесь появляются и более крупные нарушения. Вся сорванная пластина триас–юрских отложений рассечена надвигами, которые, однако, не проходят ниже базальной плоскости срыва (т.е. плоскости срыва триасовых пород с сарезского основания). Надвигание происходило с севера на юг. Наиболее четко чешуйчатая структура видна по левому борту Хаврез–Дары, в 9 км ниже одноименного озера (фиг. 9). У основания склона долины обнажаются серые слюдистые кварциты сарезской свиты, падающие к северу под углом 5–15°. Выше, по-видимому, с небольшим срывом в основании залегают мраморы, которые также условно отнесены к сарезской свите. Не исключено, однако, что мраморы являются пермо–триасовыми. Еще выше с четким срывом залегает мощная толща черных рассланцованных песчаников и аргиллитов (T_3-J_2), смятая в мелкие, опрокинутые к югу дисгармоничные складки. Слои в целом падают к северу под углом 25–35°, т.е. круче, чем плоскость срыва. Выше песчаников и сланцев с постепенным переходом залегают темно–серые мергели (J_{2-3}), выполняющие крупную сплюснутую опрокинутую к югу синклиналь. На нее с севера надвинуты мраморизованные известняки, содержащие прослой известняковых конгломератов. Возраст этих известняков не ясен. По внешнему облику они более всего напоминают верхнемеловые отложения. Карбонатные породы перекрыты двумя пластинами. В основании каждой из них залегают черные аргиллиты (T_3-J_2), в кровле – мергели и известняки (J_{2-3}). Слой полого (20–30°) падает к северу. Видимая амплитуда горизонтального перекрытия по надвику равна примерно 5 км. Аналогичные чешуи установлены и западнее по правому борту долины Хаврез–Дары, а также в бассейне р. Башурв–Дары.

Верхний структурный комплекс (мел–палеогеновые отложения) характеризуется иным строением. Почти повсеместно меловые известняки и перекрывающие их эффузивы палеогена залегают полого. Обычно они сорваны с триас–



Фиг. 9. Тектонические чешуи левого борта долины р. Хаврез-Дары

1 - автохтон: кварциты, гнейсы, мраморы сарезской свиты ($P_{Cm}-P_{Z1}?$); 2-5 - параавтохтон: 2 - песчаники и аргиллиты (T_3-J_1), 3 - известняки и мергели ($J_{2,3}$), 4 - известняки (S_{g2}), 5 - андезиты (P_g); 6 - аллохтон: песчаники и аргиллиты (T_3-J_2); 7 - разломы. Профиль соответствует линии II на фиг. 16

юрских отложений, хотя в ряде пунктов (левый борт долины Танымаса, район кишлака Аджирх) несогласно, с трансгрессивным контактом перекрывают их. Внутренняя структура мел-палеогеновой сорванной пластины проста. Слабо либо вовсе не дислоцированные слои залегают параллельно поверхности срыва. Исключение составляют лишь верхнемеловые известняки. Местами в них появляются характерные складки послонного течения. Иногда это причудливые по форме внутрипластовые нарушения с относительно крутыми, часто вгорично смятыми осевыми поверхностями. Иногда же встречаются сплюснутые лежащие изоклинные складки. С их формированием связано развитие кливажа течения, ориентированного приблизительно параллельно напластованию слоев.

Некоторые черты геологического строения центральнопамирского автохтона

На территории Центрального Памира выделяются две зоны, различающиеся разрезами автохтонных образований: северо-западная и юго-восточная. В пределах первой автохтон представлен отложениями ванчского комплекса, ордовика и силура. По-видимому, здесь же накапливались осадки девона, нижнего и среднего карбона. Палеозойские отложения слагали единую, сравнительно маломощную, преимущественно карбонатную серию (Карпетов, 1960, 1961, 1963 а). В период альпийского тектогенеза основная масса палеозойских (O, S, D, C) пород была сорвана с ванчского основания, образовав серию тектонических чешуй (Ванчский покров), продвинутых на значительное расстояние к югу. Лишь местами ордовикские и силурийские отложения сохранились в автохтонном залегании, слагая первичную оболочку ванчского основания.

В пределах юго-восточной зоны, занимающей большую часть территории Центрального Памира, отложения ордовика, силура, девона и частично карбона в первичном (автохтонном) залегании отсутствуют. В позднем палеозое они, по-видимому, были размыты, вследствие чего местами верхнекаменноугольные, местами пермские известняки трансгрессивно залегают на породах сарезской свиты. Последняя условно сопоставляется с ванчским комплексом.

Наоборот, мезозойско-кайнозойские автохтонные массы широко развиты в пределах юго-восточной зоны, где образуют мощную, дисгармонично смятую по от-

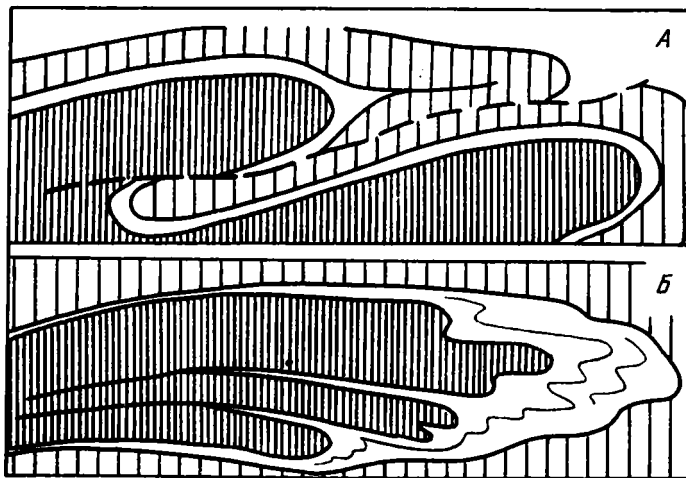
ношению к сарезскому основанию сорванную пластину (Бартангскую). Срыв повсеместно был приурочен к маломощному карбонатному горизонту (C_3-T_2), являвшемуся "ослабленным" в механическом отношении. Отложения мезозоя и кайнозоя не участвуют в строении автохтона северо-западной зоны. Первоначально они отлагались здесь, хотя их разрез и отличается от разреза одновозрастных толщ юго-восточной зоны. Уже отмечавшийся срыв и последующее продвижение масс к югу привели к удалению мезозойско-кайнозойских отложений, образовавших Язгулемский тектонический покров.

Как следует из приведенного выше описания, каждый из структурных комплексов в целом характеризуется своеобразной структурной. Преобладают складки бокового сжатия, обусловившие подобный, реже концентрический изгиб слоев. Боковое сжатие проявлялось изолированно в каждой из существовавших автохтонных пластин, чем в первую очередь и определяются различия в морфологии структур, возникавших в их пределах. Кроме того, некоторое, хотя и не принципиальное значение имели различия в механических свойствах деформировавшихся масс. Это делает невозможным для объяснения в целом дисгармоничной структуры автохтона привлечение механизма регионального сжатия, равномерно проявившегося в пределах всей призмы автохтонных толщ.

Нарастание сложности и размеров складок происходило скачками сверху вниз. Именно докембрийско-нижнепалеозойские отложения подвергались наибольшему сжатию, т.е. происходило максимальное сокращение первоначальной площади их распространения. Наоборот, мел-палеогеновые отложения дислоцированы слабо.

Как уже отмечалось, в пределах докембрийско-нижнепалеозойского основания выделяются две категории складок: лежачие, или полого наклоненные, и крутые (прямые, наклонные или слабопрокинутые). Первые являются более ранней генерацией и резко преобладают. В морфологическом отношении могут быть выделены два типа таких складок. Один из них (ванчский) преимущественно развит на территории Ванчского хребта. Это подобные или концентрические нарушения большой амплитуды. Здесь гармонично сочетаются антиклинали и синклинали (фиг. 10, А). Форма тех и других в целом сходная (изоклиральные или близкие к ним линейные складки с плавным изгибом слоев в замках). Некоторые различия в строении объясняются тем, что синклинали выполнены более пластичными, преимущественно карбонатными породами палеозоя, в то время как антиклинали сложены жесткими сливными кварцевыми песчаниками ванчского комплекса. Здесь очень редко можно встретить ныряющие структуры, полностью перекрывающие более нижние нарушения. Складки Ванчского хребта достигают огромных размеров. Они образованы различными по механическим свойствам толщами. Так, например, карбонатные горизонты, глинистые сланцы козындийской свиты по-слоино "текут", образуя подобные складки, в то время как кварцевые толщи изгибаются в основном концентрически. Этим в первую очередь объясняется дисгармония в смятии слоев разной компетентности. По-видимому, деформация начиналась с концентрического изгиба пластов и, как следствие, их срыва с некоторого основания. Примером такого нарушения является ванчская антиклиналь в западной части Ванчского хребта. Дальнейшее развитие структуры было иным. По достижении определенного предела пластические породы начинали выжиматься с крыльев в замки, т.е. образовывались подобные складки.

Второй тип дислокаций (сарезский) существенно отличается от первого (фиг. 10, Б). Рассматриваемые нарушения обычно приурочены к районам значительной метаморфизации отложений автохтона. Антиклинали здесь представляют собой изоклиральные структуры с плавными перегибами слоев в замках.



Фиг. 10. Типы складок автохтона
А - ванчский; Б - сарезский

Местами они расщепляются на серию более мелких складок. Отличительной особенностью является их брахиформность: шарниры складок резко ундулируют. Иногда тело складки имеет меньшую толщину у основания (караваеобразные, каплевидные дислокации). Разделяющие синклинали обладают иной формой. Это изоклинали, сплюснутые, часто с притертыми височиями и лежащим крыльями, с резко остроугольным замком структуры. Местами синклинали (особенно если они выполнены мраморами) имеют форму единого пласта, в котором вообще невозможно выделить ядро складки. Характерно присутствие ныряющих дислокаций, осевые поверхности которых образуют плавные, обращенные кверху изгибы. Часто выше расположенные нарушения плоскостью перекрывают нижние. В отличие от складок первого типа, являющихся структурами продольного изгиба, обусловленного боковым сжатием, рассматриваемые нарушения возникли в результате течения в какой-то степени размягченных в процессе метаморфизации пород основания. Они, по-видимому, образовались при переработке складок изгиба.

Крутые складки - наиболее молодые нарушения в пределах докембрийско-нижнепалеозойских толщ. Они возникли вследствие вторичного смятия структур первой категории (Руженцев, 1970).

В пределах Бартангской параавтохтонной пластины триасовые и юрские отложения образуют беспорядочную систему складок. Преобладают крутые подобные структуры продольного изгиба, сравнительно небольших размеров. Это дисгармоничные, иногда затухающие вверх по разрезу нарушения. Их формирование, по-видимому, было обусловлено горизонтальным перемещением масс в более глубоких структурных комплексах автохтона. Иными словами, отмеченные складки являются поверхностным выражением движений, которые в пределах докембрийско-палеозойского основания привели к образованию гигантских лежащих структур. При перемещении масс основания они проскальзывали под мезозойскими отложениями. При этом последние деформировались: возникали в основном поверхностные складки коробления. Следовательно, происходил не активный срыв мезозойских масс с основания, а активный подвиг докембрийских и палеозойских пород, сопровождавшийся пассивным короблением перекрывающей их мезозойской оболочки. Лишь местами триас-юр-

ские отложения деформировались совместно с основанием. В этом случае они залегают в ядрах лежащих синклиналей (бассейн р. Язгулем-Дары, возможно левый борт долины р. Гудары). Отложения триаса, юры и нижнего мела образуют непрерывную осадочную серию. Это показывает, что формирование лежащих складок происходило после раннего мела. Как уже отмечалось, в бассейне Бартанга полого залегающие верхнемеловые (сеонские) отложения несогласно, с трансгрессивным контактом перекрывают сложно перемятые отложения триаса и юры. По-видимому, основные движения в пределах автохтона (во всяком случае на территории его юго-восточной зоны) происходили в конце раннего - начале позднего мела. В кайнозой складчатая структура основания и Бартангской сорванной пластины была несколько усложнена. Основные перемещения масс локализовались почти исключительно в нижнем и среднем структурных комплексах. В то же время верхнемеловые и палеогеновые отложения существенно не деформировались, хотя в большинстве районов Центрального Памира они были сорваны с триас-юрских пород.

АЛЛОХТОН

Необходимо остановиться на общей характеристике покровных пластин на территории Центрального Памира. Собственно аллохтон состоит из следующих элементов (снизу вверх).

1. На триас-юрских, верхнемеловых и палеогеновых отложениях параавтохтона залегают ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные и пермские образования Ванчского покрова (структурный аналог Акбайтальского покрова на Восточном Памире).

2. Выше следуют верхнетриасовые, ниже- и среднеюрские песчаники, алевролиты и аргиллиты, средне-верхнеюрские мергели, верхнеюрские известняки, верхнеюрские - нижнемеловые песчаники, верхнемеловые известняки, палеогеновые песчаники, конгломераты и эффузивы. Это Язгулемский покров. В Язгулемском хребте он состоит из трех тектонических пластин. Отложения триаса, юры, мела и палеогена здесь конформно смяты, образуя единую осадочную серию. В бассейнах Гудары и Танымаса мезозойско-кайнозойская толща расслоена на два самостоятельных структурных элемента: нижний (Тузбельский покров), образованный породами триаса, юры и нижнего мела, и верхний (Чабарангский покров), сложенный преимущественно отложениями верхнего мела и палеогена (триас-юрские породы присутствуют здесь редко).

Следует учитывать, что не все покровы одинаково полно представлены на территории Центрального Памира. Местами верхние пластины срезают нижние, залегая на более глубоких структурных элементах.

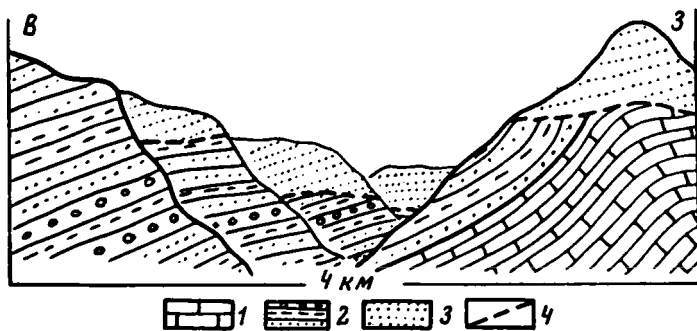
В пределах рассматриваемого района аллохтонные образования слагают субширотную цепочку останцов, прослеживающихся от р. Северный Акбайтал на востоке до долины р. Пяндж на западе. Здесь выделяются два участка, различающихся по структуре: восточный (бассейны рек Гудары, Танымас и Кокуйбельсу) и западный (междуречье Язгулема и Бартанга). На территории восточного участка покровы залегают очень полого, выполняя плоские синклинали. Рассеченные глубокими речными долинами, они представляют собой типичные эрозионные останцы. В пределах западного участка покровы выполняют обширную, сложнее построенную синклиналиную структуру (Язгулемский синклинорий).

В настоящем разделе рассматриваются особенности структуры горных массивов, разделенных долинами северных притоков речной системы верховьев Бартанга - Гудары - Кокуйбельсу (см. фиг. 1). С востока на запад здесь расположены следующие массивы: Зорташкольский (водораздел Северного Акбайтала и Бозбайтала), Гударинский (водораздел Аиль-Утека и Танымаса), Чабарангский (водораздел Танымаса и Хаврез-Дары), Холодная Стенка (водораздел Хаврез-Дары и ледника Грум-Гржимайло), пика Полосатик (водораздел ледника Грум-Гржимайло и р.Хабарвив-Хац).

Зорташкольский массив. Геологическое строение хребтов Зорташкол и Северный Зорташкол уже рассматривалось ранее (Руженцев, 1965, 1968 а). Автохтон образован здесь темно-серыми, местами метаморфизованными песчаниками и сланцами сарезской свиты. Выше залегают известняки, мергели и доломиты ($P_1 - T_2$), филлиты ($T_3 - J_2$). Верхний стратиграфический горизонт автохтона представлен верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. Они имеют особое значение для расшифровки шарьяжной структуры массива, так как являются маркирующим, четко визуально различимым горизонтом, позволяющим отделить породы авто- и аллохтона. Мел-палеогеновый разрез здесь следующий. В основании залегают карбонатные породы верхнего мела. На востоке, в бассейне р. Чонсу (левый приток Северного Акбайтала), это слабо перекристаллизованные, серые, часто органогенные (пелещиподово-водорослевые) известняки. Западнее (долина р. Зорташкол) степень метаморфизма быстро возрастает. Здесь появляются светло-серые или белые мраморы. Верхнемеловые известняки и мраморы в виде непрерывного, сравнительно маломощного (20-150 м) пласта протягиваются от долины Северного Акбайтала и далее к западу, вдоль северного склона хр. Зорташкол. В верховьях сая Разломного они сворачивают к югу. Вдоль южного склона хр. Зорташкол меловые мраморы параавтохтона прослежены в виде серии тектонических линз на стыке триас-юрских отложений автохтона и аллохтона. Выше отложений верхнего мела в бассейне р. Чонсу залегают красные песчаники, конгломераты палеогена. Местами по простиранию они переходят в пеструю серию красных песчаников и аргиллитов, красных, желтых и голубовато-серых мергелей, содержащих редкие, плохой сохранности отпечатки пелещипод.

Обычно выше мел-палеогеновых, реже триас-юрских отложений параавтохтона залегают тектонические пластины аллохтона. В основании здесь расположены палеозойские толщи (Акбайтальский покров). Наиболее нижней является мощная пластина, сложенная хлорит-серицитовыми сланцами, слюдястыми песчаниками и мраморами ордовика (тузген-терескейский комплекс). Слои залегают полого, в целом согласно с плоскостью ограничивающего их снизу разрыва (фиг. 11). В структурном отношении они облекают простую широтную антиклиналь, ядро которой образовано мел-палеогеновыми породами параавтохтона. Шарнир антиклинали погружается к востоку, и в пределах правого борта долины Северного Акбайтала параавтохтонные толщи исчезают. Вследствие этого на обширных территориях в хр. Тузген-Терескей развиты аллохтонные, относимые к кембрю-ордовика эффузивы, песчаники, сланцы и известняки тузген-терескейского комплекса (Левен, 1960; Карапетов, 1963 б).

Непосредственно на ордовике полого залегают известняки ($C_3 - P_1$), содержащие обильные остатки брахиопод, фораминифер и мшанок. Верхнепалеозойские отложения перекрыты маломощной (50-70 м) пластиной палеонтологически охарактеризованных (трилобиты, брахиоподы) верхнесилурийских известняков. Выше появляются известняки и аргиллиты визейского яруса



Фиг. 11. Геологический профиль правого борта долины р. Чонсу

1,2 - параавтохтон: 1 - известняки (C_{12}); 2 - песчаники, конгломераты, аргиллиты, рже мергели (Pg); 3 - аллохтон: рассланцованные слюдястые песчаники, хлорит-серцитовые сланцы тузген-терескейского комплекса (C_m-O), 4 - разломы

(с брахиоподами и фораминиферами), перекрытые аргиллитами и мергелями турнейского яруса (с брахиоподами и фораминиферами). На них со стратиграфическим контактом залегают отложения фаменского, франского и живетского ярусов, содержащие обильные остатки брахиопод. Выше (тектонический контакт) расположена серия пластин, сложенных ниже- и верхнеислурийскими известняками.

Силурийские породы тектонически перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями (Зорташкольский покров). Здесь выделяется по крайней мере пять пластин, сложенных породами юры, верхнего мела и палеогена (Руженцев, 1965). Отмеченные пластины залегают полого, образуя в хр. Зорташкол плоскую синклинали с наклоном слоев, редко превышающим $10-15^\circ$. По направлению к востоку структура усложняется. Если на западе тектонические пластины лежат почти горизонтально, то на востоке они образуют серию складок, рассеченных продольными взбросами (Руженцев, 1961) и характеризующихся аномальным чередованием слоев. В ядрах антиклиналей часто залегают более молодые, чем на крыльях, горизонты. В целом же в Зорташкольском массиве аллохтон имеет чешуйчатое строение. Вся осадочная толща расслаивалась на серию более или менее тонких, независимо смешавшихся пластин, для которых характерна относительно простая внутренняя структура.

Гударинский массив. Песчаники и сланцы сарезской свиты (автохтон) широко развиты в пределах восточной части района (правобережье верхнего течения р. Гудары). Песчано-сланцевые отложения верхнего триаса - средней юры, трансгрессивно их перекрывающие известняки верхнего мела и эффузивы палеогена (Бартангская сорванная пластина) на востоке отсутствуют; они появляются лишь западнее на территории левобережья Танымаса. Автохтонные толщи прорваны здесь мел-палеогеновыми гранитами Гударинской интрузии. Таким образом, покровы в восточной части массива залегают на автохтонном основании, в западной - на параавтохтонной Бартангской пластине. Обычно на контакте основания и аллохтона прослеживается цепочка тектонических линз, сложенных интенсивно брекчированными, местами совершенно растертыми в огипсованный порошок известняками и мергелями (P_1-T_2).

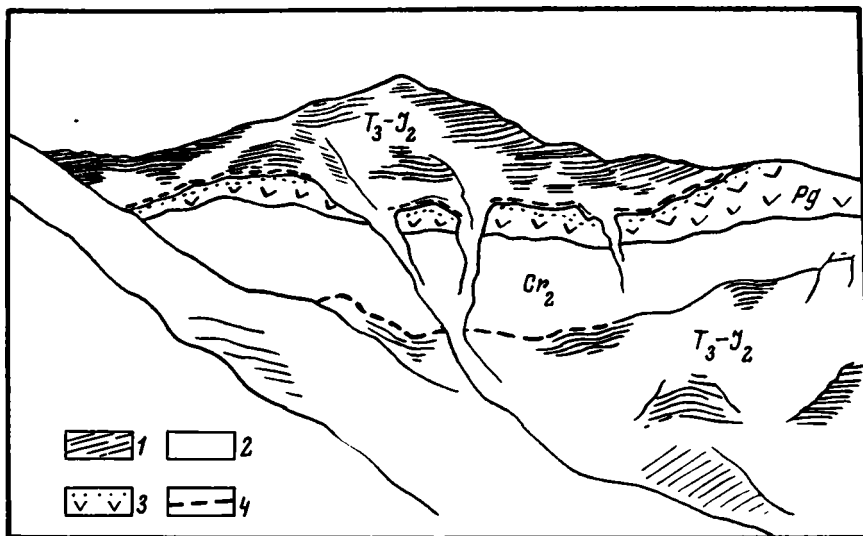
Аллохтон состоит из серии полого наклоненных к северу пластин. Тектонический контакт, ограничивающий покровы снизу, прослеживается от устья Бозбайтала на запад, вдоль правого борта Гудары. В верховьях Джаман-Джара (левый приток Танымаса) он поворачивает к северу, вдоль левого берега Танымаса до устья Дамаматсая, где погружается ниже уровня эрозии. Плоскость разрыва восточнее долины р. Тузбель (правый приток Гудары) падает на север под углом $15-20^{\circ}$, западнее ее — под углом $30-45^{\circ}$, в бассейне Джаман-Джара также на север под углом $5-15^{\circ}$.

Разрез аллохтона начинается с отложений Тузбельского покрова; палеозойские породы Ванчского покрова здесь отсутствуют. Наиболее четко взаимоотношения покровов наблюдаются в юго-западной части массива. В отличие от правобережья Гудары, где верхнетриасовые отложения Тузбельской пластины залегают на каменноугольных или пермо-триасовых слоях автохтона, здесь непосредственно в обнажениях можно наблюдать тектоническое налегание верхнетриасовых пород на мел-палеогеновые. Так, например, в бассейне р. Джаман-Джар (высота 4936 м) черные песчаники и аргиллиты (T_3-J_2), содержащие обильные остатки растений, трансгрессивно перекрыты белыми известняками (Cr_2), переполненными остатками сенонских пелелипод (*Radiolites* sp., *Biradiolites* sp., *Arpicardia* sp.). Выше известняков также трансгрессивно залегают темно-красные андезиты, лавобрекчии, туфы и конгломераты, условно относимые к палеогену. Вершина высоты сложена черными песчаниками и аргиллитами верхнего триаса, относящимися к основанию Тузбельской пластины (фиг. 12).

Восточнее р. Джаман-Джар взаимоотношения покровов наблюдаются в районе горы Кыр-Таш. Здесь между метаморфизованными отложениями сарезской (автохтон) и залегающими на них неизмененными породами верхнего триаса (аллохтон) вклинена относительно тонкая (10-100 м) пластина красных песчаников и алевролитов нижнего мела. Плоскость надвига падает на север под углом $10-20^{\circ}$.

Севернее (среднее течение Танымаса и Дамаматсая) покровное налегание устанавливается менее отчетливо, так как здесь по надвику соприкасаются разновозрастные слои. Лишь в результате тщательного картирования удалось выявить покровные соотношения. Так, например, в среднем течении Дамаматсая автохтонные верхнетриасовые (черные песчаники и аргиллиты) и ниже-среднеюрские (красные, фиолетовые и зеленые аргиллиты) слои образуют серию изоклинальных прямых или несколько опрокинутых к югу складок, хорошо обнаженных в нижней части долины реки. В одном месте над среднеюрскими аргиллитами здесь появляются черные мергели (J_{2-3}). Выше по склону (водораздел Дамаматсая и Кызыл-Тукоя) почти горизонтально залегают породы Тузбельского покрова (снизу вверх): черные песчаники и аргиллиты (T_3), фиолетовые песчаники и аргиллиты (J_{1-2}), бурые песчанистые ракушняковые известняки, черные мергели (J_{2-3}), массивные черные известняки (J_3). Таким образом, отложения верхнего триаса местами здесь перекрывают автохтонные аргиллиты нижней и средней юры. Кроме того, здесь же отчетливо наблюдается резкое несогласное (по разрыву) налегание мезозойских пород покрова на разновозрастную толщу параавтохтона (фиг. 13, А).

Структура Тузбельского покрова сложна. В восточной части массива (водораздел Тузбеля и Аиль-Утека) это единая мощная пластина, почти полностью лишенная существенных внутренних срывов и образованная непрерывной толщей верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых отложений. Слои выполняют обширную широтную синклинали. В пределах южного крыла они залегают полого (падение на север $5-30^{\circ}$), в целом согласно с наклоном плоскости надвига. Общее моноклинальное падение слоев осложнено складками второго порядка, представляющими собой изометричные мульдообразные структуры, разделенные плоскими широкими антиклинальными перегибами (фиг. 13, В). На



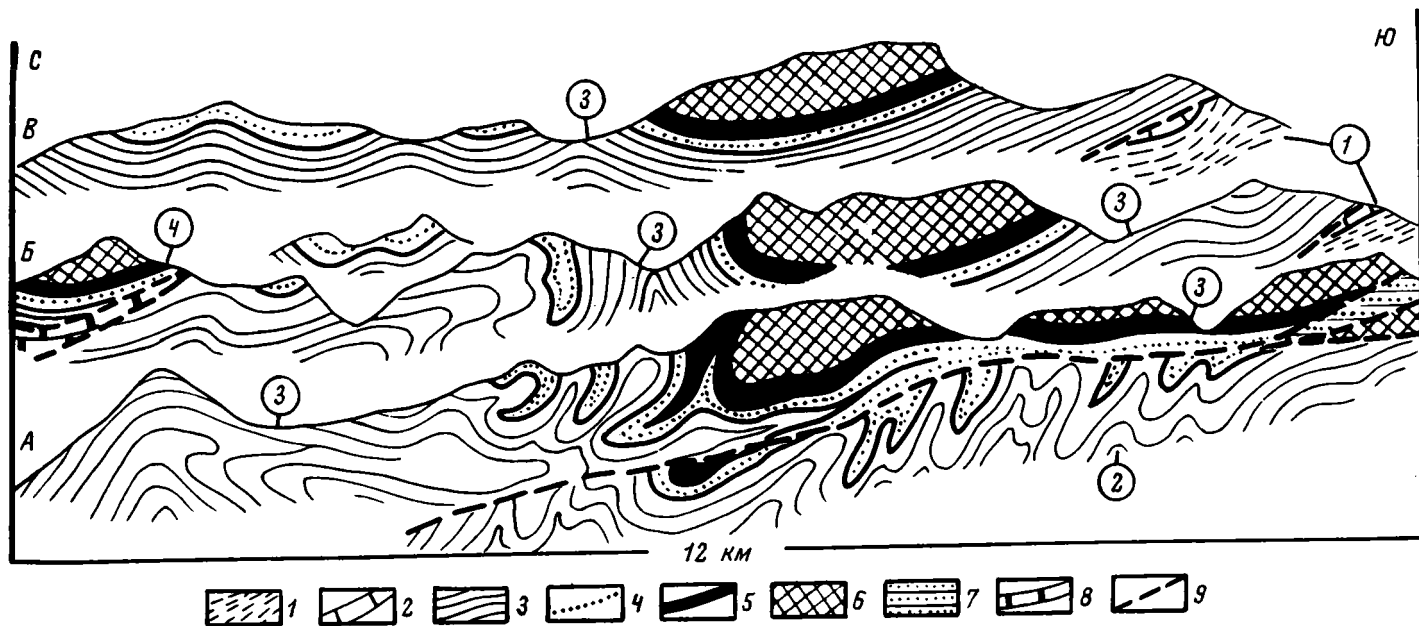
Фиг. 12. Покровы верховьев р. Джаман-Джар

1 - песчаники и аргиллиты ($T_3 - J_2$); 2 - известняки (Cr_2); 3 - андезитовые порфиры, конгломераты, туфы (Pg); 4 - разломы

территории северного крыла слои залегают круче ($40-60^\circ$). Местами здесь наблюдается и опрокинутое залегание, обусловленное появлением серии широтных, опрокинутых к югу мелких складок второго порядка.

В пределах западной части Гударинского массива картина изменяется. К западу от долины Тузбеля отдельные мутьдообразные синклинали распадаются на менее крупные, но морфологически более сложные складки. Преобладают сравнительно узкие (3-5 км) корытообразные синклинали, разделенные сдвинутыми, иногда близкими к изоклиналим гребневидными антиклиналями (фиг. 13, Б). Это прямые или круто опрокинутые к югу нарушения. Переход от зоны спокойного залегания триас-юрских и нижнемеловых отложений к району развития более напряженных складок постепенный. Сначала отмеченные гребневидные антиклинали едва выражены. К западу степень их сжатия и амплитуда увеличиваются, а сами они четче выражены в структуре массива. В целом это выдержанные на многие километры по простиранию, обладающие значительной амплитудой и размерами складки, охватывающие всю толщу мезозойских осадков Тузбельской пластины.

Иногда отмеченные антиклинали опрокинуты к югу, изредка встречаются лежащие нарушения. Характерно, что формирование лежащих складок происходило путем не опрокидывания всей гребневидной антиклинали, а срыва ее верхней оболочки, которая и образует дополнительное нарушение. Обычно в этом случае возникают особенно сложные дисгармоничные складки. Преобладают не выдержанные по простиранию, морфологически разнообразные (клевидные, веерообразные, изоклиналильные, открытые и т.д.) структуры. Отдельные складки часто распадаются на серию более мелких нарушений, отличительная особенность которых заключается в том, что их амплитуда во много раз превышает мощность слагающих складку отложений. Примером таких структур является крупная лежачая антиклиналь, появляющаяся на водоразделе рек Кальта-Тур и Кызыл-Тукой и достигающая максимальной амплитуды в бассейне



Фиг. 13. Геологические профили через Гударинский массив по долинам рек Дамаматсай и Кызыл-Тукой (А), Кызыл-Тукой и Кальта-Тур (Б), Тузбель (В)

1 - песчаники и сланцы сарезской свиты (P_{Cm}-P_{Z1}?); 2 - брекчированные мраморы (C₃-T₂?); 3 - песчаники и аргиллиты (T₃); 4 - песчаники и аргиллиты (J₁₋₂); 5 - мергели (J₂₋₃); 6 - известняки (J₃); 7 - песчаники и сланцы (J₃-Cr₁); 8 - известняки (Cr₂); 9 - разломы.

Цифры на профилях: 1 - автохтон; 2 - параавтохтон; 3 - Тузбельский и 4 - Чабарангский покровы

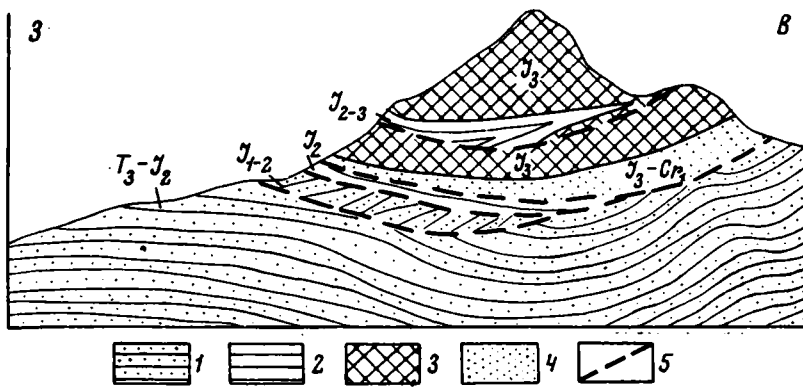


Фиг. 14. Послойный срыв внутри песчано-сланцевой толщи (Т₃-J₂).
Левый борт долины р. Кызыл-Тукой

Дамематсая (см. фиг. 13,А). Ядро складки образовано песчаниками и аргиллитами верхнего триаса, оболочка - аргиллитами нижней и средней юры, мергелями средней и верхней юры и известняками верхней юры. Внутренняя часть ядра вскрыта у изгиба русла р. Кызыл-Тукой (фиг. 14). Это открытая прямая симметричная структура с плавным изгибом слоев в замке. В пределах ее крыльев слои падают под углом 45-60°.

Начиная с некоторого горизонта верхняя часть триасовой толщи строго послойно сорвана относительно нижней. Срыв локализуется в узкой (150-200 м) зоне, где каждый пласт осадочной серии, по существу, представляет собой независимо смещенный структурный элемент. Величина смещения быстро нарастает кверху. Действительно, если триасовые слои, непосредственно облегающие ту часть антиклинали, в пределах которой срывы отсутствуют, слагают лишь незначительную, обращенную к югу складку амплитудой 200 м, то более высокие горизонты образуют лежачую изоклиналиную структуру амплитудой до 5-8 км. Таким образом, рассматриваемое нарушение представляет собой хвостовую антиклиналь с отслоенной и независимо смещенной внешней оболочкой. В пределах нижнего крыла слои залегают полого и почти не смяты в дополнительные складки. Наоборот, верхнее крыло осложнено многочисленными изоклиналиными, прямыми или опрокинутыми дисгармоничными дислокациями.

Здесь же появляются надвиги, которые расчленяют складки на отдельные



фиг. 15. Система тектонических пластин правого борта долины р. Джаман-Джар

1 - песчаники и аргиллиты (T_3-J_2); 2 - мергели (J_2); 3 - известняки (J_3); 4 - песчаники (J_3-Cr_1); 5 - разломы

пластины. В северной части рассматриваемого района (среднее течение Та-вымаса) надвиги невелики по амплитуде и не выдержаны по простиранию. Однако на юге (бассейн Джаман-Джара) картина иная. Складки как таковые исчезают. Тузельский покров представляет собой нагромождение сравнительно тонких, залегающих почти горизонтально пластин. Так, например, в районе высоты 5179 м (северный борт долины Джаман-Джара) наблюдается по крайней мере семь таких пластин (фиг. 15). Снизу вверх здесь обнажаются: 1) черные песчаники и аргиллиты автохтона (T_3-J_2); 2) фиолетовые, красные и зеленые песчаники и аргиллиты (J_{1-2}); 3) черные мергели (J_2); 4) красные песчаники (J_3-Cr_1); 5) черные грубослойные известняки (J_3 , контакт с песчаниками нижнего мела стратиграфический); 6) черные мергели (J_{2-3}); 7) черные известняки (J_3 , контакт со слоем 6 стратиграфический). Слой 2-7 относятся к Тузельскому покрову.

Изучение пластин в Гударинском массиве убеждает, что многие из них возникли в результате разрыва лежащих складок вдоль плоскостей параллельных их осевым поверхностям. Разрыв и последующее смещение всякого крыла относительно лежащего, по-видимому, облегчались при разрушении (в том числе и эрозионном) замка складки. Действительно, указанный пакет пластин Джаман-Джара к северо-востоку постепенно переходит в серию лежащих или полого опрокинутых к югу пликативных дислокаций. Непосредственно в поле можно проследить, как такие нарушения все более сплющиваются. Иногда их замки разрываются (особенно в сравнительно тонких структурах), а противоположные крылья перемещаются независимо одно от другого. Чаше надвиги приурочены к подвернутым крыльям антиклиналей. В этом случае изгибание слоев в замке сохраняется, а в всячем крыле мы наблюдаем нормальный стратиграфический разрез слоев (от древних к более молодым). Лишь местами в основании надвинутой пластины расположены тонкие, иногда интенсивно брекчированные тектонические линзы более молодых пород. Однако встречаются структуры, которые разрывы пересекают приблизительно вдоль осевой плоскости. В этом случае сохраняются обрывки подвернутого крыла лежащей складки, и нам удастся наблюдать перевернутую стратиграфическую последовательность.

Таким образом, в пределах Гударинского массива выделяются три типа структур: 1) простые брахиформные изометричные нарушения, занимающие большую часть территории массива; 2) сравнительно простые корытообразные синклинали и разделяющие их гребневидные антиклинали; 3) лежащие, морфологически крайне сложные складки, местами расслаивающиеся на серию тектонических пластин и имеющие неширокое распространение. Структуры первого типа формировались в результате слабого бокового сжатия. Структуры второго типа в сущности обусловлены теми же причинами, проявившись, однако, более резко. Лежачие складки и развивавшиеся из них пластинны образовались в результате более или менее резкого срыва верхней части осадочной толщи аллохтона. Следовательно, возникал дополнительный верхний структурный элемент, который деформировался независимо и интенсивнее по сравнению с подстилающими горизонтами. В отличие от нарушений двух первых типов они не охватывают всю толщу осадков. Эпизодическое появление подобного рода складок в районе со спокойным залеганием слоев труднообъяснимо. Очевидно лишь, что их формирование обусловлено локальными полями напряжений. Крутые корни, отсутствие четких плоскостей срыва (нарастающие дисгармонии происходят за счет серии мелких послонных перемещений в гомогенной массе осадков), отсутствие ныряющих поверхностей, по которым могло происходить скольжение масс, не позволяют привлечь для объяснения образования таких структур механизм гравитационного скольжения. По-видимому, в результате тектонического расслаивания аллохтона на Тузбельский и Чабарангский покровы происходил срыв мел-палеогеновых отложений с триас-юрских. Лежачие складки возникли как следствие механического взаимодействия на границе обоих покровов. При надвигании Чабарангского покрова к югу (или, что в структурном отношении то же самое, пододвигании Тузбельского - к северу) верхняя часть триас-юрской толщи Тузбельского покрова была сорвана и вовлечена в совместное движение с Чабарангским. Иными словами, Чабарангский покров "волочил" в своем основании какую-то часть подстилающего его Тузбельского покрова.

Образования Чабарангского покрова сравнительно нешироко распространены в Гударинском массиве. В виде узкой (1-5 км) полосы они протягиваются на стыке Центрального и Северного Памира. В восточной части массива (на отрезке от р. Аиль-Утек до долины р. Кальта-Тур) Чабарангский покров представлен серией крутопадающих (падение на север под углом 60-80°) тектонических клиньев. Это, как правило, узкие, широтно вытянутые блоки, сложенные песчаниками и конгломератами палеогена. На севере система клиньев Чабарангского покрова ограничена Танымасским надвигом, по которому каменноугольные отложения Северного Памира взброшены по отношению к палеогеновым толщам Центрального Памира.

К западу от долины р. Кальта-Тур картина иная. Хотя здесь также расположено несколько чешуй, они залегают гораздо положе. Наиболее полное представление о строении рассматриваемого покрова в Гударинском массиве дает разрез на водоразделе рек Кальта-Тур и Кызыл-Тукой. Снизу вверх здесь обнажаются:

- | | |
|---|----------------|
| | Мошность, м |
| 1. Песчаники и аргиллиты черные (Т ₃ -J ₂ ; Тузбельский покров) | видимая до 500 |
| 2. Известняки светло-серые (Сг ₂). В основании меловых известняков залегает пласт (до 20 м) бурых тектонических брекчий. Порода состоит из сглаженных, реже угловатых обломков известняков, песчаников, сланцев, сцементированных тонко перетертой карбонатной массой | 0-100 |
| 3. Песчаники и аргиллиты черные (Т ₃ -J ₂) | 50-200 |

4. Мергели черные (J_{2-3}) Контакт со слоем 3 стратиграфический	120-150
5. Известняки серые, грубослоистые, иногда кораллово-водорослевые (J_3). Контакт со слоем 4 стратиграфический	видимая 80
6. Диабазы зеленые (Pg)	до 50
7. Песчаники и алевролиты красные (1Cg_1)	90-100

Слои 2-7 относятся к Чабарангскому покрову. Они полого ($10-20^\circ$) погружаются к северу (см. фиг. 13, Б) под каменноугольные сланцы дарваз-сарыкольского комплекса (Северный Памир). В пределах перечисленных пластин слои залегают согласно с плоскостями ограничивающих надвигов. Создается впечатление, что структура Чабарангского покрова в целом сходна с той, которую мы наблюдали в южной части Гударинского массива у Тузбельского покрова.

Чабарангский массив (фиг. 16). Собственно автохтонные образования, представленные интенсивно метаморфизованными отложениями сарезской свиты с пластовыми телами палеогеновых гранитов, распространены сравнительно нешироко. Они появляются лишь по правому борту долины р. Гудары, а также в нижнем течении р. Хавраз-Дары. Параавтохтонные слои - слабо или вовсе не метаморфизованная песчано-сланцевая толща (T_3-J_2), мергели (J_{2-3}) и перекрывающие их известняки (Cg_2) и эффузивы (Pg) - распространены гораздо шире; они слагают многие участки на юге массива, в бассейне Танымаса и его правого притока Чабаранга. На севере параавтохтонные породы обнажаются по левому борту долины р. Шукур-Джилги и в самых верховьях р. Хаврез-Дары (водораздел ее с широтной долиной Танымаса). Здесь развиты интенсивно метаморфизованные триас-юрские образования, обычно сильно вторично окварцованные. В бассейне Шукур-Джилги выше их с тектоническим контактом в основании залегают рудистовые известняки (Cg_2) и, реже, андезиты (Pg).

Аллохтон образует широтную, плоскую, однако сложно построенную синклинали, которая непрерывно протягивается от левого борта долины Танымаса до правого - долины Хаврез-Дары. На востоке северное крыло этой синклинали срезано Танымасским надвигом, по которому на мезозойско-кайнозойские отложения Центрального Памира надвинуты каменноугольные образования Северного Памира. Западнее (водораздел Шукур-Джилги, с одной стороны, Чабаранга и Хаврез-Дары, с другой) оба крыла синклинали выражены отчетливо.

В целом покровная синклинали имеет двучленное строение: примерно вдоль ее осевой линии протягивается серия крутопадающих разломов, по которым северная часть структуры взброшена относительно южной. Амплитуда взброса в верховьях Шукур-Джилги превышает, по-видимому, 1 км, вследствие чего здесь в самом центре зоны развития покровов вскрыты параавтохтонные образования.

В пределах северного крыла Чабарангской покровной синклинали аллохтон представлен пластинами Ванчского покрова. В структурном отношении рассматриваемый участок представляет собой широтную синклинали, основание которой сложено белыми, серыми, иногда мраморизованными известняками верхнего мела; выше залегают красные или зеленые андезиты, левобрекчии, конгломераты палеогена (параавтохтон). В пределах северного крыла складки слои падают на юг под углом $15-40^\circ$, в пределах южного - на север под углом $5-20^\circ$. Выше верхнемеловых и палеогеновых отложений появляется мощная (до 600-700 м) толща черных битуминозных известняков, содержащих тонкие прослои известковистых аргиллитов (фиг. 17). В нескольких пунктах здесь были собраны остатки брахиопод, мшанок, криноидей, кораллов и амфиопор, указывающих на пермский возраст вмещающих пород. Истинную мощность

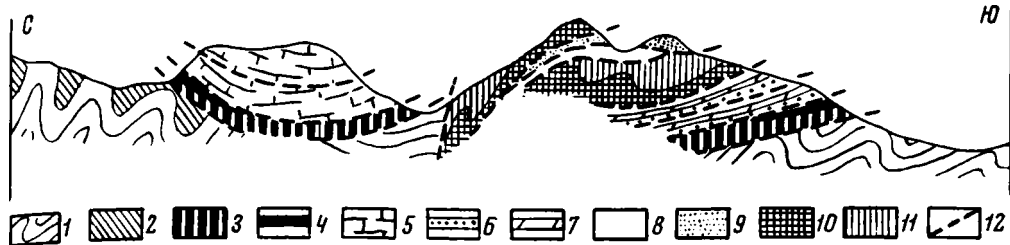


Фиг. 16. Геологическая схема массивов Чабарангского и Холодная Стенка. Условные обозначения см. на фиг. 2

этих отложений установить трудно, так как они образуют по крайней мере три тектонические пластины. На востоке (верховья р. Шукур-Джилги) пермские известняки почти не метаморфизованы. К западу (левый борт долины Хаврез-Дары) они мраморизованы, здесь же в изобилии появляются участки вторичного окварцевания.

Южная часть Чабарангской покровной синклинали имеет иное строение. Породы Ванчского покрова здесь срезаны, и непосредственно выше параавтохтона залегает Тузбельский покров (см. фиг. 17). Плоскость разрыва, ограничивающая его снизу, полого (5-15°) наклонена к северу. Покровные взаимоотношения почти повсеместно наблюдаются отчетливо. В качестве примера приведем разрез левой составляющей р. Чабаранг. Здесь обнажаются (снизу вверх):

- | | Мощность, м |
|---|-----------------|
| 1. Песчаники и аргиллиты черные (Т ₃ -J ₂), содержащие многочисленные остатки флоры | видимая до 1000 |
| 2. Известняки серые, плитчатые, местами по простиранию переходящие в светло-серые грубослоистые разности, переполненные остатками сенонских пеллеципод. Контакт между горизонтами 1 и 2 тектонический . . . | 90-120 |



Фиг. 17. Геологический профиль через Чабарангский массив

1-4 - параавтохтон: 1 - песчаники и аргиллиты (T_3-J_2), 2 - мергели (J_{2-3}), 3 - известняки (Cr_2), 4 - андезитовые порфириты (Pg); 5-11 - аллохтон: 5 - Ванчский покров - известняки (P); 6-8 - Тузбельский покров: 6 - песчаники и аргиллиты (T_3-J_2), 7 - мергели (J_{2-3}), 8 - известняки (J_3), 9-11 - Чабарангский покров: 9 - песчаники (J_3-Cr_1), 10 - известняки (Cr_2), 11 - конгломераты и песчаники (Pg); 12 - разломы. Профиль соответствует линии I на фиг. 16

- | | | |
|--|---------|---------|
| 3. Выше трансгрессивно, заполняя эрозионные карманы, залегают темно-красные, реже зеленые андезиты и андезитовые лавобрекчии палеогена. Иногда они интенсивно растерты в чешуйчатый агрегат. | видимая | 150 |
| 4. Песчаники и аргиллиты черные (T_3-J_2), содержащие остатки флоры | | 300-400 |
| 5. Мергели бурые (J_{2-3}), содержащие остатки пелещипод, кораллов и белемнитов | | 18 |
| 6. Известняки темно-серые, грубослойстые (J_3) . . . | видимая | 18 |
| 7. Песчаники и аргиллиты черные (T_3-J_2) | видимая | 90-100 |
| 8. Мергели черные (J_{2-3}) | | 60-70 |
| 9. Известняки черные (J_3) | видимая | 2-3 |

Слои 4-9 относятся к Тузбельскому покрову. Восточнее (центральная составляющая Чабаранга и левый борт долины Хаврез-Дары) выше слоя 9 залегает третья пластина, сложенная песчаниками и аргиллитами (T_3-J_2) и перекрывающими их мергелями (J_{2-3}).

Отмеченное выше залегание верхнетриасовых и юрских отложений на параавтохтонных породах верхнего мела и палеогена установлено почти повсеместно вдоль южного края Чабарангской покровной синклинали. Действительно, в виде сравнительно тонкой (до 60 м) тектонической пластины верхнемеловые известняки прослеживаются под верхнетриасовой песчано-сланцевой толщей от устья Шукур-Джилги вдоль правого борта Танымаса (см. фиг. 16). Южнее они срезаются, и в соприкосновение приходят триасовые и юрские отложения параавтохтона и аллохтона. Однако далее к югу (высота 4950 м) меловые известняки появляются вновь на водоразделе Танымаса и Чабаранга, откуда в виде непрерывной полосы протягиваются на запад вплоть до долины Хаврез-Дары. Иногда выше этих известняков залегают эффузивы палеогена. Пластина мел-палеогеновых пород полого ($5-15^\circ$) наклонена здесь к северу. Повсеместно она перекрыта триас-юрскими песчаниками и аргиллитами, относящимися к Тузбельскому покрову.

Чабарангский покров представляет собой нагромождение тектонических пластин, также полого ($10-30^{\circ}$) наклоненных к северу. Лишь в зоне отмечавшихся ранее крутопадающих взбросов долины р. Шукур-Джилги углы наклона становятся круче ($50-80^{\circ}$). Здесь пластины, слагающие покров, погружаются под триасовые, меловые и палеогеновые отложения параавтохтона.

Уже отмечалось, что Чабарангский покров сложен в основном породами верхнего мела и палеогена; в виде тонких, сравнительно редких чешуй здесь присутствуют отложения триаса, юры и нижнего мела. Наиболее полный разрез этого покрова описан в бассейне центральной составляющей Чабаранга. Выше юрских известняков Тузбельского покрова залегают:

Мощность, м

- | | |
|--|-----------------|
| 1. Конгломераты серые, зеленовато-серые, красные, галька преимущественно известняковая, реже кварцевая или песчаниковая, сцементированная известковистыми полимиктовыми песчаниками. На водоразделе левой составляющей Чабаранга и Шукур-Джилги конгломераты подстилаются известняками верхнего мела, поэтому они условно отнесены к палеогену | видимая 400-450 |
| 2. Известняки светло-серые, серые, слоистые, иногда массивные, содержат многочисленные остатки верхнемеловых пелеципод. | видимая 80-120 |
| 3. Конгломераты серые, бурые, среднегалечные, известково-песчаниковые, давленные, переслаиваются с красными алевролитами и аргиллитами, залегают согласно на верхнемеловых отложениях | 120 |
| 4. Песчаники красные, лиловые, серые, зеленые, известковистые, полимиктовые, присутствуют тонкие прослой красных алевролитов и аргиллитов | 80-100 |
| 5. Алевролиты серые, черные, содержат прослой известковых конгломератов | 200 |
| Слои 3-5 на основании их согласного залегания на известняках верхнего мела отнесены к палеогену. | |
| 6. Известняки черные, битуминозные, плитчатые, местами грубослоистые, содержат многочисленные остатки юрских кораллов. | 30 |
| 7. Песчаники и алевролиты красные, согласно залегают на юрских известняках, условно отнесены к нижнему мелу | видимая 60-70 |
| 8. Известняки серые, массивные, с многочисленными остатками верхнемеловых пелеципод | видимая до 300 |

Палеогеновые отложения рассмотренного разреза отличаются сравнительно тонким составом терригенных пород, а также почти полным отсутствием эффузивных образований. Западнее (левый борт долины Хаврез-Дары) картина изменяется. Выше верхнемеловых известняков здесь залегают мощная (до 300-400 м) толща крупногалечных, вплоть до валунных, серых конгломератов, которые перекрыты темно-красными, реже зелеными туфопесчаниками и андезитами, содержащими прослой конгломератов. Мощность вулканогенного горизонта не менее 500 м.

По структуре аллохтона Чабарангский массив в целом отличается от Гударинского. В пределах рассматриваемой территории отсутствует единая мощная покровная пластинка. Расслаивание покровов, отмечавшееся по левому борту Танымаса, здесь достигает максимального развития. Мы наблюдаем свыше десятка сравнительно тонких тектонических пластин. Однако

отличие заключается не только в этом. В Гударинском массиве структурное расслаивание покровных масс было связано с дисгармоничной складчатостью (послойные срывы, распластование лежащих складок и т.д.). Поэтому в разрезе наблюдается беспорядочное чередование пластин. Действительно, пере-
слаивание отложений там не поддается какой-либо систематизации. Часто мы наблюдали и перевернутые стратиграфические соотношения слоев.

Иначе обстоит дело в Чабарангском массиве. Так, в пределах Тузбельского покрова установлены три пластины, каждая из которых снизу начинается песчаниками и аргиллитами ($T_3 - J_2$): выше залегают мергели (J_{2-3}) и, наконец, известняки (J_3). Мощность каждой пластины приблизительно одинакова и там, где она не сокращена в результате срезания кровли пластин Чабарангским покровом, достигает 200-300 м. Плоскости надвигов, ограничивающие эти пластины, приблизительно совпадают с наклоном слоев. Мы не наблюдаем сколько-нибудь значительных осложняющих нарушений внутри каждой из пластин: обрывков замков, подвернутых и висячих крыльев изоклинальных складок, которые характерны для Гударинского массива. Это, а также упорядоченное положение пластин Тузбельского покрова, определяемое правильным чередованием в каждой из них одних и тех же стратиграфических горизонтов, позволяют предположить следующий механизм формирования рассматриваемых структур. В процессе надвигания единая масса покрова не подвергалась существенному смятию. Сложные складчатые деформации здесь отсутствуют. Торможение на отдельных участках и происходившее в результате этого неравномерное перемещение аллохтонных масс способствовали возникновению сжимающих напряжений. Последние привели к образованию продольных сколов. Такие сколы, смыкаясь внизу с поверхностью основного надвига, дробили покровную пластину на серию обособленных чешуй. В дальнейшем, при продолжении движения аллохтона, сколы служили ослабленными зонами, по которым его тыловые участки взбрасывались, а затем напозлали на фронтальные, образуя пакет пластин. На это указывает тот факт, что каждая из пластин начинается с определенного горизонта (в Тузбельском покрове - с песчаников и аргиллитов триаса-юр.). Механические свойства пород, по-видимому, не имели существенного значения; каждая из пластин перемещалась как единое целое.

Последующие деформации выразились в смятии образовавшегося пакета пластин. Преобладают опрокинутые или наклоненные к югу нарушения. Некоторые из них достигают значительных размеров. Кроме того, в кровле верхних пластин, непосредственно под Чабарангским покровом появляются сравнительно небольшие (шириной до 100 м), не выдержанные по простиранию локализации. Это опрокинутые к югу, вплоть до лежащих складки амплитудой в несколько десятков метров. Относительно часто по простиранию они замещаются зонами небольших тектонических чешуй, которые в свою очередь переходят в характерную бурую крупнообломочную брекчию. Угловатые или сглаженные, совершенно не сортированные обломки юрских известняков и мергелей закатаны в тонко перетертую, интенсивно огипсованную массу. Формирование мелких складок и брекчий, по-видимому, было связано с напозланием Чабарангского покрова, подошва которого захватывала отложения в кровле Тузбельского покрова и волочила их. При этом образовывались либо отмеченные выше мелкие опрокинутые к югу (т.е. по ходу движения) складки, либо крупнообломочная брекчия.

Структура Чабарангского покрова сложнее, хотя и напоминает структуру Тузбельского. Здесь также наблюдается чередование серии пластин, правда, оно не столь упорядочено, как в рассмотренном выше случае. Среди мощных пластин верхнемеловых и палеогеновых пород зажаты более тонкие чешуи триасовых, юрских и нижнемеловых пород, встречающихся на са-

мых различных уровнях. Пожалуй, основным отличием строения Чабарангского покрова является то, что наряду с пластинами, в которых слоистость слагающих их отложений параллельна плоскостям ограничивающих разрывов, встречаются чешуи, внутренняя структура которых сложна. Наклон и последовательность пластин в разрезе могут оставаться неизменными. Но местами непосредственно в поле мы можем наблюдать, как полого залегающие слои в пределах одной из пластин начинают сминаться, образуя своеобразные дисгармоничные складки. Как правило, они опрокинуты к югу. Обычно это открытые, небольшие нарушения, с плавным изгибом слоев в замке, для которых характерно выжимание пластичных масс с крыльев в замки (подобные складки бокового сжатия). Местами, особенно при смятии терригенных горизонтов нижнего мела и палеогена, они осложнены продольными взбросами. Довольно часто можно наблюдать послойное перераспределение масс в пределах какой-либо из пластин, связанное с течением материала. Наиболее эффективным такое перераспределение бывает в конгломератах с известняковой галькой. Так, в среднем течении центральной составляющей Чабаранга развиты темно-серые, зеленватые палеогеновые конгломераты. Галька их преимущественно известняковая, хорошо окатана и отсортирована, размером 4–7 см (иногда несколько больше). Конгломераты залегают на верхнемеловых известняках. И те и другие полого (10–15°) наклонены к северу. По направлению к югу шаровидная известняковая галька постепенно сплющивается, приобретая дисковидную форму. Далее такие диски все более вытягиваются, превращаясь в веретенообразные тела, длина которых колеблется от 15–20 см до 5–7 м, ширина 0,2–1 см. Характерно, что иногда такая линза сохраняет цвет, в который была окрашена галька. Порода приобретает тонкополосчатый облик. По простирацию участка, где растяжение галек достигает максимальных размеров, чередуются с местами, где оно незначительно или вообще отсутствует, что указывает на неравномерность проявления этого процесса на площади. Часто можно видеть, как расплющенные гальки, в целом залегающие параллельно поверхности пласта, сминаются в серию причудливых дисгармоничных складок. Карбонатный материал послойно (вдоль линзовидных тел) перераспределяется, образуя локальные раздувы и пережимы. По-видимому, послойное течение вещества происходило неоднократно. Зоны разлинзования (растяжения) в дальнейшем местами подвергались дополнительному смятию.

Чабарангский покров возник в результате пологого срыва мел-палеогеновых отложений с триас-юрской толщи. В процессе смещения лишь сравнительно небольшие массы триасовых, юрских и нижнемеловых пород двигались совместно с верхнемеловыми и палеогеновыми. При движении рано или поздно они срывались, образуя дополнительные чешуи, вклиненные между более мощными пластинами мел-палеогена. Перемещение и одновременное дробление Чабарангского покрова на отдельные чешуи происходило в принципе так же, как и Тузбельского. Современная структура Чабарангского покрова определяется комбинацией складчатых и разрывных нарушений. В раннюю стадию обособления этого покрова формировались подобные складки продольного изгиба, обусловленные боковым сжатием. Однако этот процесс не получил значительного развития. В дальнейшем сжатие привело к появлению системы сколов, разделивших аллохтон на несколько надвинутых одна на другую пластин.

Массив Холодная Стенка. Покровные структуры этого массива являются прямым продолжением структур Чабаранга. В обоих случаях они представляют собой широтные синклинали, выполненные палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями. Аллохтонная масса вложена в параавтохтон; местами она залегают на триас-юрских, местами мел-палеогеновых отложениях (фиг. 18). Так же как и в Чабаранге, в рассматриваемом массиве покровная зона состоит из двух частей: южной и северной, разделенных системой

крутопадающих разломов, по которым северная часть приподнята относительно южной примерно на 1–2 км. Обе части различаются по геологическому строению.

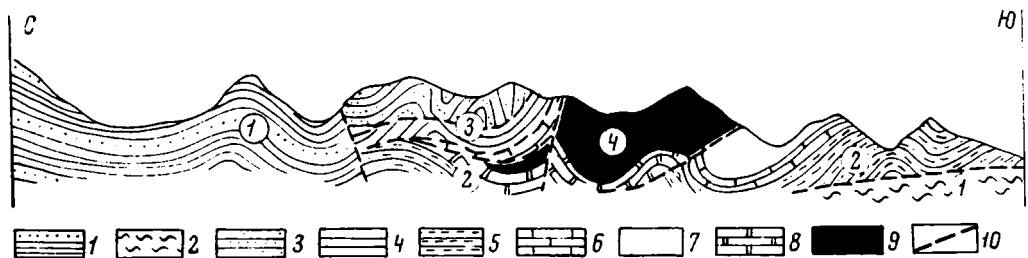
Северная часть покровной зоны, пространственно приуроченная к южному склону пика Холодная Стенка, прослеживается от Хаврездаринского озера на востоке до ледника Грум–Гржимайло на западе. Морфологически она представляет собой асимметричную синклираль, ширина которой достигает 5 км. С севера синклираль ограничена крутым взбросом, по которому она соприкасается с метаморфическими породами Ванчского антиклинория.

На востоке (правобережье Хаврез–Дары) параавтохтон представлен черными хлорит–серицитовыми сланцами, рассланцованными песчаниками и перекрывающими их темно–серыми минерализованными мраморами, часто вторично интенсивно окварцованными. Возраст этих отложений не ясен, так как органические остатки здесь отсутствуют. Однако, учитывая, что мраморы являются прямым продолжением известняков левобережья Хаврез–Дары, которые содержат редкие остатки мезозойских (по–видимому, юрских) кораллов, они условно отнесены к юре, а подстилающие их сланцы – к верхнему триасу – юре. На западе (правый борт долины ледника Грум–Гржимайло) параавтохтонные образования вскрыты лишь в небольшой антиклинали, расположенной в центре территории почти сплошного развития покровов (фиг. 19). Параавтохтон представлен своими верхними горизонтами. Выше уровня льда здесь появляются сначала белые брекчированные известняки верхнего мела (видимая мощность 30–40 м). Выше со стратиграфическим контактом залегает горизонт красных, лиловых, зеленых грубозернистых туфолесчаников, гравелитов и андезитов палеогена (видимая мощность 100–120 м). Отложения палеогена перекрыты тонкой (20–30 м) пластиной черных, с поверхности бурых мергелей, содержащих обильные остатки юрских белемнитов, кораллов и пелелипод.

Аллохтонные образования в рассматриваемой зоне представлены только породами Ванчского покрова, состоящего здесь из двух обособленных пластин (см. фиг. 18). Нижняя часть (мощность 500–600 м) сложена пермскими отложениями. Это мраморизованные известняки, переходящие иногда в крупнокристаллические минерализованные мраморы, вторично интенсивно окварцованные. Слабо измененные разности имеют темно–серую окраску, сильно измененные – светло–серую, желтую. В стенке ледникового цирка (правый борт Хаврез–Дары) среди известняков автором были собраны остатки мшанок (*Ogbinopora* sp.; *Fenestella* cf. *parviuscula* Bassler), указывающих, согласно определявшей их И.П. Морозовой, на пермский возраст вмещающих пород.

Пермская пластина в западной части массива образует широтную синклираль. В пределах северного крыла плоскость разрыва, ограничивающего ее снизу, наклонена к югу под углом 30–35°, южного – к северу под углом 50–60°. В обоих случаях пермские породы залегают на юрских породах параавтохтона. По мере продвижения на запад картина становится иной. Параавтохтонные отложения в пределах крыльев синклинали не обнажаются; образования Ванчского покрова по крутым разломам соприкасаются на юге с мезозойско–кайнозойскими отложениями Чабарангского покрова, на севере – с автохтонными образованиями ванчского комплекса. В центральной части синклинали обособляется широтная антиклиналь, в ядре которой из–под палеозойских слоев появляются отмеченные выше параавтохтонные юрские, меловые и палеогеновые породы. Внутренняя структура пластины сложна. В ее пределах развиты сравнительно небольшие, морфологически разнообразные складки. Преобладают прямые или наклоненные к югу нарушения шириной в несколько десятков метров.

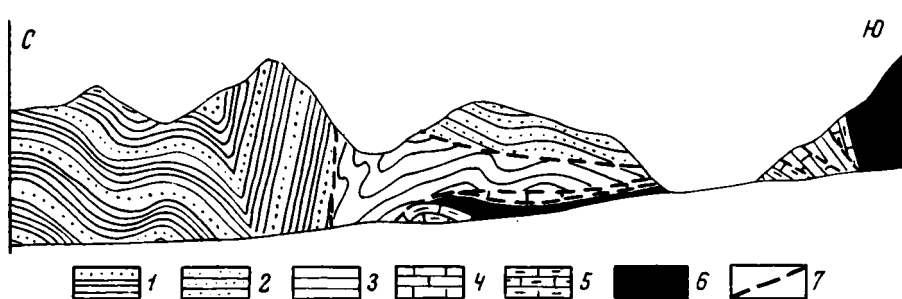
Непосредственно выше пород перми расположены темно–серые кварциты, черные алевролиты и аргиллиты. В алевролитах Э.Я. Левеном и автором были собраны обильные, однако плохо сохранившиеся остатки брахиопод,



Фиг. 18. Геологический профиль через массив Холодная Стенка

1 - песчаники и сланцы джамакской свиты (P_{Cm-Pz_1}); 2 - гнейсы сарезской свиты (P_{Cm-Pz_1} ?); 3 - песчаники и глинистые сланцы козындыкской свиты (O_{2-3}); 4 - мраморизованные известняки (P); 5 - аргиллиты (T_3-J_2); 6 - мергели (J_2-J_3); 7 - известняки (J_3); 8 - известняки (C_{r_2}); 9 - андезитовые порфириты (Pg); 10 - разломы.

Цифры на профиле: 1 - автохтон; 2 - параавтохтон; 3 - Ванчский покров; 4 - Чабарангский покров. Профиль соответствует линии III на фиг. 16



Фиг. 19. Геологический профиль правого борта долины ледника Грум-Гржимайло

1 - песчаники и глинистые сланцы джамакской свиты (P_{Cm-Pz_1}); 2 - песчаники козындыкской свиты (O_{2-3}); 3 - мраморизованные известняки (P); 4 - мергели (J_{2-3}); 5 - известняки (C_{r_2}); 6 - песчаники, туфы и андезиты (Pg); 7 - разломы. Профиль соответствует линии IV на фиг. 16

имеющих, по мнению Х.С. Розман, нижнепалеозойский облик. Поэтому, а также на основании литологического сходства эти отложения отнесены к козындыкской свите (O_{2-3}). Выше ордовика залегает горизонт мраморизованных известняков, содержащих остатки силурийских кораллов.

Пластина ордовикско-силурийских пород образует асимметричную синклиналь. В пределах ее северного крыла ордовикские кварциты сравнительно полого залегают местами на пермских, местами юрских мраморах, на юге по крутому взбросу граничат с юрскими известняками.

В южной части покровной зоны отложения Ванчского покрова отсутствуют; здесь срезаны также отложения Тузбельского покрова. Непосредственно выше

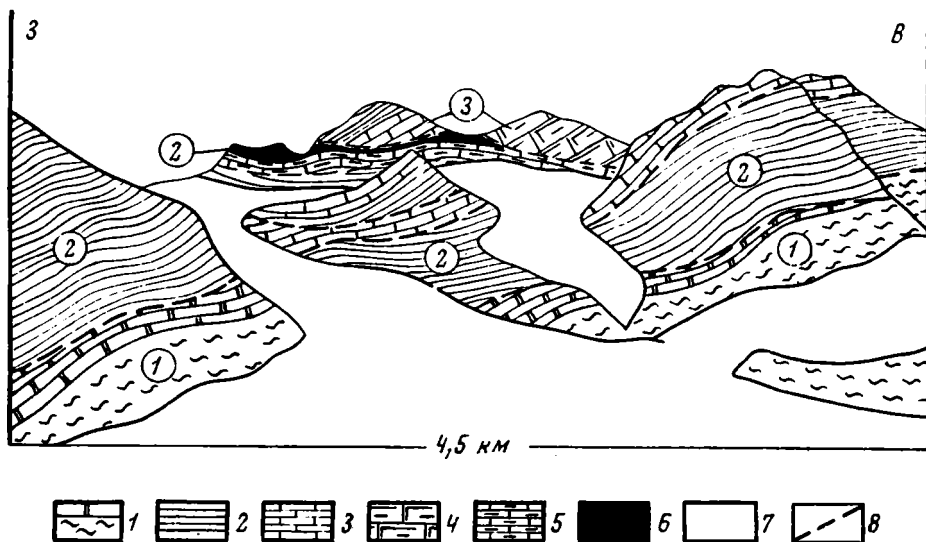
параавтохтонных образований залегают светло-серые известняки верхнего мела, зеленые и фиолетовые андезитовые лавобрекчии, конгломераты и туфы палеогена (Чабарангский покров).

Параавтохтон сложен черными глинистыми сланцами и песчаниками. Часто породы метаморфизованы (гранатовые сланцы, филлиты, хлорит-серицитовые сланцы, развиты процессы скаполитизации). Метаморфические образования непрерывной полосой протягиваются к востоку, в долину Танымаса, где степень метаморфизма заметно сокращается. Здесь песчано-сланцевая толща содержит многочисленные остатки верхнетриасовой – нижнеюрской флоры. На основании этого параавтохтонные породы долины Хаврез-Дары также отнесены к верхнему триасу – нижней юре. Выше триас-юрской песчаниково-сланцевой толщи залегают серые мраморизованные известняки, условно относимые к средней-верхней юре.

Аллохтонные образования Чабарангского покрова слагают единую мощную (1–1,2 км) пластину, под углом 35–40° погружающуюся к югу. Лишь местами на границе меловых и палеогеновых пород появляются не выдержанные по простиранию срывы. Слон залегают в целом согласно с наклоном ограничивающей пластину надвига, дополнительные дисгармоничные складки отсутствуют.

Массив пика Полосатик. Западнее массива Холодная Стенка покровные образования установлены на водоразделе ледника Грум-Гржимайло и р. Хабарвив-Хац (правый приток Гудары). Покровы протягиваются сюда из района правобережья Хаврез-Дары. Они слагают широтную структуру, которая состоит из двух различно построенных частей. Вдоль северного края аллохтонной зоны по крутому взбросу пермские известняки Ванчского покрова, граничащие с автохтонными метаморфическими образованиями ванчского комплекса, протягиваются непрерывной полосой от западного борта долины ледника Грум-Гржимайло до верховьев ледника Федченко. В западном направлении степень метаморфизма пермских известняков увеличивается. Мраморизованные темно-серые известняки постепенно переходят в крупнокристаллические минерализованные мраморы. По-видимому, к западу от ледника Федченко эти мраморы невозможно отличить от метаморфических пород язгулемской свиты (ванчский комплекс), вследствие чего они картируются вместе. Вдоль правого борта верховьев ледника Грум-Гржимайло (северный склон пика Полосатик) из-под пермских (?) мраморов, так же как и в массиве Холодная Стенка, обнажаются неметаморфизованные отложения юры, верхнего мела, палеогена. Западнее, в связи с поднятием шарнира покровной зоны, аллохтонные образования исчезают, и в районе пика Революции развиты лишь автохтонные и параавтохтонные породы.

Южная часть покровной зоны отделена от северной системой крутопадающих взбросов. В ее пределах развиты образования как Тузбельского, так и Чабарангского покровов. Как уже отмечалось, породы Тузбельского покрова отсутствуют в пределах массива Холодная Стенка. Они появляются лишь западнее, по-видимому, где-то в крайне труднодоступном районе пика Полосатик. Далее к западу отложения, слагающие этот покров, образуют скальный водораздельный гребень между верховьями р. Хабарвив-Хац и ледника Грум-Гржимайло. Здесь наблюдается следующая картина. Нижняя часть цирка ледника Хабарвив-Хац сложена гнейсами и мраморами, образовавшимися по отложениям сарезской свиты. Выше залегают несколько пластин, сложенных черными филлитами, расланцованными песчаниками верхнего триаса – средней юры, которые кое-где переходят вверх по разрезу в мраморизованные известняки и мергели средней – верхней юры. Триас-юрские породы с тектоническим контактом в основании перекрыты белыми известняками (мощность 100–120 м), содержащими обильные остатки пеллеципод верхнего мела. Местами эти из-



Фиг. 20. Тектонические покровы верхьев р. Хабаровив-Хаич

1 - гнейсы и мраморы сарезской свиты (Pcm-Pz₁?); 2 - песчаники и аргиллиты (T₃-J₂); 3 - мергели (J₂₋₃); 4 - известняки (J₃); 5 - известняки (Cg₂); 6 - андезиты (Pg); 7 - ледники; 8 - разломы.

Цифры на схеме: 1 - автохтон; 2 - параавтохтон; 3 - Тузбельский покров

известняки трансгрессивно перекрыты фиолетовыми андезитами палеогена (?). Отложения сарезской свиты, так же как и в более восточных районах, относятся к автохтону, а верхнего триаса, юры, мела и палеогена - к параавтохтону. Местами на триас-юрских, местами на мел-палеогеновых породах залегает горизонтальная пластина (мощность около 200 м), сложенная неметаморфизованными отложениями триаса и юры (фиг. 20). В ее пределах слои образуют пологую, обращенную к юго-западу перевернутую моноклираль. В основании здесь залегают мергели и глинистые известняки (J₂₋₃, остатки пелеципод), выше - аргиллиты (T₃-J₂, остатки флоры и пелеципод). Вдоль северного склона водораздела выше триасовых и юрских отложений залегают фиолетовые андезиты, лавобрекчии и конгломераты палеогена, относящиеся к Чабарангскому покрову.

Таким образом, на территории рассматриваемого района аллохтон состоит из трех тектонических покровов: Ванчского, Тузбельского и Чабарангского, каждый из которых распаивается на серию более мелких пластин. Формирование покровной структуры происходило сложно. Периоды шарьирования разделяют время дифференцированных вертикальных движений, вследствие чего отдельные участки ранних шарьяжей размывались, а последующие пластины налегали здесь на более глубокие структурные элементы. Так, например, параавтохтонные образования, а также палеозойские отложения Ванчского покрова отсутствуют в восточной части Гударинского массива. Параавтохтон появляется здесь лишь на западе, вдоль левого борта долины Танымаса.

Породы Ванчского покрова присутствуют в верховьях правых притоков Гудары. Именно в этом районе особенно широко развиты отложения Тузбельского покрова, достигающие максимальной мощности. Тузбельский покров размыт вдоль левого борта долины среднего течения Хаврез-Дары и появляется вновь лишь западнее, в верховьях р.Хабарвив-Хац. Шире распространены образования Чабарангского покрова, присутствующие почти повсеместно.

Тектонические покровы междуречья Бартанга и Язгулема (Язгулемский хребет)

В рассматриваемом районе сложная система тектонических пластин выполняет обширную структуру, выделяемую обычно под названием Язгулемского синклиория. Это наиболее крупный останец тектонических покровов. Он протягивается от долины Язгулем-Дары на востоке до Пянджа на западе на расстоянии более 70 км; его максимальная ширина достигает 25-30 км. Восточная центриклиналь синклиория расположена в пределах правобережья Язгулем-Дары, западная - правобережья Пянджа; южное крыло приурочено к правому борту долины Бартанга, северное - к левому борту долины Язгулема; ядро в целом совпадает с гребнем Язгулемского хребта.

Плоскость разрыва, отделяющего аллохтон от автохтона, непрерывно прослеживается в меридиональном направлении вдоль правобережья Язгулем-Дары, далее к западу вдоль правых притоков Бартанга (Рохац, Вадин-Ров, Чадут, Рансупоз, Биджраф-Дара, Разуч, Баджу-Дара, Сипондж, Багу-Дара, Рун-Дара). В пределах правобережья Пянджа она прослеживается к северу (верховья Вомар-Дары, Матравна, Зир-Дары), протягиваясь затем в восточном направлении вдоль левого борта Язгулема до устья Мазар-Дары. Плоскость этого разрыва обнажена здесь в долинах левых притоков Язгулема: Камоч-Дары, Зайчхова, Дарай-Вигук, Дарай-Бугуза, Убагна, Дарай-Кадахта. Восточнее она проходит вдоль левого борта Мазар-Дары, смыкаясь в районе массива Ляп-Назар с надвигом правобережья Язгулем-Дары. Таким образом, в плане разрыв образует вытянутый в субширотном направлении эллипс. Плоскость разрыва под углом 5-50° падает в сторону осевых частей Язгулемского хребта; лишь в друк-трук местах она наклонена круто (60-80°).

Структурное соотношение автохтона и аллохтона в Язгулемском хребте

Рассматривая геологическое строение водораздела Бартанга и Язгулема, в первую очередь следует остановиться на характеристике структурных взаимоотношений автохтона и покровов.

Восточное центриклинальное окончание Язгулемского синклиория (правый борт долины Язгулем-Дары). Автохтонные и параавтохтонные отложения широко распространены в долине Язгулем-Дары. Они образуют здесь несколько почти горизонтальных тектонических пластин. Снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

1. Плагиогнейсы бурые, зеленовато-серые до черных, биотит-роговообманковые, интенсивно скаполитизированные. Указанные породы возникли по песчано-сланцевой толще сарезской свиты. Они прорваны многочисленными дайками аплитов видимая 1000

2. Мраморы светло-серые, полосчатые, крупнокристаллические, также относимые к сарезской свите	50-80
3. Филлиты черные, с многочисленными прослоями рассланцованных песчаников и гравелитов, образуют опрокинутую к югу антиклиналь, в подвернутом крыле которой залегают перекристаллизованные известняки. В филлитах и песчаниках по правому борту долины Язгулем-Дары (при спуске к кишлаку Рошорв) были собраны остатки триас-юрской флоры. На этом основании терригенные толщи отнесены к верхнему триасу - средней юре, а подстилающие их известняки (перевернутое залегание) - условно к средней - верхней юре. Видимая мощность терригенных пород до 1 км, известняков 50-60 м.	
4. Известняки верхнего мела светло-серые, грубослоистые, слагающие пик Ляп-Назар	300-400
5. Андезиты, лавобрекчии, туфы и туфопесчаники палеогена (?)	300

Метаморфические породы сарезской свиты отнесены к автохтону, а отложения верхнего триаса, юры, верхнего мела и палеогена - к параавтохтону (Бартангская сорванная пластинка).

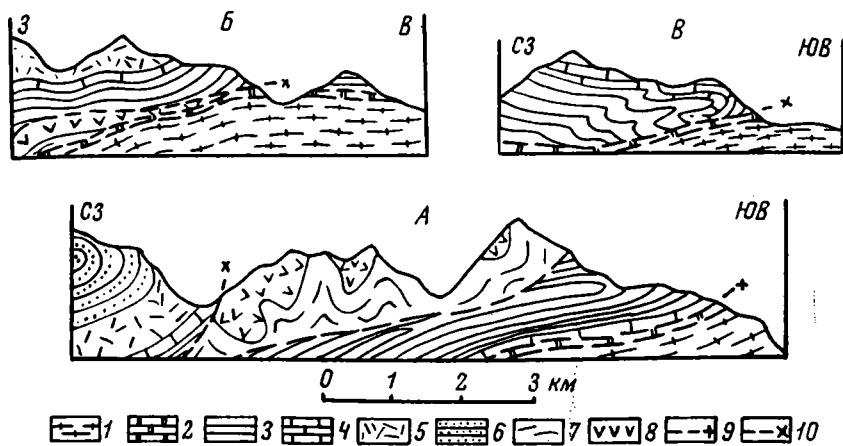
Аллохтон слагает водораздельный массив между Язгулем-Дарой и Рошт-Дарой (верховья Язгулема). Он образует единую мощную, погружающуюся к западу пластину. В верховьях Язгулем-Дары она залегают непосредственно на автохтоне, в среднем течении - на параавтохтоне.

Разрез аллохтона следующий:

	Мощность, м
1. Аргиллиты, алевролиты, песчаники черные, содержащие обильные остатки флоры (T ₃ -J ₂)	видимая 200
2. Мергели и глинистые известняки черные, присутствуют прослой бурых пелелиподовых (преимущественно устричных) разностей (J ₂ -J ₃)	100-150
3. Известняки серые, грубослойные (J ₃)	400-500
4. Песчаники, алевролиты и аргиллиты красные, ритмично чередующиеся (J ₃ -C ₁)	до 1000

Надвиг, отделяющий аллохтон от автохтона и параавтохтона, прослеживается с юга на север от правой составляющей р.Рохац до цирка ледника Ляп-Назар на расстояние 17-18 км. На юге, там где покров граничит с мощными массивными известняками и эффузивами мел-палеогеновых пород, плоскость разрыва круто (40-60°) падает на запад. По направлению к северу, по мере выклинивания мел-палеогеновых пород, углы наклона быстро выволаживаются, достигая 5-15°. Азимуты и углы падения слоев аллохтона в обоих случаях те же, что и у плоскости надвига (фиг.21).

Южное крыло Язгулемского синклиория (правобережье Бартанга). В долине Бартанга почти повсеместно от кишлака Савноб на востоке до устья Биджаф-Дары на западе обнажаются мощные (2-2,5 км), интенсивно дислоцированные отложения верхнего триаса, нижней и средней юры. Они представлены черными аргиллитами и песчаниками, содержащими обильные остатки флоры. Несогласно, местами со стратиграфическим, местами тектоническим контактом, выше залегают маломощные (5-100 м) светло-серые известняки верхнего мела, перекрытые мощными (до 500 м) фиолетовыми андезитами, лавобрекчиями, туфами, туфобрекчиями, туфогенными сланцами, конгломератами и песчаниками, условно относимыми к палеогену. Три-



Фиг. 21. Геологические профили через восточное окончание Язгулемского синклинория в районе массива Ляп-Назар (А) и правых языков Язгулемдаринского ледника (Б, В)

1, 2 - гнейсы и мраморы сарезской свиты (Pcm-Pz¹?); 3 - песчаники и аргиллиты (T₃-J₂); 4 - мергели (J₂₋₃); 5 - известняки (J₃); 6 - песчаники (J₃-C_{г1}); 7 - известняки (C_{г2}); 8 - андезиты (Pg); 9 - срыв, разделяющий автохтон и параавтохтон; 10 - надвиг, разделяющий параавтохтон и аллохтон

ас-юрские и мел-палеогеновые отложения относятся к параавтохтонным образованиям.

Обычно в 1-1,5 км выше уреза воды местами на песчано-сланцевой толще (T₃-J₂), чаще же на известняках и вулканогенных породах (C_{г2}-Pg) залегают покровные пластины. Плоскости разрывов, структурные соотношения параавтохтона и аллохтона четко видны по всем правым притокам Бартанга и могут быть прослежены на многие десятки километров.

Ниже дано описание некоторых характерных участков.

Бассейн р. Вадин-Ров. Бассейн нижнего и среднего течения Вадин-Рова сложен песчаниками и аргиллитами (T₃-J₂, остатки флоры), смятыми в небольшие сжатые складки. В 2-3 км северо-восточнее разветвления русла реки на правую и левую составляющие выше триас-юрских пород залегают светло-серые известняки верхнего мела (мощность 40-50 м), перекрытые в свою очередь фиолетовыми андезитами палеогена (мощность до 300 м). Мел-палеогеновые отложения прослежены почти непрерывно от водораздела Нишуза и Вадин-Рова на юго-запад вплоть до долины р. Чадут. Повсеместно они под углом 40-50° падают к северо-западу.

Отмеченные триас-юрские и мел-палеогеновые отложения слагают параавтохтон, выше которого залегают пакеты тектонических пластин. В первом приближении аллохтон состоит из следующих четырех структурных элементов (снизу вверх):

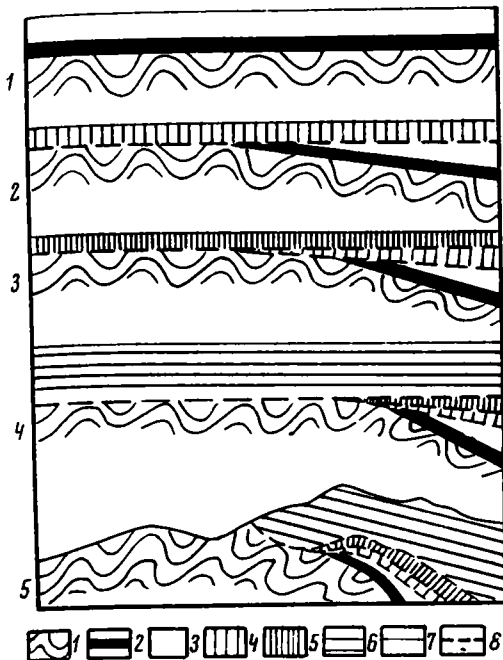
	Мощность, м
1. а) Песчаники и аргиллиты черные (T ₃ -J ₂ ?)	80
б) Мергели и глинистые известняки (J ₂₋₃ ?)	150
2. Аргиллиты и песчаники черные (T ₃ -J ₂ ?)	200-250

3. Известняки черные, с поверхности бурые или розовые, присутствуют прослои органично-детритовых разностей, содержащих обильные давленные остатки брахиопод (*Leiorhynchus* sp., *Cyrtospirifer* sp., *Schuchertella* sp.,), мшанок, криноидей и пелеципод, указывающих на средне-верхнедевонский возраст вмещающих пород 200-250
4. а) Мергели и глинистые известняки (J_{2-3}), содержащие остатки пелеципод и аммонитов 20
 б) Известняки серые, грубослоистые 500-600
 в) Песчаники, алевролиты и аргиллиты красные (J_3 - C_{T1}) свыше 1000

Из приведенного разреза видно, что пластины 1-3 относительно тонкие и не играют существенной роли в строении аллохтона; мощнейшая (около 2 км) пластина 4 слагает подавляющую его часть. Пластины 1 и 2 наклонены к северо-западу под углом 40-50°. Пластина 3 залегает положе: она погружается к северо-западу под углом 25-40, вследствие чего местами ложится непосредственно на автохтон. И, наконец, пластина 4 наклонена под углом 10-30°. Это привело к тому, что в долине правой составляющей Вадин-Рова юрские известняки пластины 4 залегают на мел-палеогеновых породах параавтохтона. По-видимому, перед наползанием основных покровных масс Язгулемского хребта здесь уже существовал тектонический рельеф. Дифференцированные вертикальные движения привели к тому, что местами покровы палеозойских пород были размыты. Действительно, постоянный рост Музкольского антиклинория привел к тому, что каждая нижняя тектоническая пластина залегает несколько круче соседней с ней верхней. Каждая верхняя пластина, надвигаясь к югу, перекрывала нижние и в конце концов параавтохтон, т.е. покровные массы сначала заполняли депрессионную зону современного Язгулемского хребта, затем надвигались и на активно воздымавшуюся зону антиклинория. Схема развития структуры зоны сочленения Музкольского антиклинория и Язгулемского синклинория показана на фиг. 22.

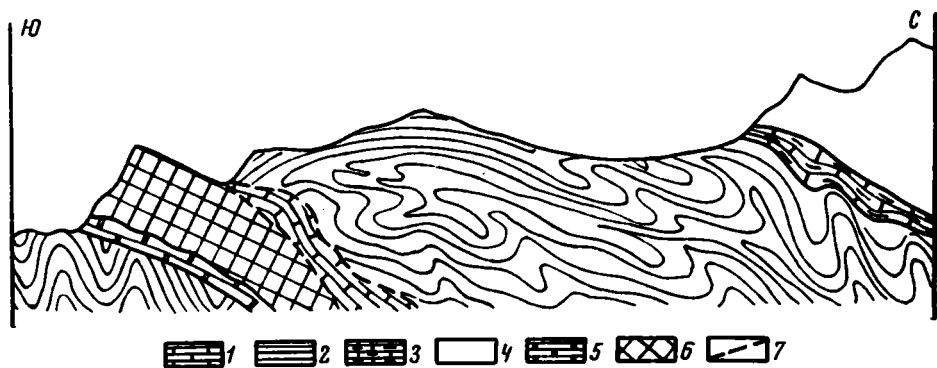
Бассейн р. Рансупоз. Район расположен в 10 км западнее бассейна р. Вадин-Ров. Структура здесь сходная, хотя и имеет некоторое отличие (фиг. 23). Как и в ранее рассмотренных случаях, долина нижнего и среднего течения р. Рансупоз сложена мощными, интенсивно перемятыми отложениями верхнего триаса - средней юры. Выше несогласно залегают (контакт иногда трансгрессивный, иногда тектонический) верхнемеловые известняки (мощность 10-15 м) и эффузивные породы палеогена (мощность 120 м). Мел-палеогеновые слои падают на север под углом 20-40°. С севера на них надвинуты аллохтонные образования, представленные следующими двумя пластинами. Непосредственно на параавтохтоне залегают серые и светло-серые окварцованные известняки. Породы брекчированы и перекристаллизованы. Беспорядочно расположенные глыбы известняков размером от 2-3 до 50 см сцементированы крупнокристаллическим кальцитом или кальцит-кварцевым агрегатом. Вверх по разрезу брекчия замещается перекристаллизованными плитчатыми известняками. Слои образуют систему причудливых мелких складок. Лишь кое-где в кровле пластин появляются относительно свежие разности. Это черные мергели, темно-серые плитчатые афанитовые известняки, содержащие прослои органично-обломочных крупнозернистых разностей. Порода содержит обильные давленные остатки брахиопод (*Cyrtospirifer calcoratus* Sow., *Productus* cf. *proclodus* Cas., *Pr.* cf. *sponigerus* Kindle., *Pr.* cf. *subaculeatus* Murch., *Camalotoechia baloniensis* d'Ort *Spirifer* cf. *coleuratus* Sow.; Бархатов, 1963), мшанок и пелеципод.

Мощность известняков достигает 200 м.



Фиг.22. Схема развития структуры зоны сочленения Музкольского антиклинория и Язгулемского синклинория

1-3 - параавтохтон: 1 - песчаники и аргиллиты (T_3-J_2), 2 - известняки (C_2), 3 - андезиты (Pg); 4-6 - аллохтон: 4 - песчаники и аргиллиты (T_3-J_2), 5 - мергели и известняки (D_3), 6 - песчаники и аргиллиты (T_3-J_2), мергели и известняки (J_2-3), песчаники (J_3-C_1); 7 - стратиграфический контакт; 8 - тектонический контакт



Фиг.23. Геологический профиль вдоль правого борта долины верхнего течения р.Рансупоз

1 - известняки (D_3); 2 - песчаники и аргиллиты (T_3-J_2); 3 - мергели (J_2-3); 4 - известняки (J_3); 5 - известняки (C_2); 6 - андезиты (Pg); 7 - разломы. Профиль соответствует линии XVII на фиг.2

Девонские известняки перекрыты мощной пластиной мезозойских пород. Снизу вверх здесь обнажаются:

	Мощность, м
1. Песчаники и аргиллиты (T_3-J_2)	видимая 300
2. Плитчатые мергели и глинистые известняки (J_2-3)	150-180
3. Известняки	500-600
4. Песчаники и аргиллиты (J_3-C_1)	до 1000

Разрез нормальный, все контакты стратиграфические. Слои залегают в целом согласно с наклоном пластины. Бросается в глаза лишь резкое несоответствие дислоцированности песчаников и аргиллитов (T_3-J_2), с одной стороны и юрской карбонатной толщи, с другой. Если карбонатные породы залегают полого (падение на север под углом $25-35^\circ$), образуя, по существу, лишенную осложняющих дислокаций моноклиналь, то триас-юрские терригенные отложения смяты в систему сложных лежащих дисгармоничных складок, осевые поверхности которых параллельны плоскости ограничивающего пластину надвига.

Девонские известняки надвинуты на параавтохтон по разрыву, плоскость которого падает на север под углом $40-45^\circ$. В виде непрерывной полосы они прорезаны от водораздела Чадута и Рансупоза на востоке до русла Бартанга (2-3 км восточнее кишлака Разуч) на западе. Верхняя пластина мезозойских пород залегают положе. Ее нижняя плоскость погружается на север под углом $20-35^\circ$. Вследствие этого местами она срезает породы нижней пластины, залегающей непосредственно на параавтохтоне.

Нижняя пластина бассейна Рансупоза соответствует пластине 3, а верхняя - пластине 4 бассейна р. Вадин-Ров. Пластины 1 и 2 (Вадин-Ров) здесь срезаны. Формирование структуры зоны сочленения Музкольского антиклинория и Язгулемского синклинория в общем виде было таким же, как и в более восточных районах (см. фиг. 22). Покровная масса надвигалась в условиях прогрессировавшего роста антиклинория, вследствие чего каждая верхняя пластина залегают положе, чем нижняя.

Бассейн нижнего течения р. Бартанг. Рассмотренные пластины из бассейна Рансупоза протягиваются на запад - юго-запад, в бассейн нижнего течения Бартанга. Здесь вдоль правого борта его долины палеозойские и мезозойские отложения, слагающие аллохтон, повсеместно залегают на эффузивах, песчаниках и мергелях палеогена. Девонские известняки срезаны в районе кишлака Разуч, вследствие чего непосредственно на параавтохтоне залегают триас-юрские отложения верхних пластин. Лишь в районе кишлака Бартанг палеозойские отложения появляются вновь. Это черные, зеленые, реже фиолетовые аргиллиты и песчаники козындыйской свиты (O_{2-3}), содержащие трилобиты: *Vimmanites pamiricus* Bal., *Pamirotechites nobilis pamiricus* Bal., *Ogygites pamiricus* Bal. Они образуют тонкий (60-70 м) тектонический клин, зажатый между палеогеновыми отложениями параавтохтона и триас-юрскими породами аллохтона. Этот клин расположен в зоне основного надвига и прослеживается по простиранию на расстояние 4 км. В структурном отношении он соответствует пластине девонских известняков долин Вадин-Рова и Рансупоза. По-видимому, и те и другие слагали единый покров, который в процессе надвигания несравненно более мощных мезозойских масс интенсивно раздавливался, а местами был уничтожен вообще.

Тектоническое налегание мезозойских пород на палеогеновые отчетливо наблюдается вдоль всего правого борта долины Бартанга. Плоскость разрывного нарушения, разделяющего параавтохтон и аллохтон, повсеместно падает к северу или северо-востоку. На участке от Биджаф-Дары до Баджу-Дары угол наклона равен $30-40^\circ$. Далее к западу он становится более крутым, достигая в районе кишлака Бартанг $50-70^\circ$. Западнее наклон плоскости надвига вновь уменьшается. От пика Багу до левого борта долины Вомар-Дары она падает к северу под углом $5-20^\circ$.

Следовательно, почти повсеместно вдоль правого борта долины Бартанга, к северу от осевых частей Музкольского антиклинория, выше триас-юрских и мел-палеогеновых параавтохтонных отложений залегают пакеты пластин палеозойских (преимущественно девонских, реже ордовикских), триасовых, юрских и нижнемеловых пород.

Вдоль левого борта долины Бартанга (южное крыло Музкольского антиклинория) структура иная. Как уже отмечалось, южное крыло Музкольского антиклинория осложнено более молодым, чем покров Язгулемского хребта, Русанским надвигом, по которому на отложения Центрального Памира надвинуты породы Юго-Восточного Памира. Покровные образования здесь срезаны - отложения Юго-Восточного Памира залегают на параавтохтоне (песчаники и аргиллиты верхнего триаса - средней юры). Лишь в одном месте (район кишлака Аджирх) сохранился останец аллохтона, зажатый в виде тектонического клина между параавтохтоном и отложениями Юго-Восточного Памира. Здесь нижняя часть долины Бартанга от уреза воды до относительной отметки 300-400 м сложена черными песчаниками и сланцами (T₃-J₂). Слои под углом 40-55° падают к югу, местами наблюдается мелкая, весьма сложная складчатость. С юга на них надвинута (плоскость надвига падает на юг под углом 50°) пестрая пачка известняков. Снизу вверх здесь обнажаются:

	Мощность, м
1. Известняки доломитизированные, серые, слоистые, детритовые	2-3
2. Конгломераты известняковые, серые; галька хорошо окатана, сцементирована красными органогенно-обломочными доломитами	0,8
3. Доломиты, красные, тонкодетритовые, содержат линзы красных алевролитов. Здесь же присутствуют участки, сложенные органогенно-обломочными известняками, переполненными остатками раковин <i>Ductioclustus uralicus</i> (Tschern.). Согласно заключению Т.Г. Сарычевой, указанные формы встречаются от среднего карбона до верхней перми. Однако особенно широко они распространены в нижней перми	7-9
4. Известняки, аналогичные встреченным в горизонте 1	7
5. Известняки темно-серые, афанитовые, реже криноидные или коралловые. Отсюда Э.Я. Левеном, а позднее автором были собраны обильные остатки девонских кораллов	4
6. Известняки серые, детритовые, конгломератовидные	13
7. Андезиты, лавобрекчии, туфы и туфобрекчии палеогена	около 80

Таким образом, тектоническая линза палеозойских пород состоит из двух частей: нижней - пермской и верхней - девонской. Протяженность линзы достигает приблизительно 1 км. Лишь в одном-двух местах породы представляют собой чередование ненарушенных слоев. Чаще же это месиво глыб размером от нескольких сантиметров до нескольких метров. Глыбы сцементированы тонкозернистым кварц-кальцитовым агрегатом. Кроме отмеченного крупного участка вдоль плоскости разрыва, отделяющего параавтохтонный комплекс триас-юры от палеогенового покрова, установлено несколько небольших линз перекристаллизованных известняков. Возможно, что они также представляют собой остатки палеозойских пластин.

Плоскость надвига наклонена здесь к югу под углом 45-50°, в целом согласно с падением слоев на южном крыле Музкольского антиклинория.

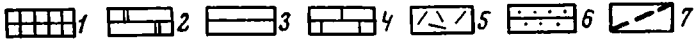
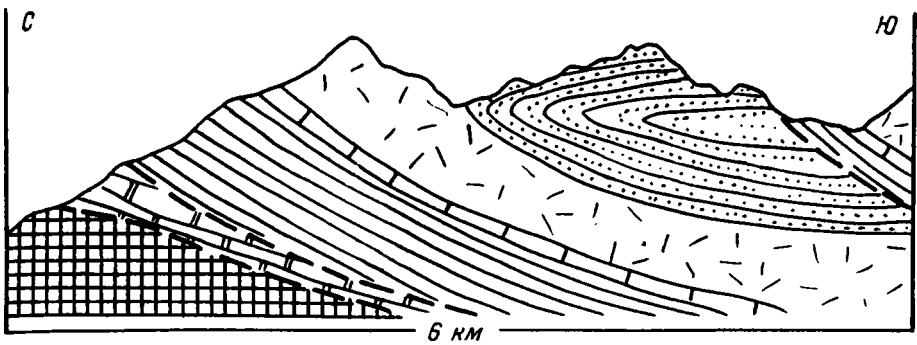
Западное центриклинальное окончание Язгулемского синклинория (правобережье Пянджа). В бассейнах Вомар-Дары (правый приток Пянджа), Матравна и Зир-Дары (левые притоки Язгулема) структурные соотношения иные. Мел-палеогеновые породы здесь отсутствуют. Параавтохтон представлен лишь триас-юрскими отложениями. На водоразделе Рун-Дары и Вомар-Дары они сравнительно слабо изменены. В основании разреза залегают толща черных ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов (T₃-J₂), выше которых появляются плитчатые известняки и мергели (J₂-J₃). Мезозойские отложения параавтохтона образуют серию сравнительно крупных линейных субмеридиональных складок, обычно опрокинутых

или наклоненных к запад - северо-западу. По левому борту долины левого верхнего притока Вомар-Дары (водораздел Шишарб-Дары и Вомар-Дары) видно, как из-под триас-юрских песчаников и сланцев появляются сложно дислоцированные отложения ванчского комплекса, прослеживающиеся далее к северо-западу, в район перевала Одуды и в бассейны Матравна и Зир-Дары. Это собственно автохтонные образования, слагающие здесь поперечное Одудинское поднятие. Выше (см. фиг. 4) рассматривалась структура автохтона в этом районе. Поэтому здесь только отметим, что автохтон и параавтохтон представляют собой совершенно различные элементы, для каждого из которых характерен собственный стиль структуры. В автохтоне развиты крупные брахиформные лежачие складки (в том числе и складки течения). Параавтохтонные слои смяты в серию линейных крутых подобных складок продольного изгиба. Аллохтонные массы, представленные мезозойскими отложениями и пространственно приуроченные к наиболее высоким пикам западного окончания Язгулемского хребта, залегают на юго-востоке района на параавтохтонных триас-юрских, на северо-западе - автохтонных докембрийско-нижнепалеозойских породах. В основании покрова здесь расположен тонкий, по-видимому, сильно "стертый" в процессе перемещения горизонт черных песчаников и сланцев (T_3-J_2), выше следуют мергели (J_{2-3}), известняки (J_3), красные песчаники и аргиллиты (J_3-C_{T1}).

В верховьях Вомар-Дары покровные соотношения четко устанавливаются по налеганию песчаников и сланцев (T_3-J_2) аллохтона на параавтохтонные известняки (J_{2-3}), а также по резко несогласному налеганию шарьированных масс на различные структурные элементы автохтона. По левому борту долины Зир-Дары покровные соотношения также ясны. Здесь выше серых метаморфизованных, прорванных мел-палеогеновыми гранитами пород ванчского комплекса (автохтон), образующих сложную систему изоклиналильных складок, с мощной (до 15 м) брекчией в основании расположена аллохтонная толща (до 600-700 м) черных песчаников и аргиллитов (J_{2-3}).

В пределах рассматриваемого района плоскость надвига, ограничивающего покров, залегают очень полого. В верховьях Вомар-Дары она под углом $15-20^\circ$ падает к северу. На водоразделе Вомар-Дары и Зир-Дары широтное простирание разрыва изменяется на меридиональное. Здесь, а также вдоль левого борта долины Зир-Дары его плоскость наклонена к востоку под углом $5-10^\circ$. На водоразделе Зир-Дары и Тарзол-Дары меридиональное простирание сменяется северо-восточным, а плоскость надвига падает на юго-восток под углом сначала 30° , а затем $50-60^\circ$. Таким образом, плоскость надвига смята; она образует плоскую, несколько наклоненную к югу синклиналь.

Северное крыло Язгулемского синклинория (левобережье р. Язгулем). Бассейны рек Камоч-Дары и Зайчхов. В нижнем течении рек Камоч-Дары и Зайчхов развиты гнейсы и мраморы барнаваджской и язгулемской свит. Широко распространены вытянутые согласно с общим простиранием структуры, небольшие тела палеогеновых габбро, диоритов и гранитов. Слои образуют серию сжатых, часто изоклиналильных, прямых или наклоненных к северо-западу складок, осложненных многочисленными продольными крутыми взбросами. В среднем течении Камоч-Дары и Зайчхова на метаморфические породы с юго-востока надвинуты слоистые глинистые темно-серые известняки и мергели верхнего девона. Слои падают к юго-востоку под углом $50-70^\circ$, в целом согласно с наклоном плоскости разрыва. Девонские отложения слагают узкую (1-1,2 км) тектоническую чешую, которая протягивается от верховьев Тарзол-Дары до правой составляющей Зайчхова на расстояние 18-20 км. Непосредственно выше девонских известняков залегают толща черных сланцев (T_3-J_2), которые вверх по разрезу переходят в мергели, слоистые известняки (J_{2-3}), массивные известняки (J_3), песча-



Фиг.24. Геологический профиль через нижнюю пластину Язгулемского покрова. Правый борт долины р.Дарай-Вигук

1 - ванчский комплекс (РСм-Р₂₁); 2 - мраморы (0); 3 - песчаники и аргиллиты (Т₃-J₂); 4 - мергели (J₂-3); 5 - известняки (J₃); 6 - песчаники (J₃-С_{Г1}); 7 - разломы

ники, алевролиты и аргиллиты (J₃-С_{Г1}). Породы почти не метаморфизованы. Плоскость разрыва, разделяющего девонские и мезозойские породы, наклонена к юго-востоку в бассейне Камоч-Дары под углом 50-70°, Зайчхова - 45-50°.

Бассейн р.Дарай-Вигук. Девонские слои здесь срезаны, и непосредственно выше метаморфических образований на водоразделе р.Зайчхов и расположенной восточнее р.Дарай-Вигук залегают мезозойские отложения. Плоскость основного надвига продолжает выполаживаться. Если на водоразделе Зайчхова и Дарай-Вигука она падает к юго-востоку под углом до 50°, то по правому борту долины Дарай-Вигука - под углом 15-30°. Вместо единой мощной массы мы наблюдаем здесь по крайней мере три более тонкие пластины, полого погружающиеся в сторону водораздельного гребня Язгулемского хребта.

Начиная с правобережья Дарай-Вигука на контакте метаморфической зоны и полосы мезозойских осадочных толщ появляется сначала сравнительно тонкая (50-100 м), затем все более мощная (до 300-400 м) пластина ордовикских отложений (фиг.24). Здесь развиты серые до белых мраморизованные известняки и мраморы, зеленые и фиолетовые глинистые сланцы, кварцитовидные песчаники, содержащие остатки трилобитов среднего ордовика. Пластина ордовикских пород полого, под углом 15-30°, наклонена к юго-востоку.

Таким образом, восточнее долины Дарай-Вигука выше автохтонных метаморфических серий залегают сначала пластина ордовикских пород, а затем система чешуй, сложенных породами язгулемского мезозоя.

Бассейны рек Дарай-Бугуз, Убаги и Мазар-Дары. В этом расположенном восточнее районе структура сходная. Ордовикские породы образуют субширотные изоклинальные крутые складки, осложненные многочисленными вбросами. Зеркало складчатости под углом 40-60° погружается к юго-востоку, под пластины язгулемского мезозоя.

Выше отложений ордовика с тектоническим контактом в основании залегает мощная мезозойская толща. Плоскость надвига, ограничивающего мезозой-

скую пластину снизу, падает к юго-востоку под различными углами. Обычно в северо-западной части склона долины (ближе к руслу Язгулема) она круто (под углом $50-70^{\circ}$) наклонена к юго-востоку. Далее (ближе к гребню Язгулемского хребта) надвиг выполаживается, достигая наклона $20-30^{\circ}$. Слои мезозоя залегают в целом согласно с ним.

На основании изложенного материала можно сделать вывод, что водораздел Язгулемского хребта образован дислоцированной аллохтонной массой. Тектонические пластины были надвинуты на различные структурные элементы. На юге они залегают на мел-палеогеновой толще (верхний горизонт параавтохтона). Средней, наиболее прогнутой частью покровы перекрывают более или менее метаморфизованные отложения триаса и юры (нижний горизонт параавтохтона). На севере они ложатся на породы ванчского комплекса (автохтон).

Внутренняя структура аллохтона

Аллохтон состоит из двух пакетов пластин: нижнего, представленного отложениями ордовика, девона и перми, и верхнего, образованного породами верхнего триаса, юры, мела, реже палеогена. Нижние пластины в структурном отношении соответствуют Ванчскому, верхние — Тузбельскому и Чабарангскому покровам бассейнов Танымаса и Гудары.

Оба пакета выполняют обширную симметричную структуру (Язгулемский покровный синклиорий) с относительно крутыми узкими крыльями и широким плоским дном (внутренние дислокации в данном случае не учитываются, а морфология синклиория определяется по изгибу подошвы аллохтона). Следует отметить, что надвиг, по которому покровные массы налегают на породы долины Бартанга, обычно выделялся под названием Бартангского и рассматривался как краевой (глубинный) разлом, заложившийся в позднем палеозое на стыке Язгулемской и Сарезско-Пшартской структурно-фациальных подзон (Бархатов, 1963). Аналогично рассматривался и Язгулемский надвиг, ограничивающий Язгулемский синклиорий на северо-западе. Предполагалось, что в альпийское время отложения, выполнявшие Язгулемский синклиорий, в результате интенсивного тангенциального сжатия были выдавлены относительно ограничивающих его с юга и севера антиклинорий. Проведенные исследования показали, однако, что оба надвига являются единым нарушением, ограничивающим снизу покровные массы Язгулемского хребта. И Бартангский и Язгулемский надвиги представляют собой выход на поверхность плоскости единого разлома. Об этом говорит их выполаживание по направлению от крыльев к ядру синклиория, наиболее отчетливо наблюдаемое в пределах центриклинальных его окончаний. Здесь непосредственно в поле устанавливается смыкание Бартангского и Язгулемского надвигов под покровной массой Язгулемского хребта.

Ванчский покров. Ванчский покров образован палеозойскими породами (преимущественно ордовикскими и девонскими). В современной структуре Язгулемского хребта палеозойские отложения имеют сравнительно неширокое распространение, обнажаясь в виде маломощных чешуй между автохтонными образованиями и мощными пластинами, сложенными мезозойскими породами. По существу, это система вытянутых тектонических линз, приуроченных к зоне основного надвига. В долине р. Бартанг с востока на запад выделяются три такие линзы. Первая протягивается от р. Рохап до р. Вадин-Ров на расстоянии 10 км. Она представлена девонскими известняками. Вторая линза (длина 15 км) аналогичных пород прослежена от бассейна р. Рансупоз до кишлака Разуч.

Третья, сложенная песчаниками и глинистыми сланцами козындынской свиты (O_{2-3}), расположена над кишлаком Бартанг и протягивается всего лишь на расстояние 3 км. Общим для всех перечисленных пластин является в целом согласное положение слоистости слагающих пород с ограничивающими разрывами.

В долине р. Язгулем картина сходная. Различие заключается лишь в том, что здесь шире развиты отложения ордовика. На востоке, в верхнем течении Язгулема, ордовикские отложения слагают пластину, которая прослеживается от долины р. Дарай-Бугуз до р. Дарай-Вигук. К западу отмеченная пластина ордовикских пород срезана. Вторая тектоническая пластина палеозойских пород (девонские известняки и мергели) длиной в 13 км расположена в бассейнах Зайчхова и Камоч-Дары. Она также приурочена к стыку метаморфических автохтонных пород и мощных мезозойских толщ Язгулемского покрова. Как и в долине Бартанга, здесь наклон плоскости надвига, ограничивающего покров, в целом совпадает с углами падения слоистости слагающих его палеозойских отложений.

Породы Ванчского покрова присутствуют лишь в пределах крыльев Язгулемского синклиория; в то же время их нет в его осевой части. Уже говорилось, что часто плоскость надвига, отделяющего Язгулемский покров от Ванчского, наклонена положе, чем плоскость раздела Ванчского покрова и автохтона. Отмечалось также, что надвигание Язгулемского покрова происходило после периода дифференцированных вертикальных движений, которые привели к образованию приподнятых зон, где имел место размыв палеозойских отложений. Мезозойские толщи Язгулемского покрова перекрыли затем и приподнятые, и сравнительно погруженные участки. По-видимому, частично в результате размыва, частично в результате "перетиранья" палеозойских пластин более мощными мезозойскими первыми сохранились лишь в виде изолированных, сравнительно небольших нащепков, погруженных под огромными массами Язгулемского покрова. Палеозойские породы, как правило, интенсивно брекчированы, раздавлены, рассланцованы, а известняки мраморизованы. Лишь иногда они сохраняют свой первоначальный облик.

В настоящее время трудно говорить о внутренней структуре покровных пластин. Там, где они достигают существенной мощности, слои залегают сравнительно спокойно, в целом согласно с плоскостями разрывов. Лишь местами породы образуют небольшие, иногда морфологически сложные складки, дистармоничные по отношению к положению пластины в целом.

Язгулемский покров. Мощные мезозойские толщи слагают Язгулемский покров, образующий основную часть Язгулемского синклиория. Разрез этого синклиория отличается от разреза автохтонных мезозойско-кайнозойских отложений бассейна Бартанга. Верхнетриасовые, нижне- и среднеюрские слои распространены здесь сравнительно нешироко, обнажаясь в виде обширных полей лишь вдоль северного борта синклиория. В то же время в Язгулемском хребте почти повсеместно развиты мощные отложения карбонатной юры (мергели - J_{2-3} , массивные известняки - J_3), а также красноцветные терригенные породы (J_3-Cr_1). Следует отметить, что в автохтоне юрские известняки, представленные своими нижними горизонтами, развиты локально, а нижнемеловые отсутствуют вообще. Выше юрских и нижнемеловых слоев аллохтона несогласно залегает мощная (500-800 м) толща известняков ($Cr_2 - Pg$). Лишь кое-где стратиграфически выше их появляются эффузивные и вулканогенно-осадочные породы (Pg). Наоборот, в автохтоне развиты мало-мощные (10-20 м) отложения верхнего мела, палеогеновые же образования достигают огромной (до 2 км) мощности и развиты очень широко.

При первых же рекогносцировочных маршрутах становится ясным, что по

внутреннему строению Язгулемский покров резко отличается от Тузбельского и Чабарангского. Уже говорилось, что в бассейнах Гудары и Танымаса последние представляют собой либо единые мощные пластины, для которых, за некоторым исключением, характерно пологое залегание слоев, либо серию надвинутых одна на другую чешуй, внутренняя структура которых также проста. Возникновение таких чешуй было обусловлено появлением продольных сколов, смыкающихся в основании пластины с базальным надвигом. Кроме того, для покровов Гудары и Танымаса характерны процессы тектонического расслаивания. Действительно, само обособление Тузбельской и Чабарангской серий пластин определялось срывом верхнемеловых и палеогеновых отложений с триас-юрских.

Иная картина наблюдается в Язгулемском хребте, где аллохтон представляет собой менее раздробленную и более сложно дислоцированную массу. Здесь гораздо шире развиты изоклинальные нарушения, которые по амплитуде, мощности и протяженности несравнимы с относительно редкими дисгармоничными складками типа взбросов и надвигов, осложняющих подвернутые крылья складок, но такие разрывы, безусловно, не столь многочисленны, как на территории более восточных районов, а главное, они не расчленяют складки на отдельные чешуи.

В пределах Язгулемского покрова выделяются три тектонические пластины, сложенные одними и теми же отложениями. По крайней мере две из них обладают сходной внутренней структурой.

Нижняя пластина протягивается на расстояние 20 км вдоль северо-западного края Язгулемского синклиория (бассейны среднего течения рек Дарай-Вигук, Дарай-Бугуз и Убаги). Под углом $25-30^\circ$ она погружается на юго-юго-восток. Почти повсеместно мы видим моноклинальное залегание слоев, в целом согласное с наклоном плоскости надвига, ограничивающего ее снизу. В основании пластины залегает песчано-сланцевая толща (T_3-J_2 , видимая мощность до 500 м), выше идут плитчатые мергели (J_{2-3} , мощность 200 м), грубослойные известняки (J_3 , мощность 600 м), ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты (J_3-C_1 , видимая мощность 150-200 м). Лишь в одном месте (водораздел Дарай-Вигука и Дарай-Бугуза) расположен замок крупной, лежащей, сплюснутой, вплоть до изоклинальной, синклинали (см. фиг. 24). По-видимому, указанная складка ныряет к югу. Ее всяческое крыло размыто (возможно, срезано верхними пластинами). Вследствие этого, за исключением рассмотренного случая, мы видим лишь ее нижнее крыло.

Наибольший интерес представляет средняя пластина, образующая почти весь водораздел Язгулема и Бартанга. Огромная мощность (около 5 км), хорошая вертикальная обнаженность, разнообразие складчатых и разрывных структурных форм делают ее хорошим объектом для изучения дислокаций, возникающих при шарьяжных перемещениях.

Средняя пластина Язгулемского покрова протягивается от верховьев рек Зир-Дары и Матрави на западе до бережья Язгулем-Дары на востоке на расстояние 75-80 км. Ее максимальная ширина достигает 28-30 км. В бассейне Бартанга пластина залегает на автохтонных и параавтохтонных образованиях, а также палеозойских породах Ванчского покрова, в осевой части Язгулемского хребта - на автохтонных и параавтохтонных толщах, в бассейне Язгулема - на автохтоне (ванчский комплекс), породах Ванчского и нижней пластины Язгулемского покровов. Подошва рассматриваемого аллохтонного элемента в целом образует пологую синклираль. Ее внутренняя структура сложна и своеобразна. Покровные массы смяты в систему линейных складок. Преобладают опрокинутые к юго-востоку, часто лежащие изоклинальные или сплюснутые нарушения, осложненные многочисленными складками более высоких порядков. Присутствуют дислокации почти исключительно

но северо-восточного простирания, видимая протяженность которых колеблется от нескольких до 40–50 км, ширина редко превышает 3–4 км. Амплитуда, особенно лежащих складок, иногда достигает 10–12 км, в то время как мощность слагающих их слоев равна 2–3 км. Разрывные нарушения имеют сравнительно неширокое распространение; они, как правило, не выдержаны по простиранию и невелики по амплитуде. Преобладают крутопадающие надвиги и взбросы, ориентированные согласно с простиранием осей складчатых нарушений.

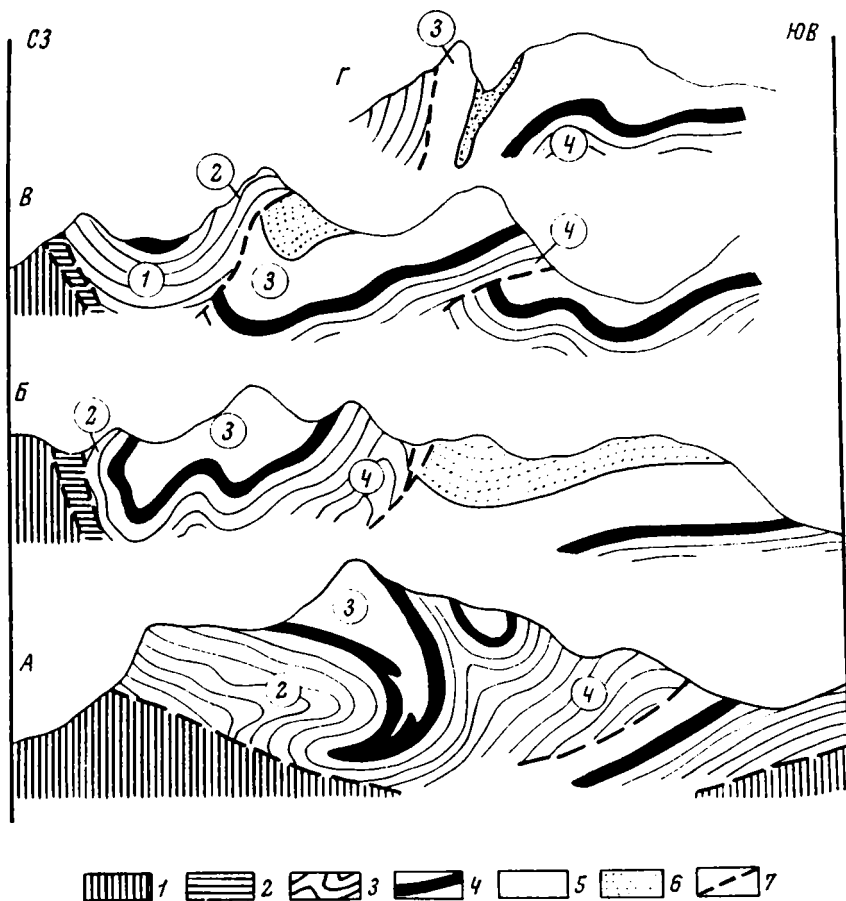
В пределах средней пластины установлено по крайней мере девять складок (см. фиг. 2): 1 – Зайчская синклиналь, 2 – Ужомская антиклиналь, 3 – Хуздорская синклиналь, 4 – Камочдаринская антиклиналь, 5 – Вудорская синклиналь, 6 – Баджударинская антиклиналь и 7 – осложняющая ее крупная Убаганская антиклиналь, 8 – Торвархская синклиналь, 9 – Рансупозская антиклиналь.

Вдоль северо-западного края пластины протягивается Зайчская синклиналь, пространственно приуроченная к верховьям р. Зайчов. При видимой длине 16 км максимальная ширина складки достигает 6–7 км. Ее крылья сложены песчаниками и аргиллитами (T_3-J_2), ядро – мергелями (J_{2-3}) и известняками (J_3). Шарнир синклинали полого погружается к северо-востоку, вследствие чего в верховьях р. Дарай-Вигук в ее ядре появляются песчаники (J_3-Cr_1). Форма Зайчской синклинали по простиранию изменяется незначительно. Это почти симметричная, открытая, прямая либо слабо наклоненная к юго-востоку плоская структура (фиг. 25, В); в пределах северо-западного крыла слои падают под углом 50° , юго-восточного – $35-50^\circ$.

К юго-востоку Зайчская синклиналь сменяется Ужомской антиклиналью, представляющей собой линейную складку, протягивающуюся от верховьев Зир-Дары на юго-западе до верховьев Дарай-Вигука на северо-востоке. Длина ее свыше 30 км, ширина не превышает 3 км. Ядро Ужомской антиклинали образовано триас-юрскими сланцами, крылья – мергелями и известняками юры. Отличительной особенностью рассматриваемой структуры является резкое изменение ее формы по простиранию. На юго-западе (водораздел Зир-Дары и Камоч-Дары) это ныряющее к юго-востоку, сплюснутое нарушение (фиг. 25, А) с плавным перегибом слоев в замке. Характерно, что вниз по склону антиклиналь постепенно затухает. Четко выраженная в верхних горизонтах, она исчезает в нижних. Возможно, что верхняя часть песчано-сланцевой толщи (T_3-J_2) была сорвана с нижней и дислоцировалась независимо.

Северо-восточнее (водораздел Камоч-Дары и Зайчхова) это прямая, открытая структура с плавным изгибом слоев в замке, углы наклона в пределах крыльев которой не превышают $45-50^\circ$.

Еще северо-восточнее (верховья Зайчхова) прямая складка постепенно переходит сначала в наклонную, затем опрокинутую к юго-востоку. Здесь замок антиклинали по взбросу, плоскость которого падает к северо-западу под углом $60-80^\circ$, выдавлен относительно подвернутого крыла: триас-юрские сланцы приведены в соприкосновение сначала с мергелями (J_{2-3}), а затем с известняками (J_3). На водоразделе левой и правой составляющих Зайчхова сброс быстро выполаживается, образуя характерный козырек. Песчаники и аргиллиты (T_3-J_2) перекрываются в этом случае сначала юрские известняки, а затем и песчаники (J_3-Cr_1). Амплитуда перекрытия не превышает 1,5 км. Рассматриваемая структура первоначально возникла в результате концентрического изгиба слоев. Невозможность сохранения концентричности в нижних горизонтах замка привела к образованию скола, по которому ядро складки выжималось кверху относительно подвернутого крыла. В начальную стадию формирования продольного разрыва в нижней части ядра возник крутой взброс, не достигший, однако, верхних горизонтов отложений, слагающих антиклиналь. Действительно, такие разрывы наблюдаются в верховьях Зайчхова, там, где сплюс-



Фиг.25. Геологические профили через северо-западную часть средней пластины Язгулемского покрова

1 - метаморфические породы ванчского комплекса (Р₃п-Р₃л); 2 - известняки (Г₃); 3 - песчаники и аргиллиты (Г₃-J₃); 4 - мергели (J₂-J₃); 5 - известняки (J₃); 6 - песчаники (J₃-С₁); 7 - разломы.

Цифры на профилях: 1 - Зайчская синклиналь; 2 - Ужомская антиклиналь; 3 - Хуздорская синклиналь; 4 - Камочдаринская антиклиналь. Профили А, Б, В, Г соответствуют линиям V, VI, VII, VIII на фиг.2

путь структуры увеличивается. В дальнейшем, в условиях прогрессирующего сжатия взброс полностью рассек ее, а отложения внешнего крыла в конечном счете напозли на породы лежащего (образование отмеченного выше козырька).

Далее следует Хуздорская синклиналь - одна из наиболее крупных и сложно построенных структур Язгулемского хребта. Она протягивается в северо-восточном направлении от верховьев Зир-Дары до долины Дарай-Вигука на расстояние 35-37 км. Ширина ее до 4 км. Ядро синклинали выполнено юрскими карбонатными породами. Лишь на водоразделе Хуздор-Дары и Зайчхова здесь появляются песчаники верхней юры - нижнего мела. Крылья складки образованы песчаниками и аргиллитами (Г₃-J₃). Форма

Хуздорской синклинали изменяется по простиранию. На юго-западе (водораздел Зир-Дары и Камоч-Дары) она состоит из двух частей: северо-западной и юго-восточной, разделенных узким антиклинальным перегибом (см. фиг. 25, А). Северо-западная часть представляет собой структуру, основной отличительной особенностью которой является дугообразный, обращенный к юго-востоку изгиб ее осевой поверхности. Действительно, в нижней части синклинали слои в пределах обоих крыльев под углом 30-50° падают к северо-западу (синклиналь опрокинута к юго-востоку), в средней стоят вертикально (прямое нарушение), в верхней (район высоты 5060 м) слои наклонены к юго-востоку сначала под углом 60°, а затем и более полого (опрокинутое к северо-западу нарушение). В нижней и средней частях Хуздорская синклиналь представляет собой сплюснутую килевидную складку, в ядре которой грубослоистые известняки верхней юры отсутствуют. В верхней части синклиналь резко расширяется, приобретая более открытую форму. Здесь в ее ядре появляются верхнеюрские породы. Относительно часто в замке можно наблюдать нагнетание избыточных масс, образующих характерные раздувы, которые отличаются хаотическим нагромождением мелких сложных дислокаций. По-видимому, верхнеюрские известняки были выдавлены из ядра нижней части складки в верхнюю.

По направлению к северо-востоку картина изменяется. На водоразделе Камоч-Дары и Зайчова Хуздорская синклиналь становится широкой, открытой структурой (см. фиг. 25, Б и В), наклоненной к юго-востоку. Шарнир ее несколько погружается, вследствие чего в ядре появляются красноцветные песчаники и аргиллиты (J_3-S_{T1}). Здесь на плоскостях различных по составу прослоев верхней юры - нижнего мела часто наблюдается послойное скалывание. Развита межпластовая кливаж. Более жесткие песчаные и алевролитовые пласты разбиты крутыми поперечными трещинами. Наоборот, в аргиллитовых горизонтах развиты многочисленные сколы, близкие к послойным (наклонены к слоистости под углом 10-20°).

В верховьях правой составляющей Зайчова складка вновь сплющивается. Она приобретает форму прямой, реже несколько опрокинутой к юго-востоку изоклинальной структуры (см. фиг. 25, Г). Характерно, что именно здесь красноцветные песчаники и аргиллиты (J_3-S_{T1}) начинают выжиматься из ее ядра. Сначала они интенсивно перемяты: появляется хаотическое нагромождение морфологически сложных, мелких (шириной не более нескольких десятков метров) складок. В районе пика 5133 м юрско-меловые песчаники и аргиллиты настолько сильно раздавлены, что приобретают форму узкой вертикальной полосы, зажатой между массивными мощными известняками верхней юры. При этом терригенные породы обычно рассланцованы и смешены (сорваны) относительно юрских известняков. Северо-восточнее указанного пика терригенные отложения совершенно выжаты из ядра Хуздорской синклинали.

Изменение рассматриваемой складки по простиранию объясняется следующим образом. По-видимому, первоначально синклиналь представляла собой концентрическое, широкое, линейное нарушение, которое возникло в результате параллельного изгиба верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых слоев. Характерно, что в районе, где Хуздорская синклиналь имеет такое строение, сопряженная с ней Ужомская антиклиналь также является сравнительно просто построенной структурой. В дальнейшем, в связи с появлением дополнительного срыва, в пределах Ужомской антиклинали образовалась осложняющая лежащая складка, которая, разрастаясь, вдавливалась в Хуздорскую синклиналь, расплющивая ее. При этом осевая плоскость синклинали изгибалась, повторяя в первом приближении форму замка антиклинали (в разрезе синклиналь как бы облекала антиклиналь). Там, где первоначальная форма Хуздорской синклинали сохраняется, ее амплитуда невелика, однако стратиграфический диапазон отложений, слагающих складку, шире (обычно присутствуют целиком верхне-

юрские известняки, а также юрско-меловые песчаники и аргиллиты). Там же, где структура дополнительно сжата (изоклинальность), амплитуда значительно больше, но верхние стратиграфические горизонты, приуроченные к ее ядру, здесь отсутствуют.

Камочдаринская антиклиналь протягивается от верховьев левой составляющей Камоч-Дары на северо-восток до северных отрогов массива Вудор. При длине около 30 км ее максимальная ширина достигает 2-3 км. Ядро антиклинали сложено песчано-сланцевыми отложениями (T_3-J_2), крылья - мергелями и известняками (J_2-3). Морфологически рассматриваемая складка сходна с Ужомской антиклиналью. Это лишенное нарушения со слабо погружающимся к северо-востоку шарниром.

Таким образом, в пределах северо-западной части средней пластины Язгулемского покрова преимущественно развиты наклонные или опрокинутые, реже прямые, открытые, линейные складки. Местами они отчетливо сохранились в первоначальном виде, местами в дальнейшем были переработаны.

Юго-восточнее расположена система более сложных и крупных дислокаций. В юго-восточной части Язгулемского синклиория (водораздел рек Рум-Дары и Багу, с одной стороны, и р. Камоч-Дары, с другой) толща мезозойских осадков в целом залегает полого. Она образует широкую моноклинали, в пределах которой слои под углом $10-40^\circ$ погружаются к северо-западу. В основном здесь развиты широкие плоские изометричные структуры небольшой амплитуды. Вследствие этого на обширных территориях обнажаются породы определенных, сравнительно маломощных горизонтов. Лишь иногда на фоне простых, изометричных нарушений появляются мелкие дисгармоничные складки. Водораздельный гребень Язгулема и Бартанга в верховьях Камоч-Дары и Ванау-Дары сложен почти исключительно карбонатными породами средней и верхней юры, которые в виде непрерывной полосы протягиваются от долины р. Сэйгехар до кишлака Бартанг. На водоразделе Ванау-Дары и Камоч-Дары выше их согласно залегают песчаники и аргиллиты (J_2-C_1). В западной части водораздельного гребня слои падают к северу под углом $10-30^\circ$, в восточной - под углом до 50° . В районе кишлака Бартанг (хр. Сипонсхуф) из-под карбонатных пород (J_2-3) появляются песчаники и аргиллиты (T_3-J_2), образующие замок сдвинутой, резко опрокинутой к юго-востоку, близкой к лежащей Рансупозской антиклинали. Местами сохраняется ее подвернутое крыло. Здесь под терригенными отложениями (T_3-J_2) залегают мергели и известняки (J_2-3). В большинстве же случаев, по-видимому, в результате механического истирания оно уничтожено. Лишь кое-где на стыке параавтохтонных пород палеогена и аллохтонных - карбонатной юры здесь залегают тонкие (не более 70-100 м) тектонические линзы песчаников и сланцев (T_3-J_2).

Очевидно, эта же структура появляется и восточнее (бассейн р. Рансупоз). Здесь терригенные отложения (T_3-J_2) слагают сравнительно большое поле. По левому борту долины реки (см. фиг. 23) выше девонских пород Ванчского покрова расположено ядро крупной (видимая амплитуда свыше 4 км) лежащей антиклинали. Подвернутое крыло сложено сланцами (T_3-J_2), всiachее - сланцами (T_3-J_2), мергелями и плитчатыми известняками (J_2-3), грубослоистыми известняками (J_3). Рассмотренное нарушение осложнено многочисленными, часто дисгармоничными складками второго порядка. Это круто падающие к югу, относительно небольшие структуры. Характерно, что они развиваются только в пределах сланцевого ядра антиклинали и быстро затухают при переходе к карбонатной толще. Крутые складки являются дислокациями более поздней генерации, сформировавшимися в результате проволакивания относительно пластичной терригенной толщи между образованиями параавтохтона и Ванчского покрова, с одной стороны, и карбонатной аллохтонной юры, с другой.

По направлению к северо-востоку (верховья р. Вадин-Ров) структура в

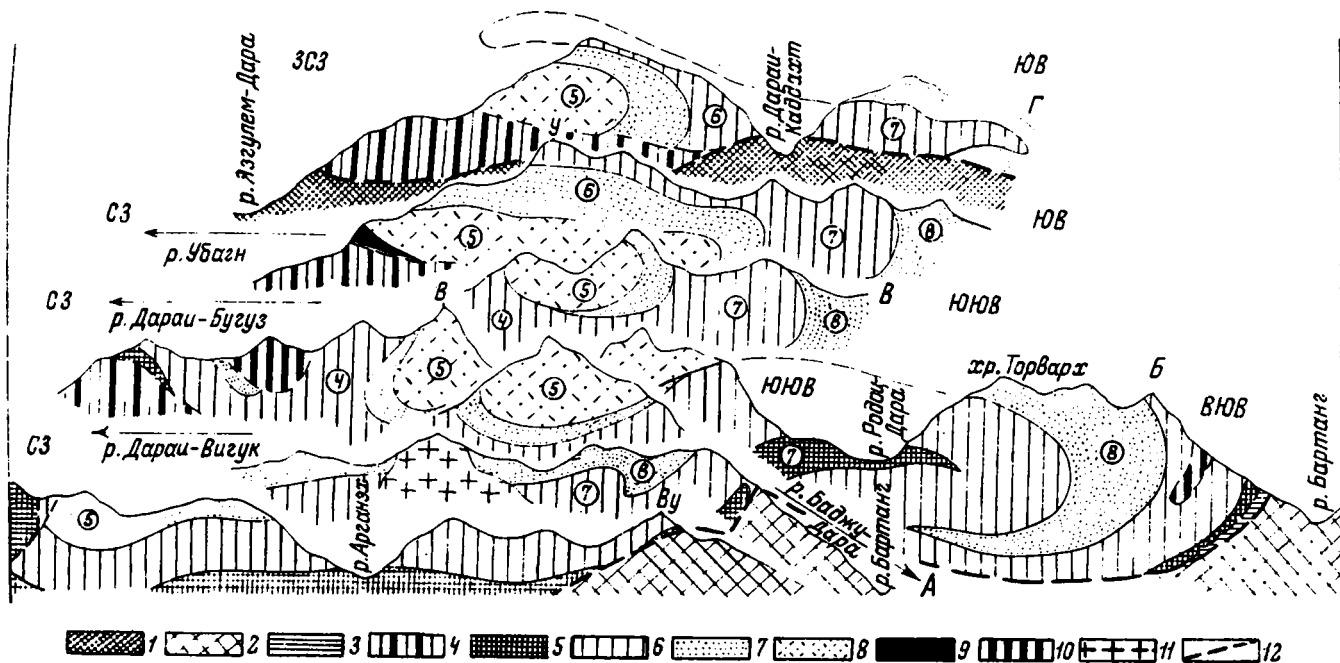
целом сохраняет те же черты. Однако, как и во многих других местах, лежащее крыло Рансупозской антиклинали здесь уничтожено. Мы видим лишь ее висячее крыло, представляющее собой более или менее полого погружающуюся к северу или северо-западу моноклинали.

На водоразделе рек Ванау-Дары и Баджу-Дары в зоне брахиформных простых структур (висячее крыло Рансупозской антиклинали) начинают появляться вытянутые складки. Сначала это простые, широкие, часто не очень четко выраженные, затем опрокинутые сжатые нарушения. Усложнение моноклинали происходит очень быстро: формируются лежащие структуры большой амплитуды, которые характеризуются интенсивной ундуляцией шарнира, резкими изгибами осевых поверхностей, в результате чего иногда образуются пакеты дополнительно смятых складок (фиг. 26).

Непосредственно к юго-востоку от Камочдаринской антиклинали расположена Вудорская синклинали. Ее ядро выполнено песчаниками (J_3-Cr_1) и известняками (Cr_2), крылья сложены мергелями (J_{2-3}) и массивными известняками (J_3). Длина складки превышает 35 км, максимальная ширина 6-7 км. Юго-западная центриклинали Вудорской синклинали находится на водоразделе Камоч-Дары и Ванау-Дары. Здесь она представляет собой плоскую структуру с широким днищем, в пределах которого слои залегают почти горизонтально; на крыльях их наклон равен $15-30^\circ$. Однако в 4-5 км северо-восточнее, в районе пиков Вудор и Снежный, картина резко изменяется. Здесь уже появляется опрокинутая к юго-востоку складка (см. фиг. 26). В пределах северо-западного крыла слои падают к северо-западу под углом $15-35^\circ$, юго-восточного - $50-60^\circ$. В исключительно труднодоступном заснеженном районе массива Вудор очертания синклинали прекрасно маркируются на местности узкой полосой красных нижнемеловых песчаников, зажатых между серыми известняками юры и верхнего мела. Далее к северо-востоку складка приобретает веерообразную форму. Здесь в пределах северо-западного крыла слои падают к северо-западу под углом $50-70^\circ$, юго-восточного - к юго-востоку (углы наклона те же). Однако в нескольких километрах северо-восточнее (район пика Убаги) Вудорская синклинали уже опрокинута к северо-западу и переходит в лежащую изоклиналиную складку. Ее северо-западное лежащее крыло срезано разрывом, ограничивающим снизу среднюю пластину. Однако юго-восточное висячее крыло и ядро обнажены хорошо. В районе пика Убаги слои под углом $5-20^\circ$ наклонены к юго-востоку. Снизу вверх здесь наблюдается следующий разрез: 1) рассланцованные туфопесчаники ($Pg?$); 2) серые массивные или грубослоистые известняки (Cr_2); 3) красные конгломераты и песчаники (базальный горизонт Cr_2); 4) красные песчаники и аргиллиты (J_3-Cr_1), несогласно залегающие на отложениях верхнего мела (перевернутый трансгрессивный контакт); 5) грубослоистые серые известняки (J_3). Перевернутый разрез язгулемского мезозоя наблюдается здесь вкосте простирания примерно на расстоянии 7-8 км, от среднего течения р. Убаги до верховьев р. Дарай-Каддахт. Северо-восточнее (левый склон долины среднего течения Дарай-Каддахта) расположен замок синклинали.

Таким образом, в юго-западной части Вудорская синклинали представляет собой простую открытую складку. Переработка структуры происходит на северо-востоке в связи с запрокидыванием ее юго-восточного крыла к северо-западу. Вследствие этого синклинали приобретает форму лежащей изоклиналиной складки, причем висячее ее крыло, возможно, перекрывало не только лежащее, но и расположенную северо-западнее Камочдаринскую антиклиналь.

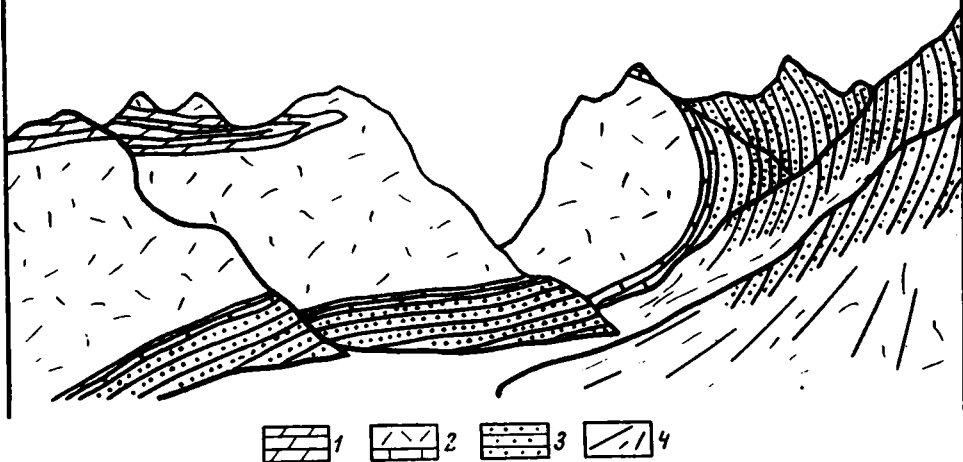
К юго-востоку Вудорская синклинали переходит в Баджударинскую антиклиналь. Это одна из наиболее крупных и сложных структур Язгулемского хребта. Она прослеживается от верховьев р. Ванау-Дары на юго-западе до верховьев р. Ракзоу на северо-востоке на расстоянии прибли-



Фиг. 26 Геологические профили через центральную и юго-восточную части Язгулемского синклиория

1 - автохтон: метаморфические породы ванчского комплекса ($P_{Cm}-P_{Z1}$); 2 - параавтохтон: андезиты (P_g); 3-10 - аллохтон: 3 - Ванчский покров, 4-10 - Язгулемский покров: 4 - нижняя пластина, 5-9 - средняя пластина (5 - песчаники и аргиллиты - T_3-J_2 , 6 - мергели и известняки - J_2-3^7 , 7 - песчаники и аргиллиты - J_3-Cr_1 , 8 - известняки - Cr_2 , 9 - андезиты - P_g), 10 - верхняя пластина; 11 - мел-палеогеновые гранитоиды; 12 - разломы.

Цифры на профилях: 4 - Камочдаринская антиклиналь; 5 - Вудорская синклираль; 6 - Убагнская антиклиналь; 7 - Баджударинская антиклиналь; 8 - Торвархская синклираль; Бу - пик Вужир; В - пик Вудор; У - пик Убагн. Профили А, Б, В, Г соответствуют линиям IX, X, XII, XIII на фиг. 2



Фиг.27. Замок Баджударинской антиклинали. Среднее течение р.Родюц-Дары
 1 - мергели (J_{2-3}); 2 - известняки (J_3); 3 - песчаники (J_3-C_{r1}); 4 - осыпи. Профиль соответствует линии XI на фиг.2.

зительно 60 км. Отличительной чертой Баджударинской антиклинали является изгиб складки в плане. На крайнем юго-западе она имеет субширотное простирание, далее - северо-восточнее и на востоке, в бассейне р.Ракзоу - вновь широтное. Рассматриваемая структура представляет собой лежащую, обращенную к юго-востоку, близкую к изоклиальной складку. Шарнир ее резко воздымается в пределах юго-западной периклинали. В верховьях Ванау-Дары Баджударинская антиклиналь выражена слабо. Здесь она представляет собой плоскую структуру. Далее к востоку ее амплитуда быстро растет; одновременно складка становится опрокинутой к юго-востоку. По существу, на фоне пологой, слабо дислоцированной моноклинали возникает сплюснутая лежащая структура амплитудой минимум 10-11 км (при мощности слагающих ее слоев 2-2,5 км). Следует отметить, что таких размеров Баджударинская антиклиналь достигает на участке, удаленном всего на 5-6 км от своего юго-западного окончания. В дальнейшем складка представляет собой почти линейное нарушение (шарнир ее существенно не ундурирует). Почти повсеместно замок антиклинали сложен юрскими карбонатными породами, юго-восточное крыло - песчаниками и аргиллитами (J_3-C_{r1}), северо-западное - песчаниками и аргиллитами (J_3-C_{r1}), а также известняками (C_{r2}). Лишь в результате небольших поперечных изгибов всякого крыла из-под карбонатных пород (J_{2-3}) местами появляются песчаники и глинистые сланцы (T_3-J_2), выходы которых образуют куполовидные изометричные нарушения.

Форма замка Баджударинской антиклинали заметно изменяется в зависимости от состава сминавшихся слоев. Так, например, в почти вертикальных стенках левого борта долины Родюц-Дары (левый приток Баджу-Дары) прекрасно обнажен замок антиклинали (фиг.27). Особенно четко он виден по изгибу контакта светло-серых массивных известняков (J_3) и красных слоистых песчаников (J_3-C_{r1}). Нижние слои юрско-мелового терригенного горизонта образуют плавный, почти идеальный по округлости изгиб. Это типичная концентрическая складка с четко выраженным S-образным межплас-

товым кливажем в аргиллитовых прослоях, указывающим на проскальзывание пластов один относительно другого. Здесь отсутствует сколько-нибудь существенное послонное течение материала даже в наиболее пластичных горизонтах. Грубослойные или массивные известняки верхней юры в своей кровле также образуют плавный изгиб. Переработка породы выразилась лишь в ее некоторой перекристаллизации, местами в повышенной трещиноватости. Однако подошва того же горизонта образует уже совершенно иной замок.

Параллельное смятие слоев исчезает. Нижние слои верхней юры не успевают следовать за увеличивающейся кривизной изгиба, вследствие чего появляется недостаток пространства. В замке складки происходит дробление нижних слоев, а сам он приобретает остроугольную форму. Такого рода замок Баджударинской антиклинали наблюдается в верхней части правого борта долины Родоп-Дары. Зона сжатия, которая возникла в глубоких частях ядра складки, характеризуется весьма специфической структурой. Здесь развиты пластичные тонкоплитчатые мергели и глинистые известняки средней - верхней юры, которые образуют нагромождение сложных, часто беспорядочно ориентированных относительно мелких складок. Это дисгармоничные складки течения, особенно хорошо развитые в висячем крыле Баджударинской антиклинали.

При формировании структуры происходит отжимание пластичных масс из верхней части ядра. Средне-верхнеюрские мергели и известняки оказываются интенсивно раздавленными, возникает сплюснутый, очень тонкий замок. Наоборот, в висячем крыле и нижнюю часть замка (южный склон пика Вудор) происходит избыточное нагнетание масс. В нижней части замка наблюдается значительное увеличение мощности мергельно-известнякового горизонта. Здесь отмечается хаотическое нагромождение сравнительно небольших складок. Морфология их весьма сложная - это причудливые нарушения, для которых характерно крайне неравномерное распределение масс в различных частях изогнутого пласта. Местами наблюдается его утонение, местами - резкие раздувы, часто сопровождаемые появлением мелких дисгармоничных (внутрипластовых) складок более высоких порядков. Особенно резкие раздувы расположены в ядрах антиклиналей, максимальное же выжимание наблюдается в нижних частях замков синклиналей. Иногда слои здесь совершенно раздавлены, а избыточные массы полностью перетекают в соседние антиклинали.

Морфология Баджударинской антиклинали в северо-восточной части пластичны изменяется. Так, например, в среднем течении р. Дарай-Каддакт расположена изоклиная, лежащая, ныряющая к юго-востоку складка, поперечный разрез которой великолепно виден в обрывах правого борта долины этой реки. Обращает на себя внимание резко сплюснутый, килевидный ее замок, который иногда распадается на несколько остроугольных, более мелких нарушений. Слои в пределах висячего крыла складки сильно сгифрированы. Здесь появляются многочисленные, мелкие (шириной от нескольких сантиметров до нескольких метров), опрокинутые к юго-востоку складки. Осевые их плоскости полого падают к северо-западу, иногда они параллельны общему напластованию слоев. Как правило, в этих местах юрские отложения, слагающие ядро складки, интенсивно перекристаллизованы. Органические остатки (водорослевые желваки, гидроидные образования), оолиты, редкие известняковые галечки расплющены, растянуты, образуют в поперечном разрезе структуры линзовидные, резко удлиненные (до 0,5 м) тела, ориентированные согласно с ее осевой поверхностью. В рассматриваемом районе Баджударинская антиклиналь представляет собой подобную складку, в пределах которой происходило значительное течение вещества параллельно ее осевой плоскости. Переход от складки изгиба (р. Баджу-Дара) к складке течения (р. Дарай-Каддакт) постепенный. Очевидно, изменение формы антиклинали обусловлено дополнительным ее раздавливанием. Следует отметить, что на водоразделе Дарай-Каддакт и Ракзоу выше Бад-

жударинской антиклинали появляется пакет лежачих складок (многократное чередование в разрезе юрских и нижнемеловых отложений). По-видимому, такое скучивание масс горных пород создало дополнительную нагрузку, под действием которой рассматриваемое нарушение сплющивалось, а слагающие его породы (особенно карбонатные) начинали течь в горизонтальном направлении.

Торвархская синклиналь прослежена от верховьев р. Ауйц-Дары на юго-западе до массива Ляп-Назар на северо-востоке на расстояние в 55 км. Ее ширина от 1-2 до 5-6 км. Ядро складки выполнено красными песчаниками (J_3-Cr_1), крылья сложены известняками (J_3). Обособление синклинали начинается в районе, где появляется Баджударинская антиклиналь. На водоразделе Камоч-Дары и Ванау-Дары Торвархская синклиналь не выражена. Здесь расположена широкая, очень плоская Вудорская синклиналь. Восточнее, в бассейне Ванау-Дары, Баджударинская антиклиналь делит единое поле юрско-меловых песчаников (ядро Вудорской синклинали) на две части: северную и южную. Северная представляет собой собственно Вудорскую синклиналь, южная же выделяется как Торвархская синклиналь. Отличительной чертой последней является то, что в морфологическом отношении она приспособливается к очертаниям Баджударинской антиклинали. В бассейне р. Ванау-Дары, там, где антиклиналь представляет собой простую открытую складку, Торвархская синклиналь - также прямая структура с падением слоев на крыльях $30-40^\circ$. Однако восточнее в связи с изменениями формы антиклинали (лежачая складка) Торвархская синклиналь становится наклонной, затем опрокинутой. Слои здесь падают под углами $50-70^\circ$ (северо-западное крыло) и $40-50^\circ$ (юго-восточное крыло). В среднем течении Баджу-Дары и особенно в хр. Торварх синклиналь имеет форму изогнутой изоклиальной складки. Антиклиналь как бы вдавливается в массу нижнемеловых отложений, расплющивая ее. Осевая плоскость Торвархской синклинали в поперечнике образует плавный, обращенный к юго-востоку дугообразный изгиб, повторяющий очертания замка Баджударинской антиклинали (см. фиг. 28). В нижней части нарушения слои падают к северо-западу под углом $30-40^\circ$ (опрокинутая к юго-востоку, сдавленная, килевидная, изоклиальная складка), в средней - стоят не голове, в верхней - наклонены уже к юго-востоку (в пределах северо-западного крыла слои падают под углом $10-35^\circ$, юго-восточного - $40-50^\circ$). Если в нижней части складка интенсивно сдавлена, то в верхней она становится более открытой. Характерно также и изменение формы замка на различных гипсометрических уровнях. В нижней части он остроугольный; слои ядра здесь интенсивно раздавлены, часто наблюдается будинаж песчано-алевроитовых прослоев, а складка представляет собой изоклиальное подобное нарушение с "припечатанными" друг к другу лежачими и висячими крыльями. В верхней части строение ядра сложнее. Здесь происходило нагнетание избыточных масс, вызвавшееся в появлении морфологически исключительно сложных, хаотически расположенных складок размером от нескольких метров до нескольких сотен метров.

Рассмотренная система нарушений прослеживается в восток-северо-восточном направлении, где слагает обширную территорию верховьев Язгулема (водораздельный массив рек Ракзоу, Мазар-Дары и Язгулем-Дары). Недоступность гребня, разделяющего долины Дарай-Кадахта и Ракзоу, не позволила проследить все складки центральной части Язгулемского хребта в бассейне Ракзоу. Вместе с тем на востоке структура пластины заметно усложняется. Нам удалось установить там лишь две отмеченные выше складки: Баджударинскую антиклиналь и Торвархскую синклиналь.

Баджударинская антиклиналь прекрасно вскрыта в гигантских обрывах у слияния Мазар-Дары и Ракзоу. Она представляет собой здесь лежащую или опрокинутую к юго-востоку (осевая плоскость падает к северо-западу под углом $10-15^\circ$), изоклиальную, сдавленную складку. Ее ядро образовано плитчатыми известняками (J_{2-3}), крылья - грубослоистыми известняками (J_3). Формирование

антиклинали происходило в результате срыва юрских карбонатных пород с триас-юрской терригенной толщи. Примечательно, что по крайней мере от пика Вудор на западе до среднего течения р.Ракзоу на востоке песчано-сланцевые отложения (T_3-J_2) почти не принимают участия в ее строении. Лишь местами они появляются у самого основания ядра складки (фиг.28,А). По морфологии этот участок Баджударинской антиклинали очень сходен с описанным в бассейне р.Баджу-Дары. Массивные или грубослоистые известняки верхней юры образуют изоклимальную складку с плавным изгибом слоев в замке. Между известняками зажата сравнительно тонкая масса средне-верхнеюрских мергелей и плитчатых известняков. Последние местами раздавлены, отжаты из верхней части ядра в нижнюю.

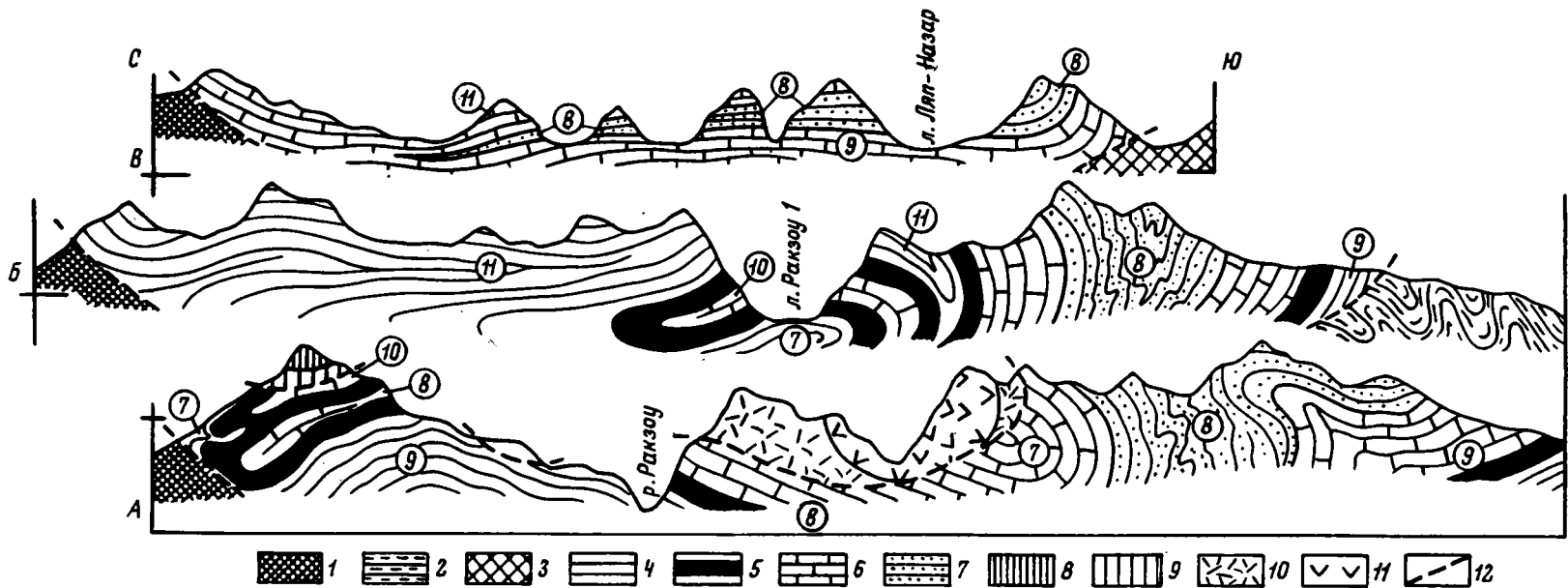
Далее к востоку (среднее и верхнее течение р.Ракзоу) амплитуда антиклинали быстро уменьшается, и в районе ледника Ракзоу 1 рассматриваемая складка постепенно исчезает, смыкаясь, как и в верховьях Вану-Дары, с височим крылом Рансупозской антиклинали (фиг.28,Б и В).

В нижнем течении р.Ракзоу сначала в виде небольшой осложняющей складки, затем все более и более четко выраженной структуры появляется вторая антиклиналь – Мазардаринская, отделенная от Баджударинской узкой полосой верхнеюрских пород Ракзоуской синклинали. В низовьях Ракзоу Мазардаринская антиклиналь представляет собой небольшое опрокинутое на юго-юго-восток нарушение, ядро которого образовано мергелями (J_{2-3}). Однако уже в среднем течении ширина и амплитуда складки резко нарастают. На расстоянии 5–6 км небольшая антиклиналь переходит в гигантскую, ныряющую к югу изоклимальную структуру амплитудой до 12 км. В этом же направлении увеличивается и стратиграфический диапазон слагающих складку отложений. Ее ядро образовано триас-юрскими песчаниками и сланцами, крылья – известняками юры. Характерно, что по мере развития Мазардаринской постепенно исчезает Баджударинская антиклиналь.

Строение Торвархской синклинали здесь такое же, как и в хр.Торварх. Это обширная, вторично изогнутая, сплюснутая структура, форма которой повторяет форму вдавленных в нее сначала Баджударинской, а потом Мазардаринской антиклиналей. Наибольший интерес представляет разрез левого борта ледника Ракзоу 1. Ядро синклинали, образованное песчаниками и сланцами (J_3-C_{T1}), вскрыто здесь целиком (фиг.28,В). Непосредственно в стенках долины ледника мы видим вертикально стоящие слои верхней части ядра, их изгиб и горизонтальное залегание слоев его нижней части, а также килевидный сплюснутый замок. Амплитуда синклинали здесь достигает 15 км.

Необходимо остановиться на общей характеристике складчатых нарушений в покровах Язгулемского хребта. На основании приведенных описаний можно выделить следующие три категории дислокаций.

1. Складки продольного изгиба первой категории представляют собой линейные, в целом однообразные структуры протяженностью обычно в первые десятки километров. Как правило, это наклонные или опрокинутые к юго-востоку, реже прямые дислокации, обладающие правильными поперечными очертаниями. Их амплитуда сравнительно невелика, она редко превышает 3–3,5 км. Обычно в строении этих складок принимает участие вся толща язгулемского мезозоя (T_3-C_{T2}). Устанавливается четкая зависимость наклона осевой поверхности от степени их сплюснутости. Чем сильнее сдавленность структур, тем значительнее их наклон. По-видимому, сплюснутые и изоклиральные нарушения были наименее устойчивыми. Они легче опрокидывались. Характерно, что даже у изоклиальных складок наблюдаются плавные, округлые изгибы слоев в замке, сопровождаемые проскальзыванием отдельных пластов один



Фиг. 28. Геологические профили через горные массивы в бассейне р. Ракзоу

1 - автохтон: метаморфические породы ванчского комплекса ($P_{Cm}-P_{z1}$); 2,3 - параавтохтон: 2 - песчаники и аргиллиты ($T_3 - J_2$), 3 - андезиты (Pg); 4-11 - аллохтон (Язгулемский покров): средняя пластива 4 - песчаники и аргиллиты ($T_3 - J_2$), 5 - мергели (J_{2-3}), 6 - известняки (J_3), 7 - песчаники ($J_3 - Cr_1$), верхняя пластива 8 - песчаники и аргиллиты ($T_3 - J_2$), 9 - мергели (J_{2-3}), 10 - известняки (J_3); 11 - андезиты (Pg); 12 - разломы.

Цифры на профилях: 7 - Баджударинская антиклиналь; 8 - Торвархская синклираль; 9 - Рансупозская антиклиналь; 10 - Ракзоуская синклираль; 11 - Мазардаринская антиклиналь. Профили А, Б, В соответствуют линиям XIV, XV, XVI на фиг. 2

относительно другого. В большинстве случаев рассматриваемые дислокации симметричны. Здесь редки явления значительного послынного течения вещества. Разрывные нарушения, ассоциирующие со складками, относятся к категории взбросов или крутых надвигов, которые обладают незначительной амплитудой горизонтального перемещения. Это продольные, гораздо реже диагональные структуры, развивающиеся в связи с концентрическим изгибом слоев.

Перечисленные особенности позволяют рассматривать отмеченные структуры как складки продольного изгиба, которые возникли под действием тангенциальных сил. На равномерность действия последних указывают четкая линейность, протяженность, сходная морфология, гармония. Дислокации локализовались лишь в толще мезозойско-кайнозойских отложений, что является решающим для определения их кинематического типа. По-видимому, снизу они экранировались тектоническим срывом, отделявшим пластину мезозойских и кайнозойских пород от палеозойского цоколя, слою которого дислоцированы совершенно иначе. Таким образом, складки мезозойско-кайнозойских отложений не могли непосредственно определяться радиальными силами.

2. Складки продольного изгиба второй категории – вытянутые структуры с резкой ундуляцией шарнира. В морфологическом отношении они более разнообразны. Как правило, это опрокинутые, ныряющие или лежащие изоклинальные нарушения. Их амплитуда 1 – 15 км. Характерно, что чем больше амплитуда, тем меньше стратиграфический диапазон слагающих складку отложений. В большинстве случаев развиты асимметричные структуры, которым присуще значительное послынное течение вещества (особенно в юрских карбонатных горизонтах). В связи с этим форма замка складки изменяется на различных стратиграфических уровнях. Местами наблюдаются плавные правильные параллельные изгибы слоев, местами же происходит нагнетание масс в ядра структур с образованием хаотического нагромождения мелких дислокаций. Подобные складки изгиба сопровождаются течением пластических масс.

Рассматриваемые нарушения относятся к более поздней генерации. Там, где они появляются, происходит переработка структур первой категории (например, усложнение строения Хуздорской синклинали на водоразделе рек Зир-Дары и Камоч-Дары, Торвархской синклинали в пределах хр. Торварх). Такая переработка выражается в пассивном приспособлении поперечных очертаний складок первой категории к таковым второй (вторичный изгиб осевой поверхности первых, повторяющий очертания замка вторых), в дополнительном раздавливании, выжимании масс пород из ядер синклиналей первой категории и т.д.

Рассматриваемые нарушения являются дисгармоничными. Верхние горизонты дислоцированы сильнее нижних. В отличие от структур первой категории они охватывали не всю толщу мезозойских пород, а лишь некоторые ее горизонты. Так, Ужомская антиклиналь на водоразделе Зир-Дары и Камоч-Дары образовалась при смятии верхних горизонтов терригенной толщи ($T_3 - J_2$) и нижних – карбонатной толщи (J_{2-3}), Баджударинская антиклиналь – в основном в результате смятия карбонатной (J_{2-3}), и терригенной ($J_3 - C_1$) толщ. При обособлении таких складок в гомогенной осадочной серии нарастание дисгармонии снизу вверх происходило постепенно (изгиб каждого верхнего слоя лишь незначительно отличался от изгиба нижележащего). Проскальзывание слоев один относительно другого было небольшим, а само формирование таких складок шло за счет серии мелких, часто едва различимых, но многочисленных послынных срывов. В тех случаях, когда смещение происходило по границе литологически различных толщ, срыв выражен достаточно четко, будучи приуроченным к сравнительно узкой зоне.

Таким образом, рассматриваемые структуры являются дисгармоничными, опрокинутыми, лежащими или ныряющими, часто изоклинальными складками продольного изгиба, сформировавшимися в условиях неравномерной пластической деформации отдельных горизонтов мезозойской толщи осадков. В целом в отличие от нарушений первой категории они более хаотичны, морфологически разнообразнее. Перечисленные особенности позволяют рассматривать их как структуры срыва, возникшие под действием поверхностных тангенциальных сил, распределявшихся неравномерно. Рассматриваемые складки не образуют системы, полностью охватывающей площадь всего покрова. Они шире развиты в юго-восточной и восточной частях Язгулемского синклиория, в меньшей степени – на северо-западе. Резко преобладают структуры, опрокинутые к юго-востоку. Однако местами появляются нарушения, опрокинутые к северо-западу (Убагнская антиклиналь). Последние представляют собой осложняющие складки, образующиеся при переработке уже существовавших структур.

3. Складки послонного течения не имеют самостоятельного значения, являясь побочными нарушениями, образующимися при формировании структур продольного изгиба второй категории. Как правило, складки послонного течения невелики по размерам (от нескольких до десятков, реже первых сотен метров) и амплитуде. Морфологически это чрезвычайно разнообразные нарушения. Встречаются дислокации от прямых до лежащих и перевернутых, обладающих в поперечнике причудливой формой: килевидные, веерообразные, сдавленные до изоклинальных, осложненные массой более мелких нарушений. Сравнительно часто можно наблюдать структуры, осевые плоскости которых сложены вдвое или даже втрое. Иногда форму таких складок вообще невозможно описать. Обычно в зонах послонного течения вещества (особенно когда процессы происходили в карбонатных горизонтах) породы несколько метаморфизованы. Складки рассматриваемого типа являются резко дисгармоничными. Однако будучи приуроченными к определенным горизонтам, они снизу вверх ограничены пластами сравнительно слабо смятых пород. В этом заключается одно из основных их отличий от дисгармоничных складок продольного изгиба.

По положению в структурах продольного изгиба можно в первом приближении выделить два типа складок течения:

1) дислокации развиваются в замке складки изгиба. Они приурочены главным образом к карбонатным горизонтам юры (особенно к мергелям и глинистым известнякам средней – верхней юры). Формирование таких складок течения обусловлено появлением локальных силовых полей, возникших как побочное явление при образовании складок продольного изгиба. Слои испытывали максимальное сжатие на крыльях последних. При этом пластичные породы выжимались в ядра, где и образовывали характерные раздувы;

2) складки течения формируются в результате отжимания пластичных масс из ядер сплюснутых изоклинальных структур продольного изгиба второй категории. При образовании сплюснутой изоклинальной или близкой к ней антиклинали в силу нарушения концентричности в пределах основания складки, начиная с некоторого базального слоя, не происходит концентрического изгибания. Возникает зона интенсивного сжатия. Если такое сжатие происходит в достаточно пластичных массах, начинается их выжимание в сторону нижних (в случае лежащих складок – внутренних) частей. Примером подобного рода выжимания может служить структура ядра Баджударинской антиклинали (бассейн р. Вудор). Здесь сравнительно маломощные "пластичные" слоистые известняки и мергели (J_{2-3}) раздавлены между мощными "жесткими" массивными известняками (J_3). При этом первые интенсивно раздавлены (сплюснутый килевидный замок) непосредственно в ядре, но образуют хаотическое нагромождение складок течения на крыльях. Принципиально сходная картина наблюдается и в эпиклинальных складках продольного изгиба второй катего-

рии. Дело в том, что при образовании лежачей антиклинали сопряженная с ней синклинали оказывается погребенной. Она расплющивается с одновременным выжиманием пластичных пород из нижней части ядра и верхнюю, где происходит скучивание избыточных масс и образование морфологически разнообразных беспорядочных складок. Примером таких структур являются дислокации хр. Торварх (непосредственно к северо-западу от кишлака Разуч). Здесь слоистые песчано-сланцевые отложения (J_3-Cr_1) раздавлены между массивными известняками (J_3). Такое раздавливание происходило в результате напользания на Торвархскую синклинали Баджударинской антиклинали.

Отложения верхней (третьей) пластины имеют сравнительно неширокое распространение. Почти повсеместно они размыты, образуя лишь три тектонических останца. Один из них расположен в пределах северного склона хребта (верховья р. Зайчхов). Он сложен черными песчаниками и аргиллитами (T_3-J_2), залегающими либо на верхнеюрских массивных известняках, либо на красных песчаниках и аргиллитах верхней юры - нижнего мела. В структурном отношении останец представляет собой широтную синклинали, протягивающуюся с запада на восток на расстояние 7 км (максимальная ширина 2-2,5 км). На западе (водораздел левой и правой составляющих Зайчхова) это плоская прямая складка с наклоном слоев на крыльях 15-40°. К востоку (водораздел Зайчхова и Дарай-Вигука) она сплющивается, превращаясь в сжатую, круто опрокинутую к югу структуру.

Второй останец расположен в пределах южных окраин Язгулемского хребта (бассейн р. Разуч-Дары). Он протягивается в северо-восточном направлении на расстояние 8 км; ширина его 400-600 м. В структурном отношении этот останец также представляет собой синклинали, сложенную триас-юрскими терригенными породами, вложенными в верхнеюрские известняки.

Более крупный останец расположен в бассейне р. Ракозу. Здесь местами выше триасовых, местами юрских отложений залегают сложно смятые толщи триаса, юры, нижнего мела и палеогена.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ШАРЬЯЖНОЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Остановимся на общей характеристике покровной структуры западной части Центрального Памира и некоторых особенностях ее формирования. Уже отмечалось, что в пределах автохтона выделяются две различающиеся своими разрезами зоны: северо-западная (Ванч-Акбайтальская), образованная докембрийскими, ниже- и среднепалеозойскими породами, и юго-восточная (Музкольская), сложенная докембрийско-нижнепалеозойскими, верхнепалеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими образованиями.

Разрез аллохтона включает отложения нижнего и среднего палеозоя, аналогичные развитым в пределах Ванчского автохтона, а также верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, отличные от одновозрастных образований Музкольского автохтона. По-видимому, аллохтонные массы первоначально являлись естественной осадочной оболочкой автохтона, южный выступ которого представляет собой Ванчский антиклинорий (Руженцев, 1970). В период альпийского тектогенеза эта оболочка была сорвана, смещена к югу, перекрыв область, которая характеризовалась принципиально иным строением. Другими словами, в позднем палеозое и мезозое Ванч-Акбайтальская зона представляла собой относительно прогнутый участок (присутствуют отложения от Cr_1 до Cr_2), а Музкольская - приподнятый район (отложения S_3 , $P-T_2$, T_3-J_2 и J_2-3 , Cr_2). В палеогене различия между этими двумя зонами сглаживались. Однако в конце кайнозоя, в период покровообразования, Музкольская зона вновь испытывала существенное поднятие. Следовательно, сорванная палеозойская и мезозойско-

кайнозойская оболочка ванчского комплекса и образовала смещенную к югу аллохтонную массу Центрального Памира.

Амплитуда смещения устанавливается лишь приозитительно. Дело в том, что центральнопамирские толщи с севера и юга тектонически перекрыты соответственно северо- и южнопамирскими. Амплитуда этих перекрытий не известна. Мы не знаем, насколько далеко отложения Центрального Памира погружаются под толщи Северного и Юго-Восточного. Определенно можно сказать лишь, что аллохтонные массы формировались в пределах Ванч-Акбайтальской зоны, крайним юго-восточным участком которой является Ванчский антиклинорий. Только здесь палеозойские (ордовик-силурийские) отложения, известные в других районах Центрального Памира лишь в аллохтонном залегании, образуют нормальную осадочную серию с породами ванчского комплекса. По-видимому, большая часть Ванч-Акбайтальской зоны в настоящее время погребена под Северным Памиром. Таким образом, амплитуда чистого шарьяжного смещения, являющаяся минимальной видимой, т.е. минимальной из всех допустимых вариантов, равна расстоянию от крайнего северо-западного выхода аллохтонных масс до крайнего юго-восточного. На северо-западе это полоса тектонических чешуй долины Ванча, погружающихся под всячее крыло Тынымасского надвига, на юго-востоке - останцы аллохтонных пластин, падающих в районе Аджирха под всячее крыло Рушанского надвига. Расстояние между отмеченными участками 52-55 км. Таким образом, минимальная видимая амплитуда смещения равна 55 км. Следует учитывать также, что эта амплитуда соответствует размеру видимого перекрытия автохтона аллохтоном в целом, но отвечает размеру суммарного регионального сжатия в пределах рассматриваемой области, так как не учитывает внутриаллохтонных надвиговых перекрытий и складчатого смятия. Из сказанного очевидно, что общая амплитуда сокращения первоначальной ширины Центрального Памира будет заведомо значительно превышать минимальный видимый размер шарьяжного перекрытия.

Важной особенностью структуры Центрального Памира является то, что степень дислоцированности автохтона зачастую превышает смятие вышележащих элементов. Следует учитывать при этом, что более сложное и сильное смятие собственно автохтона является вторичным. Следовательно, различия в степени дислоцированности авто- и параавтохтонных толщ в период доальпийского тектогенеза не были столь значительными. Действительно, в тех местах (например, район оз. Джилгакуль), где сохранилось первоначальное трансгрессивное залегание отложений калакташской и джилгакульской свит (S_3-T_2) на породах сарезской свиты, характер смятия тех и других сходен (Руженцев, 1968а). Наоборот, как только появляется отмеченный выше срыв, разделяющий автохтон и параавтохтон и приуроченный к карбонатному горизонту (S_3-T_2), степень дислоцированности автохтона и параавтохтона резко различается. Различия в напряженности и морфологии структур отдельных тектонических элементов Центрального Памира в первую очередь объясняются особенностями механизма их образования. По-видимому, здесь не существовала единая система напряжений, равномерно распределявшихся на всю толщу пород коры. Формирование шарьяжной структуры происходило сложно, в несколько этапов. В основе его лежал процесс тектонического расхождения земной коры и дифференцированного послыдного перемещения масс в пределах каждого из обособившихся горизонтов. Интенсивность бокового сжатия, возникшего в каждом из них, различалась, причем устанавливается тенденция к нарастанию ее вниз по разрезу. Именно боковое сжатие обусловило появление более или менее крупных складок продольного изгиба, существование которых предполагает значительное сокращение первоначальной площади сминавшейся толщи. Судя по напряженности и амплитуде складок, максимальное сжатие, а следовательно, и сокращение площади происходили именно в автохтоне. Сейчас невозможно учесть размеры такого сокращения. Однако

присутствие гигантских, амплитудой до 20 км (возможно, и более), лежащих изоклинальных складок указывает на то, что оно было значительным и достигало многих десятков километров. Наоборот, в пределах вышележащей палеозойско-мезозойской оболочки такое сжатие, хотя и достигало больших размеров, было не столь значительным. Таким образом, структурное отслоение автохтона от параавтохтона определялось более интенсивным послойным перемещением масс горных пород первого по сравнению со вторым; происходило как бы проскальзывание мягших отложений автохтона по отношению перекрывающей его оболочки. Естественно, такое проскальзывание не было идеальным. Напряжения, локализовавшиеся в верхней части автохтона, в основном за счет спеления его кровли с подошвой параавтохтона передавались вверх по разрезу. Вместе с автохтонными смешались, хотя и не так сильно, параавтохтонные массы. При этом необходимо помнить, что активное начало, безусловно, принадлежит процессу бокового сжатия в пределах автохтона. Другими словами, параавтохтонные складки являются вторичными по сравнению с автохтонными.

В Ванч-Акбайтальской зоне последовательность событий, по крайней мере на ранних стадиях развития ее альпийской структуры, была сходной с только что рассмотренной. Именно здесь имело место максимальное сжатие автохтона. Относительно пластичная, преимущественно карбонатная толща палеозоя и терригенно-карбонатная мезозоя были отслоены (первичный незначительный срыв) от жестких кварцитовых толщ ванчского комплекса. Следует учитывать, однако, что такой срыв не был региональным. В некоторых местах (бассейн Барнаваджа) породы автохтона и его покрывки имеют стратиграфический контакт. Далее, в условиях прогрессирующего сжатия возникают крупные лежащие складки. На западе Центрального Памира (Ванчский и Язгулемский хребты) докембрийские и палеозойские отложения смяты конформно (Ванчская антиклиналь и Гудживасайская синклиналь). Они образуют довольно разнообразные структуры продольного изгиба. На востоке (Чабарангский и Зорташкольский массивы) смятие происходило лишь в пределах докембрийско-нижнепалеозойской толщи. Нижне-, средне- и верхнепалеозойские отложения были сорваны, обособившись в виде самостоятельного покрова: Акбайтальского на востоке, Ванчского на западе. Именно в это время происходило также отделение мезозойских толщ от палеозойских - возникла Язгулемская пластина. Последняя первоначально в структурном отношении соответствовала Бартагской параавтохтонной пластине. Здесь так же как и в пределах Музкольской зоны, интенсивное сжатие в докембрийско-палеозойском основании сопровождалось появлением в мезозойской толще прямых, наклонных, реже опрокинутых, морфологически простых нарушений (складки продольного изгиба первой категории). Таким образом, в этот период и Язгулемская и Бартагская пластины, сложенные хотя и несколько различными мезозойскими толщами, представляли собой параавтохтонные элементы. В дальнейшем региональное сжатие локализовалось только в пределах автохтона Ванч-Акбайтальской зоны. Именно в это время здесь произошло дополнительное сжатие, которое привело к смятию самих лежащих складок. Возникали прямые или крутоопрокинутые изоклинальные структуры, расчлененные бесчисленными продольными взбросами на отдельные клинья. По-видимому, происходило максимальное сокращение площади, которую первоначально занимали породы ванчского комплекса, а также обособление Язгулемского (Тузбельского и Чабарангского) покрова. Сокращение площади автохтона в пределах Ванч-Акбайтальской зоны компенсировалось подтеканием к северу авто- и параавтохтонных масс Музкольской зоны. Одновременно Язгулемская пластина выжималась к югу (абсолютное пододвигание автохтона к северу, относительное продвижение аллохтона к югу). При смещении Язгулемского покрова он "состругивал" с висячих крыльев лежащих складок автохтона палеозойские отложения. Очевидно, этим объясняется появление в подошве мощных мезозойских пластин тонких, интенсивно раздавленных линз палеозойских пород.

Уже отмечалось, что в структурном отношении на рассматриваемой территории выделяются два района: восточный и западный. На востоке (бассейн Гудары и Танымаса) аллохтон представляет собой более или менее многочисленные пластины со сравнительно простой внутренней структурой. На западе (Язгулемский хребет) аллохтонные отложения образуют мощные, сложно построенные пластины. Здесь развиты разнообразные складки, среди которых преобладают лежачие, часто ныряющие. Характерно, что сложное смятие аллохтонных образований наблюдается как раз в том районе, где в их тылу выведены на поверхность древние отложения ванчского комплекса. Воздымание древних толщ, которое в конечном счете привело к появлению Ванчского антиклинория, создало необходимый структурный уклон, обеспечивший дополнительное скольжение покровных масс к югу или юго-востоку. Именно в это время слои были смяты в ныряющие по ходу движения дисгармоничные складки изгиба второй категории, формировавшиеся под действием поверхностных тангенциальных сил. Сползавший с северо-запада аллохтон заполнял палеогеновую депрессию, которая располагалась на территории современного Язгулемского хребта; при этом он распадался на отдельные пластины, каждая из которых была образована одними и теми же отложениями (T₃, J, Cг, реже P_g). Перемещение масс шло в условиях прогрессирующего роста антиклинория, вследствие чего тыльные части аллохтона наползали на фронтальные, перекачивались через них и продвигались далее к югу. В районе ледника Грум-Гржимайло, там, где исчезает Ванчский антиклинорий, структура покровов изменяется. Здесь редко присутствуют лежачие и перевернутые складки. Покровы представлены либо единой пластиной, либо серией надвинутых одна на другую пластин. По-видимому, вся аллохтонная масса, сорванная с палеозойского основания, спокойно надвигалась к югу (или, что в структурном отношении безразлично, основание пододвигалось к северу под аллохтон). Неравномерность поперечного сжатия, естественно возникавшая в процессе смещения, привела к образованию лишь сравнительно простых складок или чешуйчатых зон.

Таким образом, покровная структура имела сложную и длительную историю развития. Лежачие складки автохтона и более мелкие нарушения параавтохтона возникли одновременно в мезозое. Об этом говорит то, что в некоторых местах (бассейн р. Язгулем-Дары) триас-юрские отложения смяты вместе с докембрийскими и палеозойскими. В то же время в Музкольском хребте и на территории южного склона Язгулемского хребта триас-юрские сложно перемятые песчаники и сланцы параавтохтона несогласно перекрыты слабо дислоцированными известняками верхнего мела. Это указывает на то, что покровная структура Центрального Памира начала формироваться в мелу (по-видимому, в конце раннего - начале позднего мела). Общее отслоение палеозойско-мезозойской осадочной оболочки, а также первая фаза сжатия происходили до позднего мела. Вторая фаза сжатия (образование изоклинальных вторичных складок в Ванчском и Язгулемском хребтах), а также гравитационное скольжение имели место уже в палеогене. В результате палеозойские и мезозойские отложения аллохтона были надвинуты на палеогеновые вулканогенные породы.

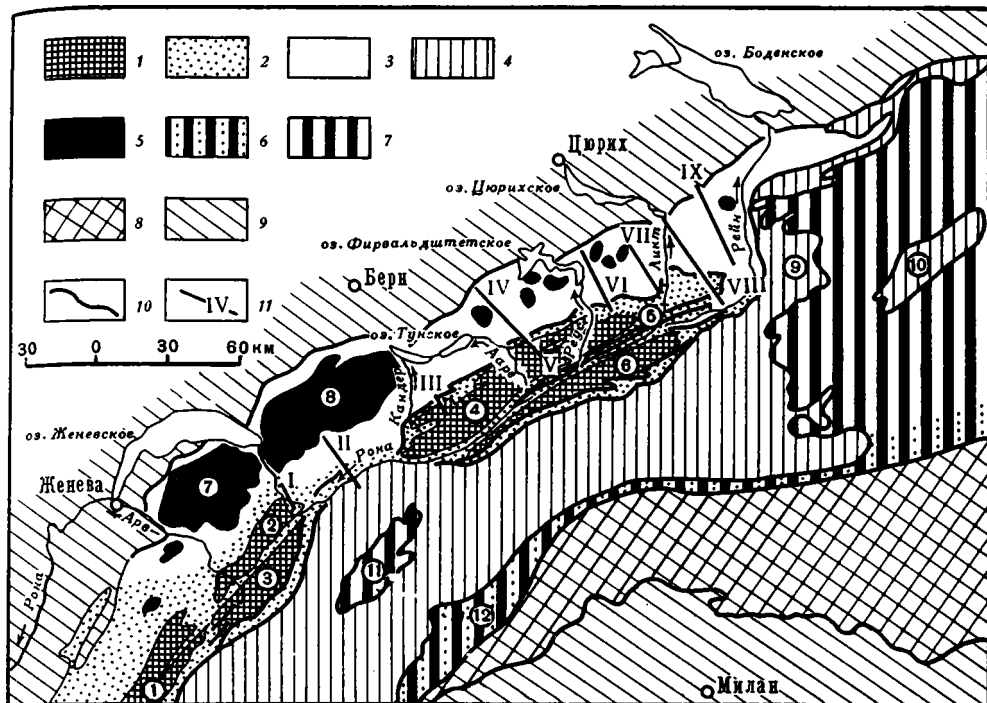
Альпы - одна из наиболее сложно построенных горных систем Альпийского пояса - могут служить примером сооружения, характеризующегося покровным строением. Первые шарьяжи установлены в Гельветских и Гларнских Альпах в конце прошлого столетия М. Бертраном, Г. Шардтом и А. Ротплетцем. Позднее различные аспекты покровной структуры Гельветской зоны Альп были изучены М. Люжоном, Альбертом Геймом, А. Буксторфом, П. Арбенцем, Я. Оберхольцером, Арнольдом Геймом, Р. Штаубом и Л. Колле. Полнота и качество этих исследований были так велики, что последующие работы внесли в них лишь незначительные коррективы.

Гельветские покровы распространены на обширной территории от Роны до Рейна и далее к востоку в Форарльбергских Альпах. В целом структура Гельветской зоны следующая (фиг. 29). Вдоль ее внутренней, юго-восточной, части протягивается цепочка кристаллических массивов. Обычно на их территории расположены узкие продольные грабен-синклинали, выполненные верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями субгельветского или гельветского типа. Указанные синклинали (Шамони между массивами Эгюий-Руж и Монблан, Урзерен - Гарвера между Аарским и Готтардом) являются корневыми зонами покровов. Отложения, слагающие гельветские и ультрагельветские покровы, накапливались к югу от автохтонных массивов Эгюий-Руж и Аарского. В процессе альпийской складчатости они были выжаты из корневых зон, переброшены через автохтонные массивы к северу, заполнив Субгельветскую флишевую депрессию. Покровные массы - тектонические пластины или гигантские покровные складки - полого погружаются к северо-западу в целом согласно с наклоном северо-западных склонов этих автохтонных массивов. Пермские, мезозойские и кайнозойские гельветские и ультрагельветские толщи залегают здесь преимущественно на палеогеновых авто- или параавтохтонных отложениях.

АВТОХТОН

В пределах Гельветской (Дофинейской) зоны автохтон представлен серией герцинских массивов, каждый из которых состоит из кристаллического ядра и облегающей его осадочной оболочки. С юго-запада на северо-восток выделяются следующие массивы: Бельдонн, Эгюий-Руж и Монблан, Аарский, Тавеч и Готтард. Уже давно было установлено, что указанные массивы, в целом вытянутые согласно со складчатыми структурами Гельветских Альп, являются выведенными на поверхность участками герцинского складчатого основания. До мезозоя в структурном отношении они представляли собой единое целое с герцинидами Западной Европы. Начиная с триаса и до эоцена включительно на герцинском основании формируется Гельветский многоэпиклиналиный прогиб. Внешние массивы - Эгюий-Руж, северо-западная часть Монблана, Аарский - составляли фундамент относительно приподнятой (геоантиклинальной) зоны, внутренние - юго-восточная часть Монблана, Тавеч и Готтард - располагались на территории собственно геосинклиналичного прогиба.

Одной их характерных особенностей гельветского автохтона является ин-



Фиг. 29. Тектоническая схема Центральных Альп

1-3 - Гельветские Альпы: 1,2 - автохтон (1 - кристаллические массивы, 2 - их мезозойско-кайнозойская оболочка); 3 - аллохтон; 4 - Пеннинские Альпы; 5 - Предальпы; 6,7 - Австрийские Альпы: 6 - корневая зона, 7 - аллохтон; 8 - Южные Альпы; 9 - альпийская моласса; 10 - основные разломы; 11 - линии профилей.

Цифры на схеме: 1 - массив Бельдонн; 2 - массив Эгюий-Руж; 3 - массив Монблан; 4 - массив Аарский; 5 - массив Тавеч; 6 - массив Готтард; 7 - Предальпы Шабле; 8 - Романские Предальпы; 9 - полуокно Претигау; 10 - окно Энгадин; 11 - тектонический останец покрова Дан-Бланш; 12 - зона Сезиа-Ивреа

тенсивная его переработка в период альпийского тектогенеза. Действительно, внешние и внутренние массивы резко вторично сближены. Эгюий-Руж и Монблан, Аарский и Готтард разделены лишь узкими грабен-синклиналями, выполненными верхнепалеозойскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Строение отмеченных массивов в известной степени сходно. Поэтому в кратком обзоре нет смысла рассматривать структуру всех массивов. Следует остановиться на описании наиболее хорошо изученных из них - Эгюий-Ружа и Монблана на западе, Аарского и Готтарда на востоке.

Массивы Эгюий-Руж и Монблан расположены в пределах Западной Швейцарии (кантон Валлис) и прилегающих районов Савойи. Оба они когда-то представляли собой единую в структурном отношении область. Их обособление было связано с появлением узкой грабен-синклинали Шамони. П. Корбен и Н. Ульянов (Corbin, Oulianoff, 1927; Oulianoff, 1965) и Ж. Белльер (Bellière, 1956) показали, что на территории массива Эгюий-Руж от-

носителем ненарушенными сохранились первоначальные палеозойские структуры, имеющие меридиональное простирание и ориентированные под углом 45° к оси синклинали Шамони.

В то же время массив Монблан подвергся интенсивному воздействию альпийских движений. Основные структуры здесь имеют северо-восточное простирание, в целом согласное с ориентировкой оси синклинали Шамони. Реликты герцинских дислокаций устанавливаются на территории массива Монблан с трудом (Corbin, Oulianoff, 1927). Палеозойские кристаллические породы были переработаны, что выразилось в почти полном раздроблении первичных кристаллов, сопровождавшемся диафторезом и появлением новых, главным образом чешуйчатых минералов. Возникали породы, сланцеватая текстура которых четко отличается от гнейсовидной или массивной текстуры исходных пород. Степень их переработки была настолько сильной, что П. Корбен и Н. Ульянов (Corbin, Oulianoff, 1929) и Ж. Белльер (Bellière, 1949) предложили выделять особый тип — милонитовые сланцы. Структура таких сланцев несколько варьирует в зависимости от исходного состава перерабатываемого материала. Вторичная сланцеватость хуже выражена в породах, богатых слюдой. Процессы милонитизации происходили в основном в эпизональных условиях; термальный метаморфизм существенного значения не имел (Bellière, 1956).

Наряду с площадным развитием процессов милонитизации альпийские движения выразились в появлении многочисленных, ориентированных в северо-восточном направлении разломов. По существу, массив Монблан представляет собой систему сравнительно узких, крутых тектонических клиньев (Parejas, 1922a; Collet, 1935). Так, например, в пределах юго-западного окончания этого массива, там, где кристаллические породы погружаются под мезозойскую осадочную оболочку Э. Парейя (Parejas, 1922a) установил 12 таких клиньев на расстоянии всего 5 км. Каждый из них разделен полосой интенсивно перемятых отложений триаса и юры. В центральных частях Монблана, где мезозойские осадки полностью выжаты из участков между клиньями метаморфических пород, блоковая структура устанавливается не так четко. Она фиксируется лишь зонами интенсивной милонитизации. В этих условиях особое значение имеет синклиналь Шамони, выяснение особенностей строения которой позволило геологам понять механизм образования гельветских сорванных покровов.

Геологическое строение синклинали Шамони изучали Э. Парейя (Parejas, 1922b) и Л. Колле (Collet, 1935). Дальнейшая характеристика структуры дается по материалам этих авторов. Синклиналь Шамони представляет собой узкую (0,5–3 км), вытянутую на десятки километров структуру. Она выполнена отложениями триаса, юры, реже нижнего мела и палеогена. С юго-востока на мезозойские породы круто взброшены метаморфические образования массива Монблан. Мезозойские отложения в свою очередь относительно полого надвинуты на массив Эгюий–Руж. Плоскость надвига быстро выволаживается к северо-западу. Внутренняя структура зоны Шамони следующая. Вдоль юго-восточной ее части прослеживаются три синклинали, выполненные триасовыми и юрскими отложениями. Указанные складки килевидные, сплюснутые, часто близкие к изоклинальным; все они опрокинуты к северо-западу, а их осевые поверхности наклонены аналогично плоскости взброса, отделяющего синклиналь Шамони от массива Монблан. В случае максимального сжатия они расчленены продольными сколами. Характерно последнее течение вещества (особенно для средне- и верхнеюрских карбонатных горизонтов). Избыточные массы отжимаются из нижних частей синклиналей.

В пределах зоны Шамони, в ее нижней, глубоко эродированной части, Э. Парейя установил два узких (десятки — первые сотни метров) клина интенсивно раздробленных кристаллических пород. Эти клинья приурочены к ядрам разделяющих синклинали антиклиналей и представляют собой остатки фундамента зоны Шамони, который, по-видимому, в этом районе был интенсивно расплюснут (резкое сокращение первоначальной ширины). В то время как

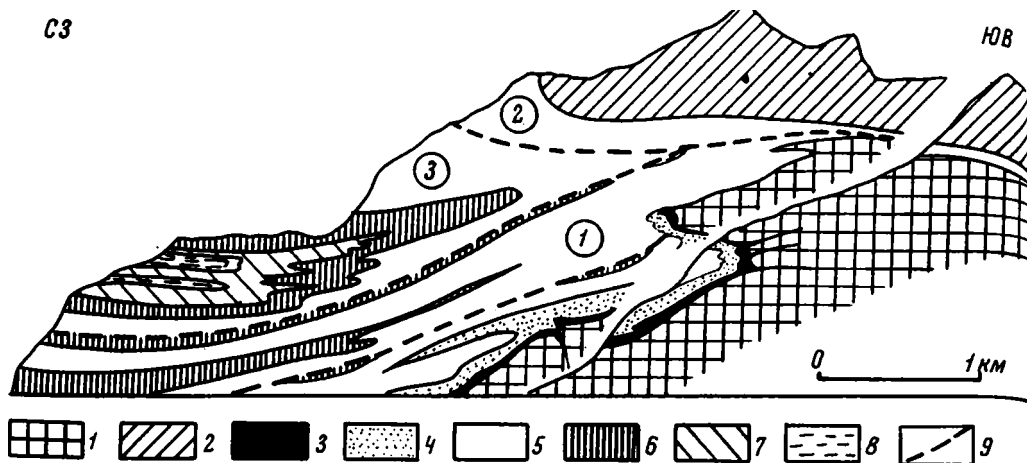
кристаллические породы дробились на отдельные клинья, расплющивались, перекрывавшие их мезозойско-кайнозойские, более пластичные породы отжимались вверх и наволакивались к северо-западу на массив Эгюий-Руж, образуя параавтохтонный покров Мёркль (самый нижний из системы гельветских покровов). Иными словами, зона Шамони, по существу, представляющая собой сдавленную приразломную синклиналиную структуру, является корневой для парагельветского покрова Мёркль. Это подтверждается и фациальным анализом мезозойских отложений покрова и корней.

В настоящее время твердо установлено, что основным типом дислокаций в пределах массивов Эгюий-Руж и особенно Монблан являются сколы различной протяженности и значимости. По существу, массивы представляют собой систему многочисленных тектонических клиньев.

Массивы Аарский и Готтард расположены в пределах Центральной и Восточной Швейцарии. Аарский массив отделен от расположенного юго-восточнее массива Готтард узкой полосой верхнепалеозойских и мезозойских пород (зона Урзерен - Гарвера). В этом смысле структура восточных автохтонных массивов сходна со структурой западных.

Аарский массив состоит из серии зон, образованных различными метаморфическими и изверженными породами (Collet, 1935; Cadisch, 1953). С северо-запада на юго-восток выделяются следующие зоны: 1) Гастерн - граниты и, редко, кристаллические сланцы, несогласно перекрытые мезозойскими отложениями; 2) ортогнейсы и граниты Эрстфельд; 3) парагнейсы Лёченталь; 4) центральная зона Аарских гранитов, интенсивно катаклазированных; 5) синклиналь Дисентис, выполненная триас-юрскими отложениями. Согласно Л.Колле (Collet, 1935), зоны 1 и 2 соответствуют массиву Эгюий-Руж, зона 3 - синклинали Шамони. Различие заключается лишь в том, что сжатие на территории Аарского массива достигло больших размеров, вследствие чего мезозойские отложения в пределах зоны Лёченталь были почти целиком выжаты; сохранились, как правило, интенсивно рассланцованные кристаллические породы цоколя. Лишь в одном месте Альберт и Арнольд Геймы (Alb. Heim, Arn. Heim, 1916) установили узкую полосу мезозойских пород, названную синклиналию Ферниген. Зоны 4 и 5 соответствуют массиву Монблан.

Как и в рассмотренном выше случае, Аарский массив в период альпийского тектогенеза подвергся интенсивному тангенсиальному сжатию. В результате возникла весьма совершенная сланцеватость (хлорит-серицитовые сланцы). Она круто, под углом 60-70°, падает к юго-востоку. Это ранняя генерация альпийских нарушений (Labhart, 1966). Сланцеватость, катаклиз либо проявились довольно равномерно по площади, либо образовали сравнительно узкие зоны вдоль основных разломов (например, пояса милонитов в Аарском граните). К более поздней генерации структур относится система многочисленных крутых сколов, особенно часто развивающихся по контактам пород различного состава и возраста (Huttenlocher, 1948). Вдоль внешней периферии Аарского массива прослеживаются преимущественно пологие надвиги (Morgenthaler, 1921; Collet, Parejas, 1931; Labhart, 1966). Крупнейшим из них является надвиг ортогнейсов Эрстфельд (гранитов Юнгфрау) на зону Гастерн. Раздробление кристаллического фундамента на отдельные пластины привело к существенному сокращению первоначальной его ширины и, как следствие, короблению и в конечном счете сдиранию его осадочной оболочки (Rohr, 1926; Collet, 1935; Kvale, 1957). Местами мезозойско-кайнозойские отложения оказались погребенными под чешуями кристаллических пород. В основном же они образовали весьма сложно, обычно независимо от фундамента дислоцированный структурный элемент. Так, в пределах северо-западного склона горного массива Юнгфрау снизу вверх обнажаются: 1) кристаллические породы зоны Гастерн, разбитые на несколько тектонических пластин; 2) сложно перемятая масса известняков мезозоя (редко здесь же присутствуют эоценовые отложения); 3) граниты Юнгфрау, залегающие на известняках горизонтально (фиг. 30). Известняки



Фиг. 30. Геологический профиль через хр. Юнгфрау (по Collet, Parejas, 1931)

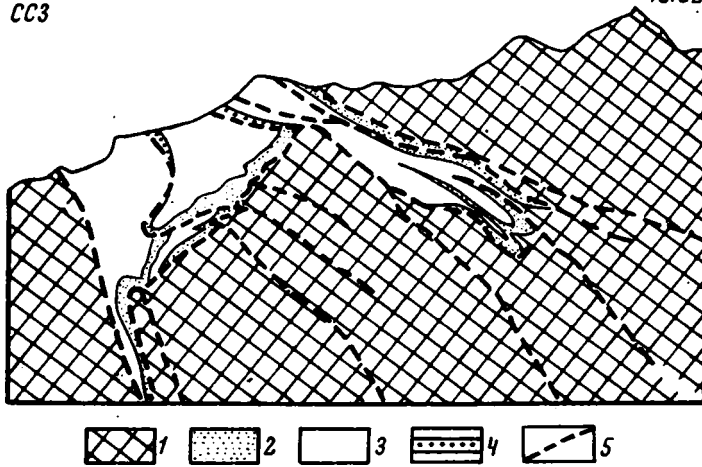
1 - кристаллические породы массива Гастерн; 2 - граниты Юнгфрау; 3 - триас; 4 - доггер; 5 - мальм; 6 - берриас; 7 - валанжин, готерив; 8 - эоцен; 9 - разломы.

Цифры на профиле: 1 - автохтонная оболочка массива Гастерн; 2 - автохтонная оболочка гранитов Юнгфрау; 3 - параавтохтон. Профиль соответствует линии III на фиг. 29

образуют серию складок, являющихся дигитациями покрова Мёркль. Всего установлено четыре синклинали. Внизу это сплюснутые, изоклинальные, сверху более открытые нарушения. Известняки (за исключением самых верхних горизонтов) слагают чехол массива в параавтохтонном залегании. Осадочная оболочка была содрана при надвигании пластины гранитов Юнгфрау. При этом она сложно мялась, сползая во внешнюю субальпийскую депрессию.

Если вдоль северо-западной периферии массива часто развиты пологие надвиги, то во внутренних и юго-восточных его частях преобладают сколы типа взбросов. На территории Аарского массива отсутствуют зоны мезозойских пород равные по величине синклинали Шамони. Исключение составляет лишь сравнительно небольшая грабен-синклиналь Ферниген (фиг. 31). Однако очевидно, что в структурном отношении она однотипна с зоной Шамони (Huttenlocher, 1948; Cadisch, 1953). Это узкая структура, выполненная интенсивно перемятыми юрскими и эоценовыми отложениями. Ложе синклинали образовано катаклазированными гнейсами, слагающими по крайней мере восемь обособленных тектонических клиньев. Некоторые из них, выжимаясь кверху, вдавливались в пластичную осадочную оболочку.

К юго-востоку от Аарского массива располагается узкий (не более 5 км), вытянутый в северо-восточном направлении на 35 км массив Т а в е ч. По крутому разрыву он взброшен местами на центральную зону Аарских гранитов, местами на мезозойские отложения синклинали Дисентис. Впервые выделенный П. Ниггли (Niggli, Staub, 1914) как самостоятельный тектонический элемент массив Тавеч образован характерным комплексом пород. Здесь развиты преимущественно мусковитовые парагнейсы, рассланцованные конгломераты, парасланцы, инъекционные гнейсы. Реже присутствуют кварцевые порфиры, амфиболиты и диориты (E. Niggli, 1944). Кристаллические породы, как правило, интенсивно раздроблены в результате альпийских движений; вообще для массива характерны многочисленные сколы, которые отчетливо маркируются зонами рассланцевания и милонитизации. Согласно Ф. Веберу (Weber, 1924) и



фиг. 31. Поперечный геологический профиль через синклиналь Ферниген (по Huttenlocher, 1948)
 1 - гранито-гнейсы Аарского массива; 2 - доггер; 3 - мальм;
 4 - эоцен; 5 - разломы. Профиль соответствует линии V на фиг. 29

Р. Штаубу (Staub, 1954), на востоке кристаллические породы массива Тавеч погружаются под толщи пермского веррукано (район Шланса), которые относятся уже к системе нижних пластин собственно гельветских покровов.

По-видимому, кристаллические породы массива Тавеч слагали основание обширного пермо-карбового прогиба. Здесь же, начиная с триаса, отлагались мезозойско-кайнозойские осадки гельветского типа. В результате альпийского сжатия первоначальная ширина массива была значительно сокращена. (Максимальное сжатие в пределах Гельветской зоны происходило как раз в районе массива Тавеч.) Фундамент реагировал на такое сжатие общим расплющиванием, раздроблением на многочисленные клинья, осадочный же чехол (включая и пермо-карбовый герцинский орогенный комплекс) отжимался к северу, образуя гигантскую массу покровов Гельветских и Гларнских Альп (Weber, 1924; Leopold, 1942; Cadisch, 1953; Трюмпи, 1965). Иными словами, район массива Тавеч является корневой зоной гельветских (в узком смысле этого слова) покровов.

Юго-восточнее Аарского и Тавечского массивов расположен крупный автохтонный массив Готтард. От Аарского массива он в первую очередь отличается тем, что уже в палеозое представлял собой обособленную структурную единицу (Cadisch, 1953). На территории Готтарда преимущественно развиты парагнейсы. Гранитоидные породы в отличие от Аарского массива, где они образуют гигантские тела, слагают небольшие штоки.

Кристаллическое ядро массива Готтард состоит из следующих зон (P. Niggli, 1934; Huber, 1943; Cadisch, 1953): 1) парагнейсов Гуршен (на севере); 2) центральной, наиболее сложно построенной гнейсовой зоны, содержащей основную массу герцинских гранитов и гранодиоритов; 3) парагнейсов Тремола. Осадочная оболочка массива представлена отложениями двух типов. На севере это полоса Урзерен - Гарвера, образованная филлитами, песчаниками и конгломератами пермо-карбона, содержащими кварцевые порфиры, кератофиры, спилиты и их туфы. Мезозойские отложения (доломиты, известняки, известково-глинистые сланцы триаса и лейаса), согласно Е. Ниггли (Niggli, 1944), похожи на южногельветские. Возможно, что отложения зоны Урзерен - Гарвера, представляющие собой нормальную осадочную оболочку северного склона Готтардского массива, являются уже переходными к отложениям мезозоя в фа-

циях блестящих сланцев. Южная полоса (зона Неуфен - Скопи) образована только сравнительно высокометаморфизованными осадками мезозоя; верхнепалеозойские отложения здесь отсутствуют. Нижний кварцитовый горизонт триаса трансгрессивно перекрывает кристаллический фундамент (Jung, 1963). Верхние горизонты триаса (доломиты и глинистые сланцы) вместе с юрскими отложениями (глинистые сланцы, глинистые известняки, кварциты) сорваны. Они находятся в параавтохтонном залегании, образуя весьма сложную систему складок и чешуй.

Отличительной особенностью массива Готтард является и то, что в период альпийского тектогенеза его герцинская структура испытала еще более резкую переработку, сопровождавшуюся существенным метаморфизмом как кристаллических пород фундамента, так и осадочного чехла. В настоящее время среди геологов весьма популярны представления о многофазовом проявлении альпийских деформаций в пределах Готтардского массива (Baumer, 1961; Steiger, 1962; Nabholz, Voll, 1963; Chadwick, 1968). Эти представления, основанные на результатах крупномасштабных съемок и детальных петроструктурных исследованиях, сводятся к следующему. В течение первой фазы происходило наплывание пеннинских покровов на массив Готтард. Такое надвигание имело место в мелу (Chadwick, 1968). Пеннинские покровы "утюжили" осадочную оболочку южного склона массива, сдвигали ее. В результате возникла весьма сложная система резко опрокинутых к северо-западу, вплоть до лежащих, часто изоклиналиных, сплюснутых складок (Nabholz, 1948; Jung, 1963; Liszkay-Nagy, 1965). Мезозойские отложения при этом расплющивались, образовалась совершенная разнобразная сланцеватость (Nabholz, Voll, 1963). Очень часто, особенно в верхней части пакета складок, последние распадались на многочисленные тонкие (десятки - первые сотни метров) тектонические пластины (Eichenberger, 1924; Jung, 1963). Таким образом, осадочная оболочка южной части Готтарда испытала значительное влияние надвигавшихся с юга пеннинских шарьяжей.

Вторая фаза деформаций - сжатие, проявившееся как на территории Готтардского массива, так и в пределах пеннинских покровов (Chadwick, 1968). Осадочная оболочка массива и пеннинские покровы были конформно смяты. Возникла система опрокинутых к юго-востоку и югу, крутых изоклиналиных складок, осложненных немногочисленными крутыми взбросами. Кристаллический доколь массива Готтард в это время подвергся интенсивному рассланцеванию. Альпийская сланцеватость совершенна, наблюдается почти повсеместно. На юге она круто (50-70°) падает на север, на севере в целом под теми же углами - на юг. Определения абсолютного возраста сланцев дали значения 46 млн. лет (Steiger, 1964), что указывает на ранний эоцен.

После расслаивания породы Готтарда и пеннинские покровы испытывали низкие температурный метаморфизм. В дальнейшем, в условиях прогрессирующего сжатия кристаллический фундамент Готтардского массива раздробился на серию крутых тектонических клиньев, имевших, так же как и сланцеватость, северо-восточное или широтное простирание. Это период катакластических деформаций. Дробление локализовалось вдоль сколов, часто приуроченных к древним разломам в парагнейсах. По данным Б. Чедвика (Chadwick, 1968), именно с периодом подобного дробления массива связаны региональный срыв его осадочной оболочки и начало образования ультрагельветских покровов. Структуры, образовавшиеся в третьей фазе, имеют неширокое распространение. Это мелкие меридиональные складки и разломы, возникавшие почти исключительно вдоль узкой пограничной полосы между Гельветской и Пеннинской зонами.

Следовательно, для всех герцинских автохтонных массивов Гельветских Альп характерна значительная переработка в кайнозое, выразившаяся в рассланцевании и раздроблении фундамента на отдельные клинья. Степень такой переработки увеличивается с северо-запада на юго-восток. Одновременно происходил срыв осадочной оболочки массивов. Максимальным он был на юго-востоке, где верхне-

палеозойские отложения были почти полностью удалены с автохтонного цоколя, дав начало гельветским и ультрагельветским шарьяжам. На северо-западе осадочный чехол массива более тесно связан с кристаллическими породами. Собственно автохтонным он может считаться лишь вдоль внешней периферии массивов Бельдонн, Эгюий-Руж и Аарского. Однако и здесь он местами сорван, хотя и незначительно смещен. Отложения, фациально близкие к автохтонным, накапливались в пределах центральных частей внешних массивов, откуда они шарьировались к северо-западу, образуя небольшие по амплитуде параавтохтонные покровы.

ПАРААВТОХТОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

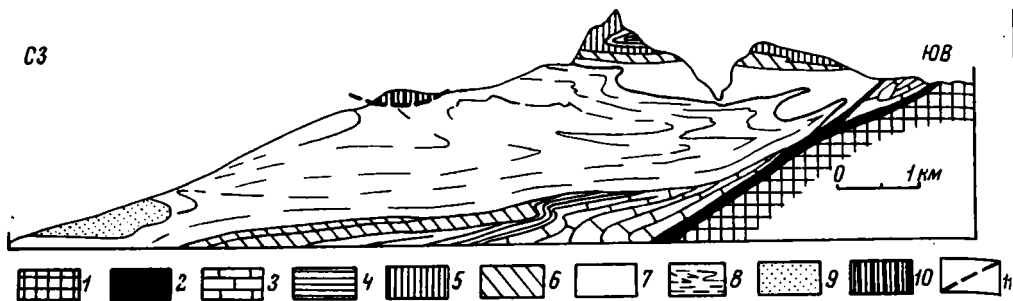
Параавтохтонные образования различаются по структуре в разных секторах Гельветской зоны. Так, например, на западе в районе между Арвом и Роной, и далее на восточном берегу последней выделяются два элемента: нижний (парагельветский покров Мёркль) и верхний (субгельветский - Диаблере). Структура этих покровов, их связь с автохтоном, механизм образования изучали М. Люжон, Л. Колле, Э. Парейя и другие. Сведения о их строении можно найти в более поздних работах (Goguel, 1951, 1955; Cadisch, 1953). Рассматриваемые покровы представляют собой систему сопряженных, лежащих, обращенных к северу антиклиналей, сложенных юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями.

Покров Мёркль наиболее хорошо вскрыт в долине р. Роны (массивы Дан-Мёркль и Дан-Миди). Он представляет собой лежащую изоклиналию антиклиналь. Хорошо сохранились ее подвернутое крыло и замок. Висячее крыло местами размыто. Антиклиналь обычно распадается на серию более мелких, иногда ныряющих складок. Может возникнуть пакет структур, в котором амплитуда каждой верхней складки будет больше амплитуды сопряженной нижней (фиг. 32). Иными словами, верхние элементы наволакиваются на нижние. Изредка наблюдается и обратная картина. В целом для антиклинали Мёркль характерны явления послонного течения пород, значительная дисгармония. Часто структуры, образованные отдельными стратиграфическими горизонтами, резко различаются по морфологии. Местами это килевидные нарушения, местами складки с плавным изгибом слоев в замках.

Антиклиналь Мёркль расположена на синклинали, выполненной эоценовым флишем, который трансгрессивно залегает на автохтонном мезозое. Разрезы автохтонного и параавтохтонного мезозоя несколько различны. Особенно значительны различия отложений мела. В ранней юре и мелу массив Эгюий-Руж представлял собой поднятие, более или менее четко разделявшее субгельветский и гельветский бассейны (Collet, 1935; Goguel, 1951). М. Люжон установил погружение терригенного материала во флишевой толще по направлению к массиву Эгюий-Руж. Он же отмечает здесь присутствие экзотических глыб, гранитных галек, сносившихся с этого массива в палеогеновый флишевый бассейн.

Э. Парейя и Л. Колле (Parejas, 1926; Collet, 1935) показали, что отложения, аналогичные отложениям покрова Мёркль, слагают синклинали Шамони. Это корневая зона покрова. Отсюда параавтохтонные мезозойские массы перебрасывались через массив Эгюий-Руж и заполняли внешнюю флишевую депрессию.

Покров Диаблере залегает выше покрова Мёркль и образован отложениями средней, верхней юры, мела и палеогена. В качестве самостоятельной структуры он появляется на правом берегу Роны. Далее к востоку этот покров погружается под гельветскую массу шарьяжа Вильдхорн, обнажаясь лишь в нескольких тектонических окнах. Рассматриваемый покров также представляет собой лежащую антиклиналь, морфологически сходную со складкой Мёркль. М. Люжон (Lugeon, 1914-1918) показал, что обычно подвернутое крыло антиклинали



Фиг. 32. Геологический профиль через массив Дан-Миди (по Люжону и Ганьебину, из работы Cadisch, 1953)

1 - кристаллические породы массива Эгюий-Руж; 2 - триас; 3 - доггер, мальм; 4 - валанжин; 5 - готерив; 6 - баррем, голт; 7 - нуммулитовые известняки; 8 - эоценовый субгельветский флиш; 9 - моласса; 10 - эоценовый ультрагельветский флиш; 11 - разломы. Профиль соответствует линии I на фиг. 29

осложнено пологим надвигом, вследствие чего юрские породы ядра покрова Диаблере лежат непосредственно на палеогеновом флише висячего крыла складки Мёркль. Местами смята осевая поверхность антиклинали, в результате чего под ней погребены гельветские и ультрагельветские массы.

Структура автохтонной осадочной оболочки, а также параавтохтонных покровов в восточной части Гельветской зоны Альп заметно изменяется. Выше кристаллических и верхнепалеозойских пород Аарского массива залегает его весьма сложно дислоцированная мезозойско-кайнозойская оболочка. Лишь отложения триаса и средней юры местами имеют стратиграфические контакты с образованиями цоколя. И те и другие в этом случае слагают многочисленные, более или менее круто падающие к югу чешуи. Однако часто (особенно в пределах восточного окончания массива) верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения сорваны и образуют самостоятельные клинья. Верхнеюрские и меловые слои сорваны всегда и, строго говоря, не могут рассматриваться как автохтонные (Греј, 1965). Они сложно и по отношению к среднеюрским дисгармонично дислоцированы. Часто складки распадутся на отдельные тектонические клинья, вдавленные в пластичную массу глобигериновых глин палеогена. Особенно сложно смят палеогеновый автохтонный флиш (песчаники Тайвейаннац), также образующий независимый структурный элемент (Bruckner, 1943; Gümpy, 1944).

Автохтон перекрыт серией тектонических пластин, нижней из которых является масса "гларнского флиша", представляющая собой более южный, ультрагельветский, а возможно частично и пеннинский элемент (Oberholzer, 1933; Leupold, 1942). Внизу здесь залегают серии чешуи, сложенных известняками и аргиллитами Блаттенгат (Cr₂-Pg), вверху - песчано-глинистый флиш, в том числе "дикий флиш" Сардона (Cr₂-Pg). Разрезы Блаттенгат являются переходными от ультрагельветских к гельветским, разрезы Сардона - типично ультрагельветские. Ультрагельветский флишевый комплекс занимает особое положение, располагаясь между собственно автохтоном и параавтохтоном.

Для объяснения такого необычного положения ультрагельветских и пеннинских флишевых толщ существует три гипотезы. Их краткий обзор дается по В. Леупольду (Leupold, 1942).

1. При надвигании гельветской и ультрагельветской покровной массы более подвижные и пластичные флишевые отложения соскальзывали с мезозойского ос-

нования, опережали в своем движении к северо-западу юрско-меловые пластины, заполняя субальпийский флишевый трог (депрессия Альтдорфер). В дальнейшем покров ультрагельветского "гларнского флиша" перекрывался мезозойской гельветской массой.

2. Шарьирование флиша происходило в две фазы. Сначала более ранние, чем гельветские, австрийские покровы, надвигаясь с юга на север, сдирали с мезозойского основания южную ультрагельветскую флишевую оболочку, волочили ее в своей подошве, перетаскивали через северный гельветский флиш, "сгружая" в субальпийскую депрессию. Затем при образовании покровов гельветский флиш соскальзывал с мезозойских масс, перекрывал ультрагельветский.

3. Ультрагельветский флишевый покров в виде тектонической пластины перекрывал гельветский. Далее гельветские массы образовали складку (Einwickelung), которая, вдавливаясь снизу в ультрагельветские, частично подминала их под себя.

По мнению В. Леупольда (Leupold, 1942), ни одна из этих гипотез не может объяснить появление Гларнского флишевого покрова. Картина, по-видимому, была более сложной и до настоящего времени не совсем ясна. Очевидно, движения во флишевой оболочке Гельветской зоны были неоднородными и южные (ультрагельветские) массы перебрасывались через северные (гельветские), располагались перед их северо-западным фронтом. После образования покрова он, видимо, подвергся сложному смятию, вследствие чего ультрагельветские флишевые отложения оказались "захваченными" в ядрах некоторых синклиналей, образованных гельветским мезозоем.

Выше флишевых толщ залегает система параавтохтонных покровов. Строение параавтохтона в различных районах заметно различается. На востоке, в зоне погружения Аарского массива, развита система чешуй, образованных парагельветскими, фашиально очень близкими к автохтонным отложениями мезозоя - кайнозоя (система пластин Каланда; Staub, 1954; Trümpy, 1944). Наоборот, вдоль северных окраин массива шире развиты более южные, субгельветские, массы (система пластин Кларид). Согласно данным Ф. Фрея (Frej, 1965), выше ультрагельветского флиша здесь расположены полого падающие к северу пластины покрова Грисшток, образованные верхнеюрскими известняками. Последние перекрывают нуммулитовыми известняками и сланцами субгельветского типа, среди которых встречаются многочисленные глыбы и чешуи верхнеюрских и меловых известняков. Это покров Каммлишток, представляющий собой массу, сорванную с верхнемелового основания (Brückner, 1943).

В целом же для параавтохтона восточной части Гельветской зоны характерно присутствие многочисленных пластин. Например, Р. Трюмпи (Trümpy, 1944) в пределах восточного окончания Аарского массива насчитывает до семи чешуй. Указанный автор отмечает, что их формирование происходило не путем расслаивания лежащих складок, а вследствие появления дополнительных сколов, расчленивших пластины на обособленные элементы. Аналогичные структуры описаны Ф. Фреем (Frej, 1965) в хр. Клариден, В. Леупольдом (Leupold, 1942) и В. Бизигом (Bisig, 1957) во флишевых отложениях района Элма.

АЛЛОХТОН

Выше автохтонного и параавтохтонного комплексов залегает сложнейшая система гельветских и ультрагельветских шарьяжей. Гельветские отложения накапливались в пределах южного склона массива Монблан, на территории южных окраин Аарского массива, а также массива Тавеч, ультрагельветские осадки отлагались в пределах массива Готтард (Weber, 1924; Collet, 1935; E. Niggli, 1944; Жинью, 1952; Cadisch, 1953; Трюмпи, 1965). И те, и другие в период альпийского тектогенеза были выжаты из корневых областей к северу, образовав серию тектонических пластин или лежащих покровных складок.

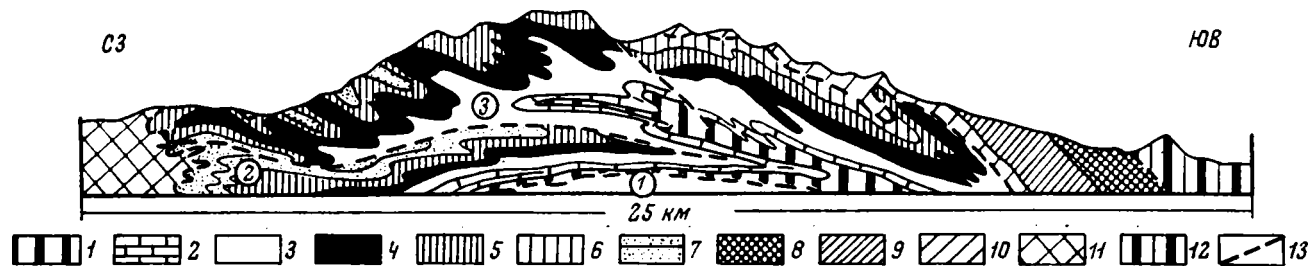
Гельветские покровы

Гельветские покровы образованы более мощными, фациально отличными от параавтохтонных отложениями триаса, юры, мела и палеогена. Структура гельветского аллохтона резко изменяется по простиранию. Далекo не всегда удается непосредственно в поле проследить все изменения в строении отдельных покровов. Поэтому проблема их сопоставления остается до настоящего времени одной из труднейших задач изучения геологии Альп. В пределах Гельветской зоны с юго-запада на северо-восток выделяются следующие четыре сектора, покровное строение которых в большей или меньшей степени различно: междуречья Роны и Кандера, Кандера и Реуса, Реуса и Линта, Линта и Рейна. Ниже рассмотрена структура каждого из этих районов.

Междуречье Роны и Кандера. Гельветская покровная масса впервые появляется восточнее долины Роны, сначала в виде осложняющей складки (дигитации) покрова Диаблере, а далее к востоку в виде самостоятельного элемента - покрова Вильдхорн. В Бернских Альпах этот покров vyplняет обширную поперечную сердцевину, расположенную между массивами Эгюий-Руж и Аарским. Здесь покров Вильдхорн в структурном отношении представляет собой огромную лежащую, близкую к изоклинали антиклиналь с плавно изогнутой кверху осевой поверхностью (фиг. 33). Появляясь на юге, в районе г. Мон-Бовен, из-под ультрагельветских масс, она слагает водораздельный гребень Гельветских Альп (массив Вильдхорн), затем в пределах их северных предгорий ныряет под ультрагельветские покровы Внутренних Предалп. Как было показано М.Люжоном (Lugeon, 1901-1902), подвернутое крыло складки осложнено надвигом, вследствие чего среднеюрские отложения ее ядра залегают непосредственно на молодых (в том числе и эоценовых) породах покрова Диаблере. В окрестностях Тунского озера гельветские массы залегают уже непосредственно на молассе; лишь кое-где здесь под ними расположены пластины эоценового субальпийского флиша.

Для покрова Вильдхорн характерна дисгармоничная складчатость, обусловленная срывами по ослабленным в механическом отношении, преимущественно глинисто-мергельным горизонтам оксфорда и особенно валанжина. Это приводит к тому, что верхние в стратиграфическом отношении слои, как правило, дислоцированы сильнее. Если ядро складки представляет собой сравнительно простую структуру, то в пределах всякого крыла наблюдаются по крайней мере девять осложняющих, опрокинутых к северо-западу нарушений. Замок антиклинали Вильдхорн распадается также на серию более мелких складок (фронтальные дигитации).

Междуречье Кандера и Реуса. Далее к востоку строение покрова усложняется. Проблеме перехода покрова Вильдхорн к структурам бассейнов Ааре и Реуса посвящено большое количество работ (Atb. Heim, 1919-1922; Argbenz, 1913, 1926; Collet, 1935; Masurczak, 1945; Staub, 1954; Hantke, 1961; и др.). Однако до настоящего времени в этом вопросе нет полной ясности. Очевидно лишь, что с воздыманием шарнира Гельветской складчатой зоны, обусловленным поднятием ее кристаллического фундамента (появление Аарского автохтонного массива), происходит существенная переработка структуры гельветских покровов. Юрское ядро антиклинали Вильдхорн распадается на две самостоятельные пластины, каждая из которых расчленена на серию чешуй или дигитаций. Меловая и третичная покрывка юры начинает обособляться, смещаясь независимо к северо-западу. Структура мел-палеогеновых аллохтонных масс также исключительно сложна. Естественно, в этих условиях происходит весьма запутанное тектоническое "перемешивание" мезозойско-кайнозойских толщ, полностью нарушается первоначальное взаиморасположение различных фациальных комплексов Гельветского прогиба. В рассматриваемом районе невозможно проследить все структурные переходы от покрова Вильдхорн к нарушениям бассейна Ааре. Поэтому лишь детальные фациальные исследова-



Фиг. 33. Геологический профиль через массив Вильдхорн (по Lugeon, 1901-1902)

1-7 - гельветские покровы: 1 - доггер, 2 - мальм, 3 - валанжин, 4 - готерив, 5 - баррем, нижний апт, 6 - апт, альб и верхний мел, 7 - эоценовый флиш; 8-11 - ультрагельветские покровы: 8 - триас, лейас, 9 - доггер, 10 - мальм, мел, 11 - ультрагельветский флиш; 12 - пеннинские покровы; 13 - разломы.

Цифры на профиле: 1 - покров Мёркль; 2 - покров Даблере; 3 - покров Вильдхорн. Профиль соответствует линии III на фиг. 29

ния позволяют внести некоторую ясность в проблему идентификации многочисленных пластин и покровных складок в различных секторах Гельветской зоны. Это в свою очередь дает возможность не только сопоставить структурное положение когда-то единых, а впоследствии раздробленных покровных масс, образованных одними и теми же отложениями, но в конечном счете восстановить последовательность и особенности развития шарьяжной структуры в целом. Вопросу фациальной характеристики гельветских покровов посвящено множество работ, начиная от первых построений Г. Шардта и Альберта Гейма и кончая новейшими исследованиями.

С севера на юг для собственно гельветских отложений в первом приближении выделяются следующие фациальные комплексы: северогельветский - Мюрчен, среднегельветский - Аксен, южногельветский - Бэхишток, Зильберн и Друсберг, каждый из которых характеризуется определенным разрезом. Мощность отложений каждого комплекса увеличивается к югу.

Характеристика гельветских покровов Центральной и Восточной Швейцарии рассматривается в сводках Р. Штауба (Staub, 1954, 1961), В. Брюкнера (Brückner, 1943), Р. Трюмпи (Trümpy, 1949; Трюмпи, 1965), Р. Хантке (Hantke, 1961). Ниже, при описании строения Гельветских и Гларнских Альп, используются в основном их материалы.

На территории междуречья Кандера и Реуса гельветская покровная масса четко выделяется по налеганию карбонатных мезозойских пород на палеогеновый флиш. В структурном отношении здесь обособляются два элемента: нижний, представленный сложно перематыми отложениями юры, мела, реже палеогена, и верхний, образованный исключительно мел-палеогеновыми отложениями. Нижний элемент соответствует фронтальной части покрова Вильдхорн. Он сложен отложениями в фациях Мюрчен и Аксен и в морфологическом отношении представляет собой систему изоклинальных, сдавленных, ныряющих к северо-западу складок. Структура очень запутана. Наблюдается дополнительное смятие нарушений (деформация осевых поверхностей). Характерна значительная дисгармония дислокаций. Часто верхнеюрские известняки сорваны с отложений средней юры, образуя независимые складки. Меловые отложения лишь иногда участвуют в их строении. Так, например, в массиве Хюетшток вместе с юрскими смяты только нижние горизонты валанжина. Основная же часть меловой толщи образует независимый структурный элемент. Наоборот, к востоку от Энгельберга мел-палеогеновые слои образуют в целом конформную структуру с юрскими (хотя дисгармония в стиле покрова Вильдхорн развита очень сильно). Еще восточнее (массив Уриротшток) меловая толща, особенно верхних складок, отделяется, образуя покров Аксен (Oberholzer, 1908). Юрские, а также смятые вместе с ними отложения мела и палеогена выделяются здесь как покров Уриротшток (Arbenz, 1926; Hantke, 1961). Геологическое строение массива Уриротшток представляет большой интерес. Согласно Б. Шпёрли (Spögli, 1966), выше Аарского массива (автохтон) здесь залегают две тектонические пластины. Нижняя сложена субгельветским флишем (эоцен), верхняя представляет собой тектоническое месиво субгельветского и южногельветского (в том числе и ультрагельветского) флиша. По-видимому, при образовании гельветских покровов южногельветская флишевая оболочка соскользнула с мезозойского основания к северо-западу и в дальнейшем в условиях прогрессировавшего движения гельветских мезозойских масс была погребена под ними. Выше флишевых отложений палеогена залегают тонкая (300 м) пластина среднеэоценовых известняков (покров Виссберг), которая в свою очередь перекрывается также тонкой пластиной мел-палеогеновых отложений (покров Гитчен).

Покров Уриротшток состоит из двух складок: нижней (Римишток) и верхней (Валеншток). Складка Римишток образована юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями. Ее подвернутое крыло осложнено пологим, погружающимся к северо-западу разрывом. В морфологическом отношении структура представ-

ляет собой гигантскую (видимая амплитуда свыше 6 км) изоклиналичную антиклиналь, осложненную множеством более мелких нарушений. Характерно дисгармоничное смятие слоев, послышное течение пластичного материала, нагнетание избыточных масс пород с крыльев в замок. В подвернутом крыле слои залегают спокойно, висячем они сложны, местами хаотически смяты. Механические свойства пород различных горизонтов вообще играют большую роль в определении структурных особенностей этой складки. Так, например, известняки маальма образуют сравнительно простое нарушение с плавным изгибом слоев в замке. Известняки эти разбиты многочисленными крутыми разрывами. Наоборот, толко-плитчатые слои доггера, слагающие ядро антиклинали, перематы очень сложно. Дигитация Валеншток в принципе имеет такое же строение.

Таким образом, в районе междуречья Ааре и Реуса нижний структурный элемент представляет собой сложную систему изоклиналичных складок, ныряющих к северо-западу. Их осевые поверхности, ограничивающие снизу разрыв и склон Аарского массива, в целом имеют одинаковые углы наклона (к северо-западу 15–30°). К востоку от долины Реуса и Урнского озера покров Уриротшток, по-видимому, выклинивается.

Верхний структурный элемент – покровы Аксен и Друсберг – соответствует мел-палеогеновой толще всячего крыла покрова Вильдхорн, сорванной и шарьированной изолированно от него к северо-западу.

Покров Аксен, сложенный в основном меловыми отложениями в среднегельветских фациях Аксен, состоит из двух изоклиналичных, ныряющих к северо-западу антиклиналей, разделенных узкой, иногда совершенно пережатой синклиналию (Anderegg, 1940). По-видимому, являясь сорванной меловой оболочкой южной части дигитации Валеншток, покров испытывал значительное дополнительное смятие и перетиранье в процессе надвигания. Во всяком случае и верхняя и особенно нижняя складки часто распадаются на массу мелких осложняющих нарушений, разбиты многочисленными сколами. Местами структура выглядит настолько хаотичной, что с трудом поддается описанию.

Покров Друсберг (в широком смысле этого слова) образован мел-палеогеновыми отложениями (преимущественно в южногельветских фациях Бэхишток, Зильберн и Друсберг). Лишь местами вдоль северного его фронта появляются меловые серии в среднегельветских фациях. Покров представляет собой обширную пластину, выполняющую покровную синклиналичную антиформную структуру шириной до 15 км и протяженностью свыше 75 км. Ее южный край залегают на складках покровов Уриротшток и Аксен, центральная часть – на флишевых толщах Субальпийской депрессии, а северная, фронтальная – уже на предальпийской молассе. Южное и северное крыла сложены преимущественно мезозойскими толщами. Лишь местами здесь присутствуют палеогеновые флишевые отложения. Ядро антиформной синклиналичной структуры выполнено (снизу вверх): 1) гельветским флишем (контакт с подстилающим мезозоем стратиграфический); 2) пластинами (не менее трех) ультрагельветского флиша и 3) отложениями пеннинского типа (Клиппеновый покров).

Структура покрова изменяется по простиранию. На западе (западное окончание хр. Пилатус, горный массив Граусшток) это сравнительно простая открытая структура с широким плоским дном. Вдоль северного ее крыла мезозойско-кайнозойские слои полого (20–30°) падают к юго-востоку; они образуют простую, сложенную мелкими складками моноклиналию. В пределах ядра слои залегают почти горизонтально. Южное крыло смято сложнее. Здесь появляется крупная, амплитудой до 5 км, лежащая антиклиналь, в подвернутом крыле которой зажаты флишевые отложения палеогена (фиг. 34). Уже отмечалось, что верхний гельветский покровный элемент образован только мел-палеогеновыми отложениями. Характерно, что в западной части рассматриваемого района в его пределах наблюдается первоначальная (седиментационная) последовательность фаций. С севера на юг здесь непрерывно прослеживаются отложения в фациях сначала Мюрчен, затем Аксен, Бэхишток (северное крыло), Зильберн



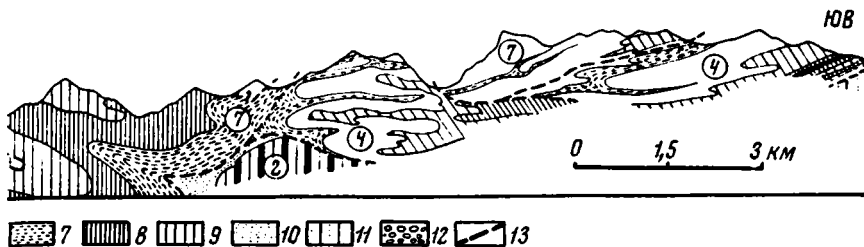
Фиг. 34. Геологический профиль через Гельветские Известняковые Альпы (массивы Пилатус и Граубшток; по Hantke, 1961)

1,2 - автохтон и параавтохтон: 1 - кристаллические породы Аарского массива, 2 - мезозойский осадочный чехол; 3-10 - аллохтон: 3 - пермо-триас, 4 - лейас, 5 - доггер, 6 - мальм, 7 - валанжин (мергели), 8 - валанжин (известняки), 9 - баррем, апт, альб,

и, наконец, Друсберг (южное крыло). Переходы между соседними фациями обычно постепенные. Мел-палеогеновая оболочка покрова Вильдхорн сместилась здесь к северу без существенного смятия и тем более перекрытия отдельных ее элементов другими.

Однако уже в нескольких километрах восточнее картина иная. В центральной части хр. Пилатус и в районе оз. Альпнах северное крыло покрова представляет собой серию падающих к юго-востоку тектонических чешуй (отложения в фациях Мюрчен, Аксен и Бэхшток). В пределах южного крыла появляется система более многочисленных лежащих или ныряющих к северо-западу, близких к изоклиналим складок, сложенных мел-палеогеновыми породами в фациях Друсберг. Обычно здесь наблюдаются три крупные антиклинали, разделенные сплюснутыми, иногда совершенно раздавленными синклиналими. Примерно в средней части ядра антиформной синклинали структуры из-под флишевых толщ палеогена появляются меловые отложения в фациях Зильберн, слагающие ядро опрокинутой к северо-западу антиклинали. Последняя делит флишевую полосу на две части: северо-западную (район оз. Альпнах) и юго-восточную (массив Стансерхорн). Меловые отложения антиклинали опрокинуты на флишевую серию Альпнаха. Возникает сжатая синклиналь, осевая поверхность которой изгибается согласно с изгибом слоев в замке антиклинали; в нижней части она наклонена к юго-востоку, в средней - стоит вертикально, в верхней - падает к северо-западу. Первоначальная последовательность фациальных комплексов здесь сохраняется, хотя границами между ними служат молодые взбросы. Характерно также то, что, несмотря на нормальное расположение таких комплексов, намечается заметное продвижение южных из них к северу. Вся структура несет на себе следы более интенсивного, чем на западе, поперечного сжатия.

Еще резче это явление выражено северо-восточнее. В горах Бюргеншток (юго-западный склон долины Фирвальдштетского озера) мел-палеогеновые отложения (фации Зильберн), слагающие ядро указанной антиклинали, сначала перекрывают флишевую полосу Альпнаха, а затем местами и полосу краевых чешуй (мезозойские отложения в фациях Мюрчен, Аксен и Бэхшток). В этом случае южногельветские массы (фации Зильберн) располагаются непосредственно у внешнего края Гельветской складчатой зоны. В этом же районе начинает сдавливаться и юго-восточная флишевая полоса, которую подминает крупная



верхний мел, 10 - субгельветский и гельветский флиш (Pg); 11 - ультрагельветский флиш (Pg); 12 - субальпийская моласса; 13 - разломы.

Цифры на профиле: 1 - автохтон; 2 - параавтохтон; 3-7 - аллохтонные образования в фациях: 3 - Мюрчен, 4 - Аксен, 5 - Бэхишток, 6 - Зильберн, 7 - Друсберг. Профиль соответствует линии IV на фиг. 29

лежащая антиклиналь, образованная меловыми отложениями в фациях Друсберг. Возникает вторично изогнутая флишевая синклинали, аналогичная рассмотренной выше. В районе восточного окончания Фирвальдштетского озера она полностью раздавлена, вследствие чего меловые породы (фация Друсберг) ее юго-восточного крыла надвинуты на одновозрастные образования (фация Зильберн) северо-западного крыла.

Таким образом, верхний структурный элемент гельветских покровов между-речья Кандер - Реус представляет собой сравнительно просто построенную, обширную пластину мел-палеогеновых отложений, в пределах которой сохраняется нормальная последовательность основных фациальных комплексов.

Междуречье Реуса и Линта. На территории правобережья Реуса внутри гельветского аллохтона также выделяются два структурных элемента. Однако их строение здесь существенно меняется. Нижний элемент (покров Аксен) представляет собой систему складок, образованных юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями (Buxtorf, 1908). Непосредственно к востоку от долины Урнского озера (западное окончание хр. Аксен) В. Брюкнер (Brückner, 1956) установил две сплюснутые, полого (20-25°) ныряющие к северо-западу антиклинали. Их юрские ядра и перекрывающие глинисто-мергельные слои валанжина сложно, иногда хаотически перематы. Они образуют массу мелких осложняющих дисгармоничных нарушений (дигитаций). Наоборот, преимущественно карбонатная, часто массивная толща верхов нижнего мела (кремнистые известняки и орбитолиновые слои) образует сравнительно простые, с едиными плавными замками складки.

Обе антиклинали разделены узкой, иногда сильно раздавленной синклиналью, выполненной палеогеновым флишем, т.е. все складки имеют нормальные структурные сопряжения. Нижняя антиклиналь относительно невелика по размерам. Она сложена средне- и верхнеюрскими, а также меловыми отложениями. В лежащем крыле развиты породы в фациях Мюрчен, висячем - в фациях Аксен. Верхняя антиклиналь также образована юрско-меловыми отложениями (фация Аксен). Она крупнее (видимая амплитуда до 6 км) и полностью перекрывает нижнюю. В. Брюкнер (Brückner, 1956) и Р. Хантке (Hantke, 1961) установили также, что по мере продвижения на восток в подвернутом крыле верхней антиклинвали появляется скол, по которому она сорвана относительно нижней. Это имеет большое значение, так как дает возможность непосред-

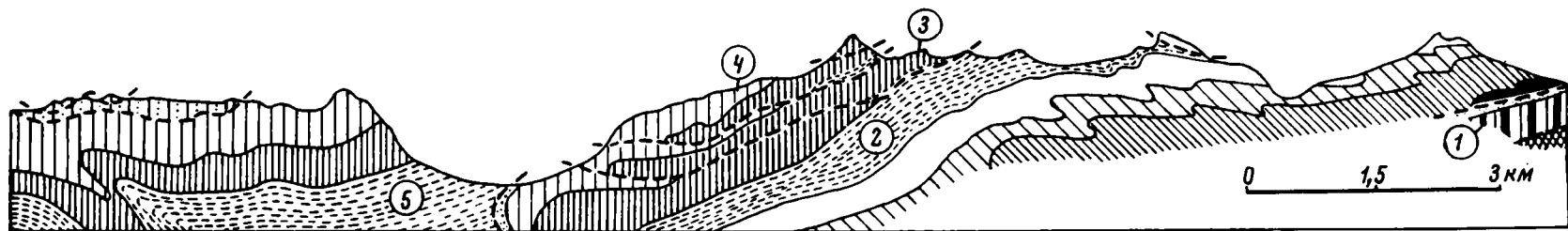
венно в поле проследить расслоение нормально сопряженных складок на обособленные пластины. На территории массива Росшток нижняя пластина срезается верхней.

Начиная с верховьев р. Бизис и далее к востоку вплоть до Гларнских Альп нижний структурный элемент представляет собой пластину, образованную юрскими и меловыми отложениями в фациях Аксен (фиг. 35). Возможно, что она является сохранившимся висячим крылом верхней антиклинали покрова Аксен. Пластина в виде пологой ($5-35^\circ$) моноклинали погружается на северо-северо-запад в целом согласно с подстилающими ее параавтохтонными толщами палеогенового флиша. Ее внутренняя структура очень проста; лишь иногда в ее пределах появляются небольшие, опрокинутые к северо-западу складки.

Рассматриваемые юрско-меловые отложения покрова Аксен от перевала Клаузен прослеживаются к северо-востоку до юго-восточных предгорий Гларнских Альп (левобережье Линта). Геологическое строение Гларнских Альп рассматривали многие геологи (Alb. Heim, 1919-1922; Oberholzer, 1933; Helbling, 1938; Staub, 1954; Schindler, 1959; Hantke, 1961), которые показали, что нижний структурный элемент здесь представлен двумя покровами: Мюрчен внизу и Аксен вверху. Покров Мюрчен, сложенный пермскими, триасовыми, юрскими и меловыми отложениями (фации Мюрчен), представляет собой горизонтально залегающую на параавтохтонном флише пластину (фиг. 36). Покров Аксен (юрские и меловые отложения в фациях Аксен) также является горизонтальной пластиной, в пределах которой слои, как правило, залегают согласно с плоскостью ограничивающего ее снизу разрыва. Лишь вдоль юго-восточных окраин хребта наблюдается ядро лежащей антиклинали, сложенной породами лейаса. Это еще раз подтверждает, что покров Аксен, имеющий в верховьях Бизиса и в Гларнских Альпах форму полого залегающей тектонической пластины с нормальной последовательностью стратиграфических горизонтов, возник из висячего крыла верхней лежащей антиклинали Аксен района Урнского озера. По-видимому, в процессе горизонтального перемещения подвернутое крыло этой складки было почти полностью стерто. Оно лишь частично сохранилось на крайнем востоке района.

В междуречье Реуса и Линта особенно резко, по сравнению с более западными территориями, изменяется структура верхнего элемента. Меловая толща здесь не только полностью отслоена, но и образует каскад крупных, ныряющих к северо-западу изоклиналиных складок (Alb. Heim, 1919-1922; Oberholzer, 1933; Staub, 1954, 1961; Hantke, 1961). Именно здесь покровные складки и пластины полого погружаются от Аарского массива в сторону Субальпийской депрессии. В целом их осевые плоскости под углом $10-30^\circ$ падают к северо-западу. Они наклонены согласно с плоскостью надвига, отделяющего параавтохтон от аллохтона. Необходимо отметить также, что в рассматриваемом районе расположение покровов повсеместно подчиняется следующей закономерности: каждый верхний крупнее подстилающего нижнего, перекрывает его, достигая более северных участков. В то же время следует учитывать, что каждый верхний покров образован отложениями, формировавшимися непосредственно южнее пород, слагающих соседний нижний. Следовательно, самые южные гельветские фациальные комплексы в структурном отношении залегают наиболее высоко и максимально продвинуты к северо-западу.

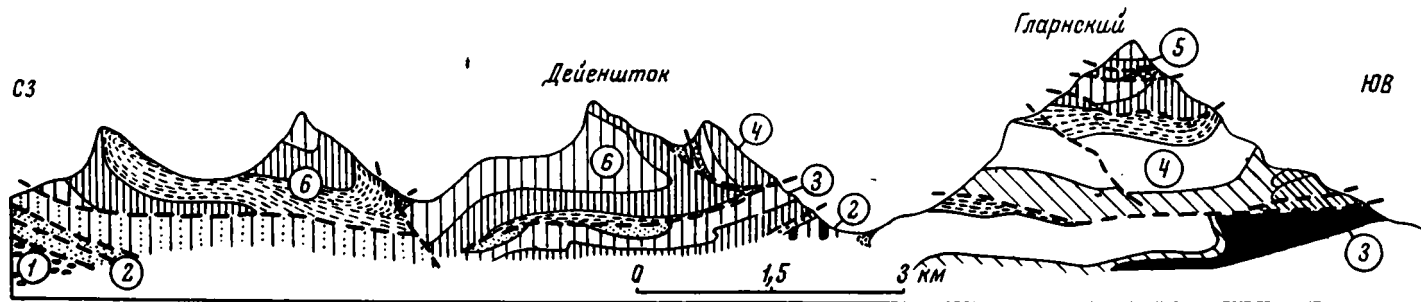
Непосредственно выше покрова Аксен (см. фиг. 35) расположен покров Бэхшток, далее - Зильберн и, наконец, гигантская масса покрова Друсберг (в узком смысле слова). Покров Бэхшток на западе района (массивы Росшток и Хайзершток) представляет собой тонкую (не более 700 м) пластину, образованную меловыми, реже палеогеновыми отложениями. Слои в ее пределах обычно сложно дисгармонично смяты. Присутствует система небольших ныряющих к северо-западу складок. Местами подвернутые крылья таких складок разорваны. В этом случае (массив Хайзершток) покров состоит из двух или



Фиг. 35. Геологический профиль через Гельветские Известняковые Альпы (массив Зильберн; по Hantke, 1961)

Условные обозначения см. на фиг. 34.

Цифры на профиле: 1 - параавтохтон; 2 - покров Аксен (фации Аксен); 3 - покров Бэхишток (фации Бэхишток); 4 - покров Зильберн (фации Зильберн); 5 - покров Друсберг (в узком смысле слова, фации Друсберг). Профиль соответствует линии VI на фиг. 29



Фиг. 36. Геологический профиль через Гельветские Известняковые Альпы (массивы Гларнский и Дейенштот; по Hantke, 1961)

Условные обозначения см. на фиг. 34.

Цифры на профиле: 1 - автохтон; 2 - параавтохтон; 3-6 - аллохтон: 3 - покров Мюрчен, 4 - покров Аксен, 5 - покров Бэхишток, 6 - покров Друсберг. Профиль соответствует линии VII на фиг. 29

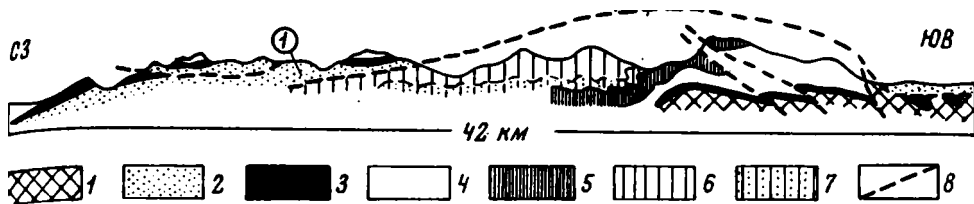
трех падающих к северо-западу тонких тектонических чешуй. Восточнее (массив Зильберн) покров Бэхшток представляет собой единую пластину. Слои полого моноклинально наклонены к северо-западу. В южной части покрова развиты наиболее древние отложения мела (валанжия, готерив, баррем, апт), в северной — молодые (альб, верхний мел, палеоген). На юге надвиг, ограничивающий пластину снизу, является секущим (меловые слои падают круче, чем плоскость разрыва), на севере — согласным (наклон плоскости разрыва и слоев одинаковый). Это вообще характерно для покровов Аксен, Зильберн, в какой-то степени для покрова Друсберг.

Покров Зильберн состоит из меловых, реже палеогеновых отложений. В массивах Вассерберг и Зильберн нижнемеловые слои его подошвы залегают на верхнемеловых, иногда палеогеновых породах кровли Бэхштока. В структурном отношении покров Зильберн представляет собой тонкую (200–700 м) пластину с нормальной последовательностью стратиграфических горизонтов. Эта пластина возникла путем отрыва верхней лежащей антиклинали от сопряженной с ней нижней. Подвернутое крыло такой складки разрывалось и в процессе перемещения почти полностью стиралось. Лишь в одном месте (массив Зильберн) его можно наблюдать. В то же время довольно часто мы видим замок антиклинали с его характерным подворотом слоев.

Покров Друсберг, образованный мощными (до 2 км) отложениями мела, слагает северную периферию гельветского аллохтона. Местами он залегают на покрове Бэхшток, местами — на покрове Зильберн, а иногда перекрывает покров Аксен. Почти повсеместно нижние горизонты валанжина покрова Друсберг (глинисто-карбонатная толща) полого лежат на верхнемеловых или палеогеновых породах нижних покровов. В структурном отношении рассматриваемый покров представляет собой гигантскую, очень мощную пластину, полого погружающуюся к северо-западу. В отличие от района междуречья Ааре и Реуса, где в ее пределах развита серия крупных лежащих или резко опрокинутых изоклинальных складок, на водоразделе Реуса и Бизиса строение покрова заметно меняется. Пластина смята в систему сравнительно небольших, наклоненных или круто опрокинутых к северо-западу открытых складок. Часто слои образуют пологие моноклинали или же вообще залегают почти горизонтально. Возможно, что такое упрощение структуры кажущееся. Дело в том, что здесь повсеместно вдоль внешнего фронта покрова Друсберг наблюдается характерный подворот слоев, который может рассматриваться как замок гигантской лежащей антиклинали. Это предположение подтверждается тем, что в северо-восточной части района (массивы Флюебриг и Редертен) в связи с воздыманием шарнира Гельветской складчатой зоны обнажается не только замок, но и часть подвернутого (лежащего) крыла антиклинали. Меловые слои залегают здесь на ультрагельветском палеогеновом флише Шлирен и Вегиталь, которые к югу от оз. Зиль на обширных площадях уже перекрывают покров Друсберг.

В Гларнских Альпах меловые пластины представлены только покровом Бэхшток, горизонтально залегающим на покрове Аксен. К северо-западу от Гларнских Альп (юго-восточный склон массива Дейеншток) картина следующая (см. фиг. 36). Покров Друсберг залегают местами на покрове Мюрчен, местами на покрове Аксен. При этом мел-палеогеновые отложения в фациях Аксен слагают замок лежащей антиклинали, вдавленный в массу валанжинских отложений Друсберга. Примечательно, что последние также образуют лежащую складку, облекающую складку Аксен, т.е. меловые слои в фациях Аксен и Друсберг мялись конформно уже после образования покровных пластин. Следует учитывать также, что это смятие не захватывало покров Мюрчен. По-видимому, уже после образования пакета пластин верхние из них скользили по нижним (Мюрчен), создавая дополнительные, весьма сложные нарушения.

Таким образом, верхний структурный элемент гельветских покровов междуречья Реус — Лият представляет собой систему ныряющих к северо-западу покровных складок, которые очень часто распадаются на отдельные пластины.



Фиг. 37. Геологический профиль через междуречье Линт - Рейн (по Cadisch, 1953)

1 - кристаллические породы Аарского массива; 2 - пермское веррукано; 3 - триас; 4 - юра; 5 - мел; 6 - гельветский флиш; 7 - ультрагельветский флиш; 8 - разломы.

Профиль соответствует линии VIII на фиг. 29

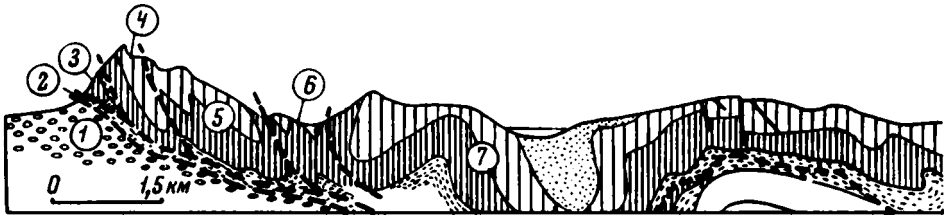
Для всего пакета структур характерен перевернутый порядок фациальных комплексов мел-палеогеновых отложений. Северогельветские толщи в альпийской структуре залегают на юге, южогельветские - на севере.

Междуречье Линта и Рейна. В пределах рассматриваемого района происходит наиболее резкая перестройка структуры Гельветской зоны. В отличие от западных территорий, где преимущественно развиты покровные складки, здесь расположен мощный пакет тектонических пластин, формировавшихся в результате дробления аллохтона на серию изолированных чешуй (Teildecken) и последующего их надвигания одна на другую (фиг. 37). Отличительной особенностью является также то, что в основании некоторых пластин залегают горизонты пермского веррукано и триаса, которые почти полностью отсутствовали западнее Линта.

В структурном отношении междуречье Линт - Рейн представляет собой гигантский, вытянутый в северо-восточном направлении купол, сводная часть которого является восточным продолжением Аарского массива и приурочена к резкому погружению его кристаллических пород. Древние образования восточные долины Линта исчезают, и в ядре купола выше автохтонного мезозоя залегает система пластин суб- и ультрагельветского палеогенового флиша (Leupold, 1942; Bisig, 1957; Rüefli, 1959). Последний в свою очередь перекрыт гельветскими покровами. На обширных площадях в районе Гларуса, горных массивов Керпф, Фораб и Хаусшток, близ г. Элма и далее к востоку вплоть до долины Рейна - везде выше меловых и палеогеновых толщ очень полого, с четкими тектоническими контактами (тонкие линзы милонитизированных известняков мезозоя) залегают нащепки пермского веррукано. Именно здесь, в местах исключительно отчетливого налегания палеозойских пород на кайнозойские, впервые были установлены альпийские покровы.

Осевая часть отмеченного купола совпадает с долиной р. Вайштаннен. Северо-западнее от нее параавтохтонные и аллохтонные пластины полого (5-20°) погружаются к северо-западу, в сторону оз. Валензее и гор Хурфирстен; юго-восточнее они также очень полого наклонены к юго-востоку, в сторону верховьев Рейна. Таким образом, гельветский аллохтон образует покрывку купола, повторяющую его сводовое очертание.

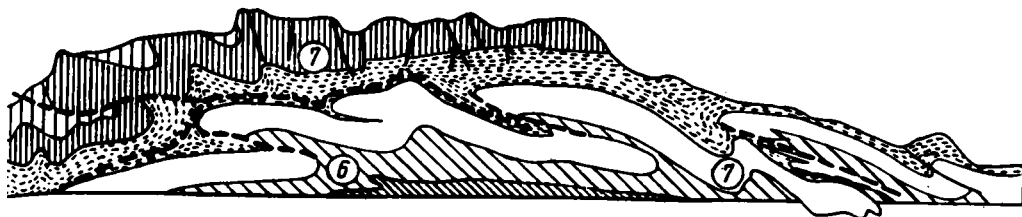
Нижние структурные элементы района ранее обычно выделяли в виде единого Гларнского покрова, сложенного преимущественно пермским веррукано (Am. Heim, 1919-1922; Oberholzer, 1933). Впоследствии они были расчленены на серию обособленных пластин (Helbling, 1938; Staub, 1954). Снизу вверх здесь располагаются покровы Шилт, Гуфельшток и Мюрчен (в широком смысле слова).



Фиг. 38. Геологический профиль через Гельветские Известняковые Альпы (массивы Зильберплаттен и Хурфирстен; по Hantke, 1961)
Условные обозначения см. на фиг. 34.

Покров Шилт сложен преимущественно пермскими, в меньшей степени триасюрскими отложениями. Первоначально он представлял собой фронтальный элемент надвигавшейся восточногогельветской шарьяжной массы. В процессе смещения он стал обособляться и в конечном счете был перекрыт тыловыми (южными) частями аллохтона. Так сформировался и покров Гуфельшток, сложенный породами перми, триаса, реже юры и в свою очередь разбитый на серию более мелких чешуй. Выше фронтальных покровов Шилт и Гуфельшток залегает главная восточногогельветская аллохтонная масса, выделяемая как покров Мюрчен (Oberholzer, 1933; Cadisch, 1953), или Клентальский покров (Staub, 1954, 1961). Это огромная, исключительно сложно построенная система пластин, образованных пермскими, триасовыми, юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями. В основании здесь залегает единая пластина пермских, триасовых и нижнеюрских пород, образующих покров Мюрчен (в узком смысле этого слова; см. фиг. 37). Северная его часть характеризуется отсутствием лейаса (Trümpy, 1949; Staub, 1954; Schindler, 1959) (фации Мюрчен), южная, — напротив, развитием мощных отложений лейаса (фации Аксен). Таким образом, средне- и южногельветские толщи, в отличие от Центральной Швейцарии, слагают здесь единый структурный элемент. Покров Мюрчен продвинут к северу сильнее, чем фронтальные пластины. Амплитуда его перекрытия покрова Шилт достигает 12 км; вследствие этого в северной части Гельветской зоны он залегает уже на параавтохтонном флише.

Как показал Р. Хелблинг (Helbling, 1938), для покрова Мюрчен характерно расслоение всей осадочной толщи на обособленные в структурном отношении горизонты. Здесь формируется система сорванных горизонтальных пластин, каждая из которых обладает специфической внутренней структурой. Лишь на севере района (окрестности Квинтена) триасовые, юрские, меловые и палеогеновые отложения покрова Мюрчен образуют непрерывную серию. Наоборот, южнее средне-верхнеюрские слои отделены от триас-лейасового основания и образуют сорванный покров Гонзен (Staub, 1954). Аналогично сорвана и мел-палеогеновая толща, выделяемая как покров Сентис (Am. Heim, 1919-1922; Cadisch, 1953; Staub 1954). Каждая верхняя пластина продвинута к северу относительно соседней нижней. Так, например, покров Гонзен надвинут на фронтальную часть Мюрчена (в узком смысле слова) приблизительно на 7 км, а покров Сентис перекрыл фронтальную часть Гонзена на 5 км. Следовательно, мел-палеогеновая оболочка суммарно смещена к северу на 12 км. Близ Квинтена ее нижнемеловые слои полого залегают непосредственно на палеогеновых отложениях фронтальной части покрова Мюрчен. Иными словами, покров Сентис, являясь сорванным на большей части территории водораздела Лянта и Рейна, в своей фронтальной части становится надвинутым.



Цифры на профиле: 1 - автохтон; 2 - параавтохтон; 3-7 - аллохтон: отложения в фациях: 3 - Мюрчен, 4 - Аксен, 5 - Бэхшток, 6 - Зильберн, 7 - Друсберг. Профиль соответствует линии IX на фиг. 29

Внутренняя структура отмеченных пластин рассматривалась во многих работах (Am. Heim, 1919-1922; Helbling, 1938; Staub, 1961; Hantke, 1961; Herb, 1962). Нижняя пластина (P-J₁) дислоцирована в целом слабо. Пластина Гонзен (J₂₋₃) сорвана по ааленским сланцам. Сравнительно компетентные слои железистых песчаников и известняков байос-бата разбиты на серию полого (10-20°) падающих к юго-востоку чешуй. Всего их здесь выделяется не менее восьми (фиг. 38). Чешуи, надвинутые одна на другую в среднем на 2-3 км, образуют характерную черепитчатую структуру. Пластина Сентис (Cg-Pg) сорвана по пластичному горизонту берриас-портландских мергелей. В южной ее части, там, где широко развита мощная портланд-валажжинская мергельная серия, слои дислоцированы относительно слабо. Несколько сильнее смяты пластичные породы низов нижнего мела, для которых вообще характерны дисгармоничные складки послынного течения. Более жесткие известняковые горизонты верхов нижнего и верхнего мела залегают почти горизонтально либо образуют сравнительно простые мульдообразные структуры. Лишь изредка здесь появляются резко выраженные, опрокинутые к северо-западу нарушения, замки которых осложнены сколами типа взбросов или крутых надвигов. В северной части пластины структура изменяется. Меловые, реже палеогеновые слои образуют серию чешуй, разделенных взбросами, смыкающимся внизу с плоскостью основного надвига. Очень часто такая чешуя представляет собой сжатую, близкую к изоклинальной, опрокинутую к северо-западу синклиналь. По-видимому, вся мел-палеогеновая толща испытывала здесь резкое поперечное сжатие. Сначала она мялась; далее, по достижении определенного предела, антиклинали, разделявшие синклинали, разрывались продольными взбросами, а каждая более южная синклиналь надвигалась на соседнюю северную. Амплитуда надвигов редко превышает 1-2 км. Лишь иногда в результате особо интенсивного сжатия образуются тектонические козырьки с несколько большими амплитудами перекрытия.

Следует отметить также, что в пределах междуречья Линт - Рейн сохраняется первичное (седиментационное) расположение фациальных комплексов для всех перечисленных пластин. С севера на юг здесь располагаются юрские и меловые отложения в фациях Мюрчен, Аксен, Бэхшток, Зильберн и Друсберг. Триас-лейасовая, доггер-мальмская и мел-палеогеновая толщи дислоцировались независимо одна от другой, каждая из них смешалась к северо-западу на различные расстояния, но повсеместно в их пределах сохранялось нормальное положение основных фациальных комплексов.

Выше гельветских покровов залегает сложная система ультрагельветских пластин. Основная масса слагающих их мезозойско-кайнозойских отложений в настоящее время сосредоточена в районе Предальп, где образует две полосы выходов, протягивающихся от долины Арва на западе до Тунского озера на востоке. Это Внешние и Внутренние Предальпы. В структурном отношении ультрагельветские массы здесь представляют собой серию покровов, подстилающих мезозойско-кайнозойские отложения Средних Предальп (шарьированные к северо-западу пеннинские образования; Жинью, 1952; Schnittmann, 1951; Трюмпи, 1965). Кроме того, отдельные участки главным образом ультрагельветского флиша установлены в Центральной и Восточной Швейцарии (Leupold, 1942; Schaub, 1951; Hsu, 1960), где он подстилает останцы мезозойско-кайнозойских отложений пеннинского типа (Клиппеновый покров). Уже говорилось, что ультрагельветские отложения первоначально накапливались в пределах Готтардского массива и в зоне Сион-Ферре (долина верхнего течения Роны), к югу от гельветских автохтонных массивов Монблан, Аарского и Тавеч. В период альпийского тектогенеза они выжимались к северо-западу, перекрывая собственно гельветские покровы. М. Люжон и Л. Колле (Collet, 1935) предположили, что первоначально те и другие представляли собой единую систему структур. Впоследствии в связи с перемещением пеннинских покровов ультрагельветские массы были сорваны с гельветских и дополнительно смещены к северо-западу. В этом случае и сформировались шарьяжи Внутренних и Внешних Предальп. Юго-восточная часть ультрагельветского аллютона залегает на различных структурных элементах гельветских покровов, северо-западная — на субальпийском флише и предальпийской молассе.

Обычно на территории Гельветских Альп и Внутренних Предальп выделяются следующие покровы (Lugeon, 1920; Collet, 1935; Furrer, 1949; Cadisch, 1953): Плейн-Морт, Тур-Данзейнд, Лаубхорн, Мейере (водораздел Арва и Роны), Плейн-Морт, Тотхорн и Лаубхорн (водораздел Роны и Тунского озера). Как показал М. Люжон (Lugeon, 1914-1918), покров Плейн-Морт сложен верхнеюрскими и меловыми отложениями, в фациальном отношении близкими к отложениям покрова Вильдхорн. Оба эти покрова на южном склоне Гельветских Альп структурно тесно связаны. Здесь ультрагельветские покровы представляют собой падающие к юго-востоку пластины преимущественно мезозойских, реже палеогеновых пород. Отдельные их останцы известны в водораздельных частях хребта (массив Вильдхорн). Особенно четко структурные взаимоотношения гельветских и ультрагельветских покровов устанавливаются в долине р. Зимме, где мезозойские отложения Плейн-Морта залегают непосредственно на эоценовых породах Вильдхорна (Collet, 1935).

Для Внутренних Предальп, которые представляют собой, пожалуй, наиболее сложно построенную зону Альп, наряду с широким развитием мезозойских толщ характерно присутствие пластичных масс ультрагельветского флиша. Отмеченные выше ультрагельветские покровы превращены здесь в серию раздавленных, иногда дополнительно смятых чешуй.

Уже Г. Шартд и М. Люжон (в ранних своих работах) показывали, что структурным аналогом Внутренних являются Внешние Предальпы. Е. Ганьбин (Gagnebin, 1924) установил, что за исключением района Монсальван, где структура ультрагельветских масс сравнительно проста, Внешние Предальпы представляют собой систему многочисленных тектонических чешуй, часто удивительно выдержанных по простиранию. Так же как и во Внутренних Предальпах, наряду с юрскими и меловыми отложениями здесь развит ультрагельветский флиш.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ШАРЬЯЖНОЙ СТРУКТУРЫ ГЕЛЬВЕТСКОЙ ЗОНЫ АЛЬП

На основании изложенного материала можно сделать следующий вывод: покровные массы, выполняющие Субгельветскую депрессию, в отдельных секторах гельветской зоны обладают различной структурой. В Западной Швейцарии развита система часто нормально сопряженных, ныряющих покровных антиклиналей, в пределах которых мезозойско-кайнозойские отложения в целом смяты конформно. Это покровы Мёркль, Дяблере и Вильдхорн. Лишь ультрагельветские толщи, образующие пластины, резко отделены от подстилающих отложений.

В Центральной Швейцарии только северо- и среднегельветские отложения мезозоя - кайнозоя (J-Pg) дислоцированы совместно. Они также слагают ныряющие антиклинали (покровы Уриротшток и частично Аксен). Южногельветские массы, представленные исключительно мел-палеогеновыми отложениями, образуют сорванную, резко продвинутую к северо-западу пластину, смятую в систему лежащих или ныряющих складок (покров Друсберг).

В Восточной Швейцарии гельветский аллохтон расслоен на несколько относительно слабо дислоцированных пластин. Это покровы Шилт и Гуфельшток (отложения P, T и J), Мюрчен (отложения P, T и J, во фронтальной части иногда P, Gr, Pg), Гонзен (отложения J₂₋₃) и Сентис (отложения Gr-Pg).

Необходимо кратко остановиться на фациальной характеристике отложений, слагающих гельветские покровы. Эта проблема особенно часто обсуждается швейцарскими и французскими геологами. Вслед за первыми классическими исследованиями Г. Шардта, Альберта и Арнольда Геймов, М. Люжона, Я. Оберхольцера и Р. Штауба появилось множество как сводных, так и частных работ, посвященных сравнительному описанию отложений в пределах тех или иных покровов. При изучении этой проблемы обычно преследуют две цели.

1. Сопоставление покровов, резко различающихся в структурном отношении, невозможно без фациальной характеристики слагающих пород - сопоставление чисто геометрическое должно дополняться фациальным. Без этого по существу, нельзя понять взаиморасположение толщ, образующих покровные пластины и складки и когда-то представлявших собой единое целое, расшифровать покровную структуру во всем ее сложном многообразии.

2. Анализ фаций и мощностей позволяет, кроме того, восстановить особенности палеоструктуры и палеогеографии области седиментации, что в конечном счете делает возможным с той или иной степенью точности определить корни шарьяжей, а следовательно, и амплитуду их перемещения. Естественно, обе эти задачи теснейшим образом связаны, являясь ключевыми при выяснении механизма покровообразования.

Уже в начале столетия Г. Шардт установил, что отложения, слагающие каждый из покровов Предальп, фациально и по мощности различны. Он предположил, что каждый верхний покров сложен породами, формировавшимися южнее пород соседнего нижнего. Либо "разворачивая" складки, либо сопоставляя пластины, можно в принципе восстановить структуру прогиба и дать его палеогеографическую реконструкцию. Позднейшие исследования подтвердили блестящую догадку Г. Шардта. В настоящее время картина условий седиментации в Гельветском прогибе изучена достаточно полно. Установлено, что на севере развиты более мелководные, менее мощные, на юге - глубоководные мощные осадки юры и мела. Нет смысла в кратком обзоре давать развернутую характеристику изменения фаций всех стратиграфических горизонтов в гельветских покровах Альп, так как этот вопрос освещен в переведенных на русский язык работах М. Жинью (1952) и

Р. Трюмпи (1965). В качестве примера остановлюсь на изменении фаций лейасовых и нижнемеловых отложений на территории Восточной Швейцарии.

Как показал Р. Трюмпи (Tümpy, 1949), в нижних покровах Шилт, Гуфельшток и Мюрчен лейасовые отложения вообще отсутствуют. На севере Гельветского прогиба в лейасе располагалась приподнятая, активно размывавшаяся суша, поставлявшая в прилегающую с юга депрессию обломочный материал. В покрове Аксен, а восточнее Ливта в южной части покрова Мюрчен лейасовые отложения достигают мощности 300 м. Здесь развита пестрая флишеподобная карбонатно-терригенная толща (известковистые песчаники, мергели, глинистые сланцы и т.д.). В Гларнских Альпах вдоль северного края покрова Аксен развиты обвальные глыбы, что, по мнению К. Шиндлера (Schindler, 1959), указывает на резкий, по-видимому, тектонический контакт между приподнятой и опущенной зонами.

Более сложная зональность наблюдается в нижнемеловой толще, изученной Арнольдом Геймом (Arn. Heim, 1916; Arn. Heim, Baumberger, 1933). Фациальная характеристика нижнемеловых отложений, кроме отмеченных работ Гейма, дается в сводках М. Жинью (1952), Д. Кадиша (Cadisch, 1953) и Р. Трюмпи (1965). Мощность нижнемелового разреза быстро нарастает от автохтона, где она равна 100 м, к верхним покровам, где достигает 1400 м. Отложения валанжина подразделяются на нижний - мергельный и верхний - известняковый горизонты. В Восточной Швейцарии в пределах автохтона, параавтохтона и в нижних гельветских покровах развиты мелководные песчаные мергели с многочисленными прослоями и линзами устричных ракушнякав. Известняки оолитовые, органо-генно-обломочные. В верхних покровах осадки обладают батинальными чертами. Мергели здесь более однообразные; среди известняков преобладают грубослоистые афанитовые разновидности. В наиболее высоких структурных элементах среди известняков появляются прослои мергелей.

В автохтоне и параавтохтоне отложения готерива представлены кремнистыми известняками с прослоями органо-генно-обломочных разновидностей. В покровах Мюрчен и Аксен это кремнистые известняки, в основании которых расположен прослой аргиллитов. Южногельветские покровы Друсберг и Сентис также сложены кремнистыми известняками, переслаивающимися с аргиллитами, количество которых быстро увеличивается к югу.

Разрез баррема и нижнего апта включает слои Альтман (глауконитовые песчаники), слои Друсберг (мергели), нижние известняки Шраттен, нижние орбитолиновые слои (мергели), верхние известняки Шраттен, верхние орбитолиновые слои (мергели). В параавтохтоне и покрове Мюрчен песчаники Альтман присутствуют лишь местами. Слои Друсберг здесь представлены в литоральных фациях. В верхних гельветских покровах это однообразные, более глубоководные мергели. Нижние известняки Шраттен, распространенные в параавтохтоне и нижних покровах, в верхних элементах замещаются мергелями. В параавтохтоне орбитолиновые слои и верхние известняки Шраттен уничтожены предверхнемеловой эрозией. В типичных разрезах они присутствуют в покрове Мюрчен. По мере перехода к более верхним пластинкам известняки вытесняются мергелями. В самых высоких (первоначально южных) элементах известняки почти полностью замещены относительно маломощными гудуководными мергелями (фации Друсберг).

Верхнеаптские и альбские слои представлены глауконитовыми песчаниками.

Из приведенного материала видно, что Гельветский прогиб обладал четкой поперечной фациальной зональностью. Поэтому почти каждый гельветский покров характеризуется определенными фациями слагающих его отложений. Это в свою очередь позволяет сопоставить взаиморасположение шарьированных масс, представлявших собой когда-то единое целое.

Доказано, что мезозойско-кайнозойские отложения гельветского типа накапливались в пределах внутренних кристаллических массивов и в период альпийского тектогенеза были перемещены к северу. Наиболее хорошо корневая зона

гельветских покровов изучена в Восточной Швейцарии, где она представляет собой узкий клин массива Тавеч, зажатый между более крупными Аарским и Готтардским массивами. Необходимо сразу же отметить, что ширина корневой зоны (2–3 км) несравнима с шириной полосы гельветских покровов (35–40 км). Если же "развернуть" лежащие складки и учесть эффект наложения в разрезе пластин, то первоначальная ширина аллохтона будет заведомо гораздо больше 40 км. Естественно, сокращение ширины области седиментации минимум на 40 км можно объяснить лишь значительным региональным сжатием в области корней. Следы такого сжатия и несет на себе структура автохтонных массивов. Здесь развиты региональная сланцеватость, мощные зоны динамометаморфизма, многочисленные сколы. После работ М. Люжона, К. Пора, Р. Штауба, П. Корбена, Н. Ульянова и Л. Колле процессам раздавливания кристаллического цоколя стали придавать огромное значение. Более того, возникновение и развитие сорванных покровов теперь рассматриваются в тесной генетической связи с активно протекавшей деформацией фундамента. Автохтонный комплекс выделяется не как нечто пассивное и стабильное, а как интенсивно деформировавшийся элемент. Возможно, что тектоническому сжатию, нашедшему выражение в резком сокращении первоначальной ширины фундамента, принадлежит решающая роль в образовании сорванных покровов.

В Гельветских Альпах региональное сжатие привело к тому, что кристаллический фундамент был раздроблен на серию более или менее крупных клиньев. Возникавшие сколы местами явно накладывались на более древние элементы, пересекая под большими углами герцинские структурные простирания (Corbin, Oulianoff, 1927), местами же совпадали с плоскостями древних разрывов. Регенерация последних имела большое значение особенно в пределах Аарского и Тавечского массивов (Huttenloher, 1948; Staub, 1954). Дробление фундамента, дифференцированные движения его изолированных блоков привели к структурному обособлению более пластичной осадочной оболочки. В основе такого обособления лежал тектонический срыв, приуроченный к механически ослабленным горизонтам (пластичные слои, поверхности угловых и стратиграфических несогласий). В результате срыва резко обособились два комплекса, каждый из которых характеризовался своим собственным структурным стилем: фундамент, имевший блоковое строение, и чехол, представлявший собой относительно гомогенную, более или менее сильно дисгармонично смятую сорванную массу.

Позднее, в условиях прогрессирующего сжатия, такие клинья на фоне продолжавшегося расплющивания слагающих их кристаллических пород начинали напирать один на другой. Наблюдается обычно следующая картина: каждый южный блок надвигался на соседний северный (или, что в механическом отношении безразлично, каждый северный поддвигался под соседний южный). Характерно, что максимальное сжатие, расплющивание и надвигание происходили в южной части Гельветской зоны. Именно здесь сосредоточены основные надвиги: Готтардский массив надвинут на Тавеч, последний в свою очередь – на Аарский массив, Монблан надвинут на Эгюй-Руж. Один клинья кристаллических пород представляют собой относительно цельные массы, другие почти полностью растерты. К зонам последних и приурочены корневые участки основных гельветских покровов. Естественно, при надвигании блоков фундамента один на другой их мезозойско-кайнозойская осадочная оболочка спиралась к кристаллического основания, отжимаясь в дальнейшем к северо-западу, во внешние (субгельветские) части. Л. Колле (Collat, 1935, 1943), Ж. Гогель (Goguel, 1944) считали, что дробление фундамента на клинья и последующее их надвигание привели к образованию гельветских покровов типа Меркль, Диаблере и Вильдхорн. Каждому из них соответствует полоса особенно сильно раздробленных кристаллических пород (корневая зона). Здесь происходило максимальное сужение первоначальной ширины фундамента и, как следствие, интенсивное скучивание (смятие) отложений чехла. Избыточные массы тем или иным способом перемешались

к северо-западу, образуя гельветские покровы. Таким образом, в основе от- деления покровных масс лежат процессы расплющивания и надвигания клинь- ев кристаллического основания, сопровождавшиеся одновременным "соскаб- ливанием" и отжиманием пластичных масс чехла.

После структурного отслоения гельветской осадочной оболочки, а частич- но и одновременно с ним наступает период собственно шарьирования, т.е. период значительного горизонтального перемещения аллохтона. Процесс покров- ообразования, имевший сравнительно короткую, но очень сложную историю развития, протекал в различных районах Гельветских Альп по-разному. Этим в конечном счете и объясняется то разнообразие структур, которое мы здесь наблюдаем. К востоку от долины Линта главная гельветская покровная мас- са, по-видимому, беспрепятственно (или почти беспрепятственно) продвигалась к северу. Наоборот, западнее Линта она должна была преодолеть внешние автохтонные массивы, представлявшие собой по крайней мере с юры более или менее четко выраженные поднятия, которые тормозили продвижение пок- ровов. В зависимости от степени тормозящего влияния внешних массивов и формировались те или иные покровные структуры.

Р.Штауб был первым, кто обратил внимание на большое значение, кото- рое имеет Аарский массив для образования покровной структуры Гельветских Альп. Именно с существованием этого массива он связывал различия в строе- нии районов, располагавшихся восточнее и западнее Линта. В больших работах (Staub, 1954, 1961), посвященных этой проблеме, автор показал, что гельвет- ская покровная масса в пределах междуречья Реус - Линт состоит из двух пакетов пластин: базального, , относительно тонкого (Клариды), и верхнего, несравненно более мощного (собственно гельветский аллохтон). Параавтох- тонные чешуи Кларид представляли собой фронтальный элемент гельветской массы, в то время как собственно гельветские покровы - ее тыловые части. Фронт гельветских покровов задерживался перед Аарским массивом. Особенно резкое торможение происходило на водоразделе Линта и Реуса (приподнятый блок Тёди). Именно здесь аллохтонные массы своей подошвой сдирали, дробили на отдельные, часто тонкие пластины осадочную покрывку массива. Именно здесь относительно пластичные массы субальпийского и ультрагельветского флиша тектонически разлинзованы. Интенсивное сжатие гельветского аллохтона перед Аарским массивом привело к дроблению чехла: от отдельные чешуи, вследствие чего фронтальная часть структурно (по разрыву) обособилась от тыловой. В условиях резкого дополнительного сжатия регенерировались древние конседим- ентационные разломы (Günzler-Seifert, 1941; Schindler, 1959; Staub, 1961) пре- вратившиеся в конечном счете в пологие надвиги.

Следует отметить, что основная часть фронтальной массы так и не смо- гла преодолеть приподнятый блок Аарского массива. Лишь незначительные ее пластины проволакивались в подошве гельветского аллохтона, сгружаясь не- посредственно у северного края этого массива (к югу от долины р.Шехенталь). Характерно и то, что юрско-меловые осадки в фациях Мюрчен (северогельвет- ские отложения) также не смогли преодолеть блок Тёди. По-видимому от Аарско- го массива между Реусом и Линтом. Лишь южная часть среднегельветских и юж- ногельветских массы, переползая через "спины" северогельветских толщ и свод

¹ Гельветский фронт, в понимании Р.Штауба, предстает собой комплекс от- ложений, который накапливался вдоль северной периферии Гельветского проги- ба и непосредственно к югу от поднятия Аарского массива.

блока Тёди, скользили затем по северному его склону, заполняя Субгельветскую флишевую депрессию. Таким образом, фронт гельветских покровов задерживался перед Аарским массивом, отставая в своем продвижении к северо-западу, и перекрывался более южными массами.

Другой отличительной особенностью гельветских покровов между речья Реус - Линт является то, что покровные массы к северу от Аарского массива представлены исключительно юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями. Здесь отсутствуют пермские и триасовые породы. Р. Штауб связывает это с тормозящим влиянием Аарского массива. При перемещении к северо-западу пермо-триасовые слои "соскабливались" с подошвы аллохтонной пластины. Одновременно юрско-меловая толща срывалась в основании лейасового горизонта, более или менее беспрепятственно продвигаясь во внешние части Гельветской зоны. Второй региональный срыв был приурочен к базальным горизонтам валланжина. Лишь для среднегельветской толщи (фашии Аксен) наблюдается структурное единство юрских и меловых отложений (Staub, 1954; Hantke, 1961). В то же время, как впервые показал П. Арбенц, в пределах южногельветских масс меловые серии были сорваны с юрского основания и независимо от него на десятки километров продвинуты к северу (покров Друсберг в широком понимании). Их структурное обособление происходило лишь в Центральной и Восточной Швейцарии. В Западной Швейцарии вся мезозойская серия смята конформно.

В пределах Западной Швейцарии структура гельветских покровов совершенно иная. Благодаря работам П. Арбенца, Х. Андерэгга, В. Брюкнера, Р. Штауба и Р. Хантке в настоящее время в общих чертах удалось сопоставить различные элементы отдельных секторов Гельветской складчатой зоны. Покров Мёркль соответствует пластинам системы Каланда, Диаблере - пластинам Кларид, Вильдхорн - покровам Уриротшток, Аксен и Друсберг (или Гларнской покровной массе в понимании Я. Оберхольцера).

Основной особенностью покровов Западной Швейцарии является то, что они представляют собой не изолированные пластины, а гигантские, часто нормально сопряженные складки. По-видимому, в Центральной и особенно Восточной Швейцарии надвигание по разрывам типа пологих сколов имело рашающее значение, в то время как на западе осадочный чехол смешался в виде гомогенной пластичной массы. Определенную роль в формировании различных структур на западе и востоке играли верхние пеннинские и австрийские шарьяжи, более резко проявившиеся на востоке. Однако дело не только в этом. Р. Штауб (Staub, 1954) подчеркивает, что большое значение имели и различия в строении самой шарьяруемой осадочной оболочки. Ее гетерогенность, первичная дифференцированность на отдельные седиментационные зоны, как показали Э. Арган (Argan, 1916), Р. Штауб (Staub, 1924, 1954), Г. Гюнцлер-Зейферт (Günzler-Seifert, 1941, 1952), Ж. Гогель (Goguel, 1951), создает благоприятные условия для расчленения на обособленные пластины. В этом смысле мезозойско-кайнозойский чехол Гельветской зоны в Центральной и особенно Восточной Швейцарии представлял собой более сложно построенную толщу. Здесь выделяются прогиб Каланда, ранее располагавшийся к северу от Аарского массива и выполненный мощными осадками юры и мела, поднятие Аарского массива, в пределах которого эоценовые слои залегают непосредственно на верхнеюрских и полностью отсутствует лейас. Северные участки Гельветского прогиба (в настоящее время параавтохтонные чешуи) также сложены мезозойско-кайнозойскими отложениями, имеющими различную фациальную характеристику и неодинаковую мощность. Более того, естественными границами между такими зонами здесь служили разломы, которые, в условиях поперечного сжатия относительно легко регенерировались, превращаясь в ограничивающие пластины сколы. Таким образом, первичная блоковость чехла облегчала пластинообразование. Наоборот, в Западной Швейцарии различия в фашиях и мощностях осадков, слагающих отдельные покровы, не столь резки. В этом отношении большой интерес представляют работы

Ж. Гогеля (Goguel, 1951), показавшего, что постепенное затухание гельветских покровных складок юго-западнее долины Арва связано с исчезновением резкой поперечной зональности в Дофинейском прогибе Савойи. Здесь располагался обширный плоский бассейн, выполненный однообразными осадками. Сжатие фундамента массива Бельдонн (Bordet, 1961), происходившее в принципе сходно с таковым в пределах Эгюий-Ружа и Монблана, не создало, однако, сколько-нибудь существенных покровных структур. Породы чехла отжимались к северо-западу, образуя массу относительно мелких субальпийских складок. Лишь еще южнее, в районе Дивя, там, где появляются четкие различия в разрезах мезозоя Дофине и Прованса, вновь наблюдаются значительные надвиговые перекрытия.

Возникновение чешуйчатой восточногельветской покровной системы объясняется также тем, что внешний автохтонный Аарский массив был выражен как резкое орографическое поднятие (особенно в междуречье Реуса и Линта — блок Тёди). Такое поднятие тормозило продвижение аллохтона. Возникало дополнительное сжатие, которое способствовало расчленению аллохтона на отдельные пластины. В Западной Швейцарии массивы Эгюий-Руж и Монблан, хотя и существовали как приподнятые участки, были выражены не так четко. Аллохтонные массы сравнительно легко перемещались по ним, заполняя флишевую депрессию. Это обусловило то, что параавтохтонные элементы Мёркль и Диаблере выражены здесь достаточно хорошо и представляют собой единые покровные складки. По видимому, они не испытывали значительного добавочного поперечного сжатия и, как его следствия, дробления. Этим же объясняется целостность покрова Вильдхорн. Отжимаясь из корневых зон, западногельветские мезозойско-кайнозойские толщи скользили по внешнему северо-западному склону автохтонных массивов (Lugeon, 1901-1902; Arbenz, 1926; Collet, 1935; Cadisch, 1953). Нижние, первоначально наиболее северные массы скорее достигали дна Субгельветской депрессии и останавливались здесь; верхние северные, сползая, перекрывали нижние покровы. Они перемещались по их "спинам" и останавливались лишь у северного склона депрессии. Следовательно, каждый нижний покров раньше, нежели соседний верхний, достигал упора, преодолеть который он не мог. Этим объясняется, что амплитуда каждой верхней покровной антиклинали больше по сравнению с подстилающей ее нижней. В целом же сорванная пластина мезозойско-кайнозойского чехла постепенно заполняла Субгельветскую флишевую депрессию. При этом южные (тыловые) ее массы наволакивались на фронтальные. Так образовался каскад ныряющих к северо-западу складок (Tauchenfalten), по существу представляющий собой серию крупных дигитаций гигантского гельветского шарьяжа Западной Швейцарии.

Покровы восточнее долины Линта формировались в совершенно иных условиях. Здесь не существовало четко орографически выраженных автохтонных массивов. Вся гельветская масса, сорванная со своего фундамента, спокойно, в виде единой покровной пластины надвигалась к северу. Поэтому фронтальные гельветские элементы почти беспрепятственно смещались к северу. Действительно, отложения, слагающие покровы Шилт и Гуфельшток, аналогичны отложениям в пластинах Кларид. Однако здесь они расположены на 30 км севернее. Локальное торможение и, как следствие, поперечное сжатие возникли здесь лишь у северного края Гельветской зоны. В результате обособились два самостоятельных фронтальных покрова: Шилт и Гуфельшток. Однако если на западе перекрытие фронтальных (северных) элементов тыловыми (южными) достигало 30 км, то на востоке оно не превышало 10 км.

Отсутствием резкого тормозящего упора восточнее Линта объясняется и то, что здесь не происходило (или почти не происходило) "соскабливания" базальных стратиграфических горизонтов аллохтона. Это определило присутствие в основании всех его нижних пластин мощных серий пермского веррукано, полностью исчезающих западнее Линта.

Необходимо подробнее остановиться на механизме формирования структуры верхних меловых покровов Гельветской зоны Альп: Друсберг (в широком смысле

ле этого слова) и Сентис. Уже в ранних своих работах П. Арбенц предположил, что южногельветская мел-палеогеновая толща покрова Друсберг была сорвана со своего юрского основания. Позднее, Арнольд Гейм и особенно Р. Хелблинг (Helbling, 1938) на основании исследований в Гларнских Альпах показали, что вся мезозойско-кайнозойская толща междуречья Линта и Рейна расслоена на серию тектонических, дисгармонично дислоцированных пластин. Каждая из этих пластин независимо смещена к северу, причем максимально смещены верхние пластины. Обычно здесь выделяются два сорванных покрова: доггер-мальмсий покров Гонзен (срыв по известняково-глинистым сланцам аалена) и мел-палеогеновый покров Сентис (срыв по мергелям портланд-берриаса). Лишь во фронтальной части покрова Мюрчен (район Квинтена) мел-палеогеновые отложения образуют непрерывную серию с юрскими. Сорванные тыловые массы перекрывают фронтальные на расстоянии минимум в 12 км. Таким образом, срывы, приуроченные к строго определенным литологическим горизонтам, во фронтальной части превращаются в секущие надвиги.

Согласно представлениям Арнольда Гейма, Р. Хелблинга и Р. Штауба, тектоническое расслоение мезозойско-кайнозойской толщи Гларнских Альп на серию горизонтальных сорванных пластин происходило под влиянием огромных масс пеннинских и австрийских шарьяжей, останки которых до сих пор сохранились здесь (Клиппеновый покров). При надвигании пеннинских и австрийских масс на гельветские (или пододвигании вторых под первые) в зоне стыка покровов из-за сцепления кровли нижней и подошвы верхней пластин возникали поля напряжений, обусловленные действием ориентированной в северо-западном направлении пары сил (верхний покров смешался к северо-западу, нижний - к юго-востоку). Разрез отложений, слагающих шарьяжи (особенно гельветский), не был однородным. Здесь существовали механически ослабленные горизонты, сложенные относительно пластичными породами (мергели, глинистые сланцы), которые переслаивались, как правило, с более мощными толщами компетентных отложений (песчаники, известняки). Это привело к тому, что отмеченные напряжения разрешались послойным срывом компетентных масс по пластичным. При этом верхние горизонты гельветского разреза в подошве верхних (пеннинских и австрийских) шарьяжированных масс были наиболее продвинуты к северу, а нижние (веррукано, триас и лейас) оказались на юге.

Характерно, что смещение сорванных покровов происходило без значительно-го их смятия. Они перемещались в виде единых пластин. Локальные поля поперечного сжатия, естественно возникавшие в результате неравномерности движения, привели к образованию относительно простых складок или зон чешуй с небольшим надвиганием их одна на другую. Об этом свидетельствует также то, что в пределах покровов Мюрчен, Гонзен и Сентис сохраняется нормальная последовательность фациальных комплексов: с севера на юг здесь прослежены отложения в фациях Мюрчен, Аксен, Бэхишток, Зильберн и Друсберг (см. фиг. 38).

В принципе аналогичный механизм применим для объяснения образования покрова Друсберг к западу от Линта. Однако, как справедливо подметил Е. Ганьбин, здесь опять-таки сказались влияние Аарского массива. В связи с его воздыманием, уже после возникновения покрова Друсберг, создавался дополнительный структурный уклон, по которому меловые отложения сползали к северо-западу, образуя систему сложнейших ныряющих складок. На территории междуречья Ааре - Реус, там где Аарский массив орографически был выражен не слишком резко, покров Друсберг представляет собой единую пластину с нормальным чередованием фациальных комплексов (см. фиг. 34). Лишь вдоль южной, приближенной к Аарскому массиву ее части появляется несколько крупных лежачих или резко опрокинутых к северо-западу изоклинальных складок.

В пределах междуречья Реус - Линт поднятие Аарского массива было выражено более четко. Это сразу же отразилось на внутренней структуре покрова Друсберг (см. фиг. 35), который распадается на серию изолированных аллохтонных масс (Бэхишток, Зильберн и Друсберг в узком смысле слова). Каждый

покров представляет собой погружающуюся к северо-западу пластину, развившуюся из изоклиальной, ныряющей к северо-западу складки. Подвернутое крыло таких складок рассекалось сколом, что облегчало скольжение всей массы вниз вдоль северного склона Аарского массива. Возникла система сползавших пластин, сложенных породами определенной фациальной характеристики. Наблюдается любопытная картина: чем южнее первоначально формировался какой-либо комплекс отложений Гельветского прогиба, тем выше и севернее располагается покров, образованный этими отложениями. По-видимому, каскад ныряющих мел-палеогеновых покровов между речья Реус - Линт возник так же, как и в пределах Западной Швейцарии (покровы Мёркль, Даблере и Вильдхорн). Различие заключается в том, что на западе лучше сохранилась первичная складчатая структура, на востоке же ныряющие складки распадаются на серию пластин.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СОРВАННЫХ ПОКРОВОВ

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОКРОВНЫХ СТРУКТУР

В настоящее время принято обычно выделять покровы чехла (или сорванные) и покровы основания.

Покровы чехла сложены образованиями осадочной оболочки, сорванной с кристаллического цоколя и смещенной на более или менее значительное расстояние относительно места своего формирования. Как правило, в строении этих покровов не участвуют кристаллические породы (за исключением незначительных пластин, отдельных глыб, оторванных и вовлеченных в движение в подошве осадочной оболочки). Мощность отдельных покровов сравнительно невелика, хотя многократное их чередование, смятие, скучивание масс во фронтальных частях могут обусловить появление мощных покровных пакетов. Срыв осадочной толщи, ее структурное обособление и смещение относительно основания приводят к появлению зоны поперечного сжатия в районе, где гаснет такое смещение. В этом случае может возникнуть либо полоса более или менее напряженных дисгармоничных складок, либо один или несколько надвигов. Последние в нижней части пластины смыкаются с поверхностью срыва. Иными словами, пластина, сорванная по фронту, может перейти в пластину надвинутую.

Покровы основания, отличающиеся максимальными амплитудами перемещения, сложены массами огромных мощностей. Как правило, они состоят из образований двух и более структурных этажей, причем как главный элемент присутствуют породы кристаллического цоколя. Часто, однако, формирование покровов основания сопровождается срывом осадочной оболочки, т.е. в их кровле развиваются сорванные покровы.

В особый тип структур целесообразно выделить покровные складки течения. Классическим районом их развития является Пеннинская зона Альп. Работами Э.Аргана, Г.Шардта, М.Лужона, Р.Штауба и других было установлено, что рассматриваемые структуры представляют собой гигантские, иногда идеальной формы антиклинали. Их ядра образованы гранитами или гранито-гнейсами, оболочка же — обычно интенсивно раздробленными, растертыми породами осадочного чехла. В.Набхольц (Nabholz, 1953) показал, что гранито-гнейсовые ядра пеннинских покровов развились из герцинских гранитов, путем их медленного роста и постепенного внедрения в мезозойскую осадочную оболочку. По существу, не испытывая значительного дробления, массы герцинских гранитов проникали в нее, образуя складки амплитудой до 30–40 км. Основываясь на петрологических исследованиях П.Ниггли, Е.Венка и Б.Райнхарда, В.Набхольц предположил, что в период альпийского тектогенеза герцинские граниты мобилизовывались, повторно интродуцируя в мезозойский осадочный чехол. Очевидно, подобного рода явления могут происходить и без участия пород основания, за счет метаморфизованных отложений чехла. Основной причиной внедрения мобилизованных масс является сокращение площади цоколя, сопровождаемое пододвиганием глубинных и одновременным выжиманием более поверхностных масс.

Следует учитывать, что часто бывает трудно выделить все отмечен-

ные типы покровов в пределах какой-то одной складчатой системы. Складки течения могут возникнуть как в чехле, так и в кристаллических породах покрова основания. Они формируются и в автохтонных массивах. Покровы основания обычно сопровождаются срывом их осадочной оболочки (например, срыв мезозойских отложений с кристаллического цоколя восточноальпийских шарьяжей), а покровы чехла по простираанию могут перейти в покровы основания. Все это указывает на условность принятой классификации. Более того, покровы основания, по-видимому, могут вообще рассматриваться как надвинутые фронтальные элементы гигантских пластин, срыв которых происходил по более низким, нежели граница цоколя и чехла, поверхностям (Пейве, 1961). В этом смысле не существует принципиальной разницы между покровами чехла и основания.

Согласно представлениям Ж.Обуэна (1967), покровы чехла характерны для внешних частей геосинклинальных поясов: для внешнего миогеосинклинального прогиба и внешнего миогеоантиклинального поднятия. Именно для этих районов уже издавна описаны крупные нагромождения сорванных масс (Гельветская зона Альп, Суббетская зона Южной Испании, область Рифа в Северной Африке, флишевая зона Карпат, Ионическая зона Эллиид, провинция Долин и Хребтов в Аппалачах и др.). Однако следует помнить, что покровы чехла сравнительно широко развиты и во внутренних эвгеосинклинальных областях. Если даже не учитывать подобные структуры в кровле пластин кристаллических пород (покровы Северных Известняковых Альп Австрии, Субатланские покровы), то можно привести примеры шарьяжей срыва в центральных частях складчатых поясов. Таковы, по-видимому, верхние покровы Предалль, Эмбрюне-Юбейские покровы Французских Альп, покровы Центрального и Юго-Восточного Памира, шарьяжи Алайского хребта в Тянь-Шане (Буртман, 1968). Как показывает само название, в основе образования рассматриваемого типа структур лежит срыв осадочной оболочки с кристаллического цоколя, сопровождаемый более или менее значительным смещением отложений с места своего накопления. С момента опубликования работ А.Буксторфа по Юрским горам и М.Люто по Провансу явления срыва (decollement) и смещения по базальной плоскости стали весьма часто привлекаться для объяснения формирования надвигов и дисгармоничной складчатости. В наиболее общем виде срыв происходит по подошве осадочной серии, особенно если в ее основании находится горизонт пластичных, легко деформируемых пород. В этом случае смещается вся толща отложений. Однако иногда наблюдается ее расщепление на несколько дисгармонично дислоцированных горизонтов. Особенно подробно это явление описано в Гельветской зоне Альп.

Срыв осадочной серии или ее части может привести к возникновению разнообразных дислокаций. В принципе, однако, необходимо различать два случая: срывы без существенного надвигания масс и срывы, развивающиеся в крупные надвиги. Первые сопровождаются лишь более или менее интенсивным смятием осадочной толщи относительно ее основания. Образуются разнообразные складки - от простых, сравнительно редких, до сжатых, изоклинальных, гармонично насыщающих всю сорванную массу. Разрывы типа небольших надвигов и взбросов формируются здесь лишь в связи с концентрическим изгибом слоев. Такие нарушения характерны для гор Юры, Субальпийских цепей Савойи, автохтонного чехла Аарского массива, Бетских Кордильер. Вторые обычно сопровождаются значительным надвиганием перемещаемых масс, которое в конечном счете может создать крупный тектонический покров.

В начале XX в. П.Термье предложил различать покровы двух типов: 1) развившиеся из лежащих складок и 2) образовавшиеся путем надвигания более или менее тонких пологих пластин. Система лежащих ныряющих

складок уже издавна была установлена в Гельветских Альпах. Это покровы Мёркль, Даблере, Вильдхорн. Иногда такие структуры образуют сопряженную систему, хотя чаще в подвернутом крыле антиклиналей появляется разрыв, отделяющий нижний и верхний элементы (структуры с расчлененным "средним крылом" Альберта Гейма). Кроме Гельветской зоны, такие нарушения описаны в Бетских Кордильерах, Апеннингах, Центральном Памире, Скалистых горах Невады, Аппалачах, Черных горах Франции.

Покровы второго типа формировались в результате наползания субгоризонтальных пластин на породы автохтона. Структуры, которые образуются в пределах аллохтона, разнообразны. Местами пластина может быть почти не дислоцирована или дислоцирована сравнительно просто. Такие нарушения установлены в Аппалачах (Камберлендский надвиг), Неваде (надвиги Джонни-Уилер, Галконда и др.). Чаще же деформация аллохтона бывает значительной. Возникают следующие категории структур. В одном случае напряжения разрешаются более или менее равномерно на территории всей перемещавшейся пластины, и отложения, слагающие аллохтон, образуют зону полной складчатости, дисгармоничной по отношению к ниже залегающим тектоническим элементам. Прекрасный пример описан Э. Бадю и Ш. Меркантоном (Badoux, Mercanton, 1962) для покрова Средних Предалп Шабле. Здесь мощная серия юрских, меловых и палеогеновых пород, сорванных по пластичным, существенно гипсоносным горизонтам кейпера, образовала систему наклоненных или круто опрокинутых к северо-западу, близких к изоклиналильным складок, равномерно насыщающих всю пластину. Зеркало складчатости почти горизонтально и параллельно подстилающему покрову разрыву. Лишь местами складки осложнены крутыми сколами. Однако гораздо чаще поперечное сжатие разрешается либо в виде узких зон напряженных складок, либо в виде сложночешуйчатых поясов. Покровы такого рода описаны в Центральной и Восточной Швейцарии.

Другим примером структуры крупной аллохтонной пластины может служить флишевая зона Карпат, выдавленная на отложения Предкарпатского краевого прогиба. Здесь развита система крупных чешуй. Ограничивающие их надвиги смыкаются с полого падающим внутрь горной системы разрывом, который отделяет карпатский флиш от подстилающих его отложений краевого прогиба.

И, наконец, последнюю категорию покровных структур второго типа представляет собой серия субгоризонтальных пластин. Это система иногда бескорневых, иногда же с четко выраженными корнями покровов, в пределах каждого из которых наблюдается нормальный разрез слагающих его отложений. Лучшим из известных до сих пор примеров являются шарьяжи Гларнских Альп и правобережья р. Линт.

Кроме отмеченных двух типов покровов, по-видимому, можно выделить третий тип. К нему относится либо одна пластина, либо серия тектонических пластин, смятых, однако, в крупные лежащие складки. Такие нарушения формировались как бы в два приема: сначала происходили срыв и надвигание субгоризонтальных пластин (шарьярование второго типа), а затем их смятие с образованием каскада лежащих или ныряющих складок (шарьярование первого типа). Структуры подобного рода развиты в Центральной Швейцарии, Апеннингах, Пелоританских горах Сицилии, Центральном Памире и других районах.

Таким образом, основными типами сорванных покровов являются покровные складки, покровные пластины и пластины, смятые в покровные складки. Как было показано в предыдущих главах, все отмеченные типы структур присутствуют на территории Гельветских Альп и Центрального Памира. Их пространственное положение на площади вполне закономерно. Покровные антиклинали появляются там, где в их тылу расположены четкие поднятия (в рассматриваемых случаях внешние кристаллические массивы Альп и Ванчской антиклинорий), пластины — там, где таких поднятий нет (междуречье Линт — Рейн и горные массивы в бассейнах Гудары, Танымаса и Кокуйбея). В соответствующих разделах рассмотрен механизм образования сорванных покровов Центрального Памира и Гельветских Альп. Было показано, что в основе их образования лежит процесс структурного отслоения осадочного чехла. Мезозойско-кайнозойские гельветские и ультрагельветские отложения были сорваны с герцинского кристаллического цоколя. На территории Центрального Памира такой срыв приурочен к контакту толщ ванчского комплекса и ордовика. В первом случае ослабленной была поверхность регионального углового несогласия, во втором — плоскость раздела резко различающихся по составу отложений, первично залегавших согласно. Указывалось также, что такое отслоение (срыв) было обусловлено интенсивным тангенциальным сжатием автохтона. Именно здесь наиболее мощно проявились те процессы, которые в конце концов привели к возникновению шарьяжей. Вообще следует отметить, что идея о тесной генетической связи явлений латерального перераспределения автохтонных и поверхностного перемещения аллохтонных масс в настоящее время получила очень широкое распространение. Исключение составляют лишь небольшие, хотя, по-видимому, достаточно широко развитые оползневые надвиги, формирование которых объясняется простым соскальзыванием аллохтона только под действием силы тяжести.

Анализ структуры автохтона в рассматриваемых примерах убеждает в том, что горизонтальный стресс, ориентированный нормально к общему простиранию складчатых систем, приводит к резкому сокращению первоначальной ширины автохтона. Такое сокращение происходит путем расслабления, расплющивания относительно жесткого цоколя, дробления его на множество наползающих один на другой клиньев. Начиная с работ Э.Аргана обычно принято противопоставлять структурный стиль основания и чехла. Применительно к Гельветской зоне Альп такое противопоставление находит свое выражение в том, что автохтон дробится на серию клиньев или чешуй, а аллохтон сминается в систему складок. Сходная картина, по-видимому, вообще характерна для внешних миогеосинклинальных зон. Однако в районах (например, Центральном Памире), где в пределы автохтона происходило внедрение гранитоидных интрузий, сопровождавшееся общим прогревом и метаморфизацией пород, автохтонные толщи были достаточно пластичными, чтобы образовать многочисленные, морфологически сложные, вплоть до лежащих складки. В тех случаях, когда метаморфизм был не очень значительным, возникали складки продольного изгиба (Ванчский хребет), когда же он возрастал — появлялись складки течения (бассейны Язгулем-Дары и Вомар-Дары, Музкольский хребет). В условиях ультраметаморфизма и гранитизации структурные различия между автохтоном и аллохтоном могли исчезнуть вовсе. Происходило как бы перемешивание "мобилизованного" материала фундамента и отложений чехла. Классическим примером такого рода структур являются покровы Пеннинской зоны Альп.

Структурное отслоение аллохтонной оболочки, которое представляет собой начальную стадию покровообразования, объясняется неравномерностью сжатия авто- и аллохтона. По-видимому, вся толща коры в преде-

лах альпийских геосинклинальных систем расслаивалась, так как горизонтальный стресс в разрезе распределялся неравномерно. Более того, на основании рассмотренных в работе примеров можно сделать вывод о том, что максимально он проявился в нижних, минимально – в верхних структурных горизонтах. Действительно, в центральнопамирском автохтоне присутствуют многочисленные (амплитудой в 10–20 км, а возможно, и более) лежачие складки, образующие в разрезе сложнейший пакет. Зачастую эти складки были вторично смяты – возникли зоны узких (0,5–2 км), амплитудой в 5–8 км, крутых нарушений. Такие дислокации находятся в резком контрасте с относительно простой структурой параавтохтона и аллохтона. Появление в пределах последнего серии морфологически сложных, ныряющих складок связано с наложением вторичного гравитационного эффекта. Сходная картина наблюдается и в Гельветских Альпах. Там, где гравитационные складки не маскируют первичную структуру аллохтона, это полагая, сравнительно просто деформированная масса.

Таким образом, обособление аллохтона определялось не активным срывом оболочки с основания, а интенсивным смятием автохтона. Не аллохтон скользил по автохтону, а автохтон проскальзывал под аллохтоном. Смещение аллохтона в этом случае не было абсолютным, а являлось лишь относительным поверхностным отражением глубинных деформаций.

Срыв и структурное отслоение осадочной толщи с основания являются начальной стадией покровообразования. В дальнейшем происходит длительное ее перемещение. В предыдущих главах было показано, что в зависимости от способов и условий шарьирования формируется определенный комплекс структур. Нет смысла повторять их характеристику. Отмечу только, что покровы второго типа (пластины) возникли в условиях спокойного надвигания аллохтона на автохтон (или, что в структурном отношении безразлично, пододвигания автохтона под аллохтон). Структуры первого типа (лежачие антиклинали) в большинстве случаев являлись гравитационными. В условиях постоянно существовавших резких поднятий создавались предпосылки для соскальзывания всей осадочной толщи. В целом она мялась конформно (покровы Мёркль, Диалере и Вильдхорн). Влияние процессов гравитации могло наложиться и на покровные пластины. Возникновение молодых поднятий создавало добавочный уклон, который способствовал скольжению и дополнительному смятию уже шарьированных пластин (покровы третьего типа). Примером таких структур являются покровные складки Бэхишток, Зильберн и Друсберг в Центральной Швейцарии, а также ныряющие складки Язгулемского хребта. Следовательно, гравитационный эффект может быть двух порядков: 1) гравитационное скольжение аллохтонных масс происходило непосредственно вслед за их обособлением; 2) срыв и гравитационное скольжение разделялись периодом надвигания пластин.

Таким образом, в основе формирования шарьяжей лежит процесс сжатия автохтона, сопровождаемый выжиманием аллохтонных масс из корневых зон. Связанное с таким процессом образование крупных пластин (покровы второго типа, по терминологии П.Термье) является более общим, основным, видом шарьирования. Наличие структурного уклона создает предпосылки для гравитационного сползания аллохтонных толщ. В этом случае их смещение является абсолютным по отношению к автохтону. Возникновение покровных складок (покровы первого типа), как правило, и обусловлено этим процессом. Гравитационное движение масс (скольжение, реже течение), будь оно первого или второго порядка, играет очень важную роль при покровообразовании. Оно представляет собой главный вспомогательный фактор, облегчающий перемещение аллохтона и в значительной степени определяющий его внутреннюю структуру. Каковы же пространственные соотношения выжатых и гравитационных покровов? В общем виде пододвигание и сжатие автохтона ком-

пенсируются надвиганием аллохтона. Иногда такая компенсация сохраняется и при наложении гравитационного эффекта. Другими словами, темпы и величина сжатия в корневой зоне равны скорости и размерам гравитационного сползания аллохтона. В тыловых частях движущейся массы не происходит сколько-нибудь существенного отрыва и свободного оползневого смещения шарьяруемых отложений, здесь не возникают участки значительного растяжения. Рассмотрим следующий пример. В пределах Гельветских Альп между массивами Эгюий-Руж и Монблан, с одной стороны, и Аарским, с другой, расположена крупная поперечная седловина, заполненная покровами Мёркль, Диаблере и Вильдхорн. Аллохтонные массы оконтуривают северо-восточное окончание массивов Эгюий-Руж и Монблан, протягиваясь затем к юго-западу вдоль северо-западного и юго-восточного их краев. Таким образом, северо-западная, фронтальная, и юго-восточная, тыльная, части аллохтона в структурном отношении представляют собой единую массу. Однако очень часто гравитационный эффект приводит к отрыву фронта покрова и свободному его сползанию. В этом случае смещение аллохтона частично не компенсируется сжатием в автохтоне, а амплитуда шарьяжа несколько больше размеров сокращения первоначальной ширины, которую занимал автохтон. Примером подобного рода "оторванных" структур могут служить верхние меловые покровы Гельветских Альп — Бахшток, Зильберн и Друсберг. По-видимому, аналогичны им и мезозойские пластины Язгулемского хребта.

Необходимо остановиться на факторах, играющих хотя и не решающую, но важную роль в формировании некоторых видов покровных структур. Кроме способов перемещения при образовании шарьяжей большое значение имеет внутреннее строение движущейся массы. Породный состав, вертикальные и латеральные изменения ее разреза, резкость и частота таких изменений являются факторами, в значительной мере определяющими структуру покрова. Однородность толщи, присутствие в ней мощных горизонтов компетентных пород, естественно, приведут к образованию крупных нарушений. Отложения с таким разрезом создадут относительно простые в морфологическом отношении структуры, будь то покровные складки или отдельные пластины. Для таких структур в целом не характерна дисгармония дислокаций различных стратиграфических горизонтов. Вся толща деформируется конформно. Наличие в пределах Язгулемского хребта крупных складок, форма которых выдерживается по простиранию на десятки километров, по-видимому, объясняется этой причиной. Дело в том, что подавляющая часть покровов здесь сложена массивными известняками верхней юры (1-1,2 км), песчаниками и алевролитами верхней юры — нижнего мела (до 2 км) и массивными известняками верхнего мела (до 1 км). Все эти породы достаточно жесткие. Они образуют крупные конформные складки. Однако это не значит, что для них совершенно не характерно послышное течение вещества. В тех случаях, когда в строении складок принимают участие более пластичные горизонты (например, глинистые сланцы верхнего триаса или мергели средней юры), наблюдается послышное перераспределение вещества. Пластичные массы текут, создавая нагромождения морфологически очень сложных, мелких дислокаций.

Хаотические, однообразные в своей пестроте структуры формируются при смещении однородных мощных толщ пластичных отложений. Отсутствие рамы жестких горизонтов создает предпосылки для появления массы небольших, очень сложных, беспорядочно дисгармоничных складок, а также мелких, не выдержанных по простиранию чешуй. Такие нарушения описывались многими в Апеннинских Альпах. Прекрасные работы были опубликованы Д.Шнеегансом (Schneegans, 1938) по флишевым

покровам Эмбрюнэ-Юбея, В.Брюкнером и Ф.Фреем по тектонике северного склона Аарского массива, в том числе структуре гельветских и ультрагельветских флишевых масс. Аналогичные структуры развиты и в Бартангской параавтохтонной пластине, где беспорядочно мялась мощная толща песчано-глинистых отложений верхнего триаса - средней юры.

По-видимому, наиболее сложная структура будет возникать при наличии наибольшей неоднородности разреза смещаемых масс. Присутствие неравномерно чередующихся пластичных и жестких серий, обладающих неодинаковой мощностью и различно реагирующих на разные виды напряжений, создает удивительное многообразие различающихся по форме и размерам нарушений. Для толщ подобного рода характерна большая дисгармония их смятия. Здесь редко образуются дислокации, в пределах которых все слои смяты конформно. Обзор структур, возникающих при смещении неоднороднослоистых масс, дан в работах М.Жинью (Gignoux, 1948), Л.Ситгера (1960) и Ж.Гогеля (Goguel, 1951, 1952). В принципе можно выделить два крайних случая со всеми переходными элементами между ними.

1. Достаточно мощные компетентные слои разделены сравнительно тонкими пластичными. В процессе деформации вся толща распадается на серию обособленных горизонтов, каждый из которых будет обладать независимой структурой. Послойно дисгармоничная модель, предложенная Р.Хелблингом (Helbling, 1938), отражает такую первичную неоднородность шарьрируемых масс. В простейшем виде аллохтон расслаивается на серию сорванных субгоризонтальных пластин (срыв по пластичным породам), каждая из которых смещена на некоторое расстояние относительно другой. Внутри этих пластин могут возникнуть более или менее крупные складки, небольшие чешуйчатые зоны. В общем же их внутреннее строение не очень сложное. Такие нарушения развиты в междуречье Линт - Рейн и в горных массивах бассейнов Гудары и Танымаса.

2. В тех случаях, когда в разрезе преобладают мощные пластичные серии, расслоенные сравнительно тонкими жесткими пластами, структура более хаотична. Хотя дисгармоничные дислокации весьма характерны, нарастание дисгармонии от горизонта к горизонту происходит постепенно. Срывы не приурочены к каким-то определенным плоскостям или узким зонам, а маскируются многочисленными, зачастую едва уловимыми послойными смещениями. Компетентные породы дробятся на обособленные блоки, которые вдавливаются, иногда совершенно закатываются в оболочку из пластичных осадков. Так, например, в массиве Хурфирстен (Восточная Швейцария) сравнительно жесткие известняки мальма раздроблены на несколько пологих клиньев, вдавленных снизу в гомогенную толщу валанжинских мергелей и сланцев (см. фиг. 38). По-видимому, неоднородность разреза играла важную роль в появлении разнообразных складчатых и разрывных нарушений на территории Гельветских Альп. Действительно, чередование в мезозойско-кайнозойском разрезе глинистых сланцев и мергелей, мощных горизонтов более жестких известняков, присутствие часто очень пластичных флишевых серий, изменение их состава и мощности по простиранию создавали благоприятные условия для формирования исключительно пестрого ряда дислокаций.

Выше говорилось о большом значении пластичных горизонтов при обособлении покровов. Обычно они являются "ослабленными" в механическом отношении зонами, вдоль которых происходят срыв и дальнейшее смещение шарьрируемых масс. Такие отложения, как соли, гипсы, пористые слоистые доломиты, тонкослоистые глины, а в конечном счете плитчатые мергели и глинистые сланцы будут являться "смазкой", которая уменьшает трение и облегчает движение покровов. В современной геологической литературе приводится множество примеров, подтверждающих первостепенную роль таких горизонтов в процессе шарьрирования.

Теснейшим образом с проблемой "смазки" связана проблема влияния давления поровых вод на величину трения в подшве аллохтона. Как показали М.Хабберт и В.Раби (Hubbert, Rabey, 1959), аномально высокое давление поровых вод может устранить реактивное трение вдоль плоскости сместителя, а также способствовать хрупкому разрушению пород. Буровыми работами установлено, что на глубине свыше 1-2 км встречаются пласти с исключительно высоким давлением поровых вод, приближающимся по величине к геостатическому. Как показали теоретические расчеты и экспериментальные исследования, в пределах таких горизонтов сравнительно легко нарушается сплошность породы. Возникают разрывы, которые облегчают смещение аллохтона. Следует сказать, что гипотеза Хабберта и Раби получила в настоящее время большое распространение. Ее популярность в первую очередь заключается в том, что она хорошо объясняет механизм возникновения крупных покровных пластин. В нормальных геологических условиях крупная пластина из-за недостаточной прочности пород, значительного трения в ее основании и фронтального сопротивления не может передавать продольные напряжения на сколько-нибудь большое расстояние. Расчеты Хабберта и Раби показали, что блок мощностью в 1 км под влиянием боковых толчков в обычных условиях переместится максимум на 14-15 км. Затем он начнет мяться без дальнейшего смещения по надвигу. Между тем во многих складчатых системах достоверно доказаны шарьяжи амплитудой во многие десятки километров. Такое противоречие можно устранить, если предположить, что срыв и надвигание происходили либо по горизонту пластичных пород, либо по горизонту, в пределах которого давление поровых вод почти уравнивало вес вышележащих отложений.

Большое значение для формирования внутренней структуры шарьяжей имеет поперечная неоднородность аллохтона. Смешаемая масса редко представляет собой отложения фациально однородные. Обычно шарьяруется толща осадков, выполняющая крупные седиментационные структуры и состоящая из серии чередующихся фациальных комплексов. Каждый такой комплекс обладает не только более или менее независимой литологической характеристикой, но и зачастую отличается мощностью. Давно было замечено, что чем более первично неоднородной была шарьяруемая масса, тем более сложной оказывалась структура аллохтона. И, наоборот, гомогенная, слабо изменявшаяся фациально и по мощности толща создавала сравнительно однообразные, обычно многочисленные, однако не очень морфологически сложные нарушения. С этим Ж.Гогель (Goguel, 1951), например, связывал переход покровных складок Западной Швейцарии в сорванную массу Субальпийских цепей Франции. Р.Штауб (Staub, 1954) такой первичной неоднородностью шарьяруемых масс объяснял различия в строении покровов Западной и Центральной Швейцарии. Дело в том, что в Западной Швейцарии смешавшаяся осадочная оболочка обладала менее четкой поперечной зональностью, чем в Центральной. Это привело к тому, что на западе гельветский аллохтон представлен единой гигантской лежащей складкой (покров Вильдхорн), а на востоке возникла сложнейшая система многочисленных складок и пластин.

С рассматриваемой проблемой тесно связан и вопрос о "фациальных покровах". Г.Шардт впервые предположил, что мезозойские образования

¹ Обзор работ, касающихся роли давления поровых вод при покровообразовании, недавно сделан Л.В.Беляковым (1968).

Предалпы имеют более южное происхождение, нежели подстилающие их субгельветские и гельветские отложения. Он отметил также, что каждая из выделяемых здесь пластин обладает специфической фациальной характеристикой. Последующие работы полностью подтвердили это предположение, а принцип "фациальной" определенности покровов был принят большинством французских, швейцарских и австрийских геологов. Следует учитывать, однако, что "фациальная" характеристика покровов понимается не очень строго. Она включает и фациальную определенность каждого стратиграфического горизонта в собственном смысле слова (т.е. отличия по составу отложений от одновозрастных слоев других покровов), и его мощность. Она учитывает также разрез покрова в целом: присутствие или выклинивание тех или иных горизонтов, наличие стратиграфических перерывов, поверхностей угловых несогласий, степени метаморфизма и первичной дислоцированности слоев. Другими словами, понятие "фациальной" характеристики включает весь комплекс признаков, отличающий разрез некоторого покрова и позволяющий выделить такой покров из серии подобных ему элементов.

К настоящему времени опубликовано большое количество работ, посвященных фациальной характеристике различных покровов Альп. Их перечисление заняло бы несколько страниц текста. Поэтому я отмечу лишь некоторые, касающиеся Гельветской зоны. Кроме ранних исследований Г.Шарпта, Альберта Гейма, М.Люжона, П.Арбенца, А.Буксторфа и Я.Оберхольцера детальные работы выполнены Р.Бруншвайлером (Brunnschweiler, 1948) - по триасу, Р.Трюмпи (Trümpy, 1949) и К.Шиндлером (Schindler, 1959) - по лейасу, С.Дольфус (Collfus, 1965) и Б.Шпёрли (Spörly, 1966) - по доггеру Восточной и Центральной Швейцарии. Классические, остающиеся непревзойденными до настоящего времени исследования верхней юры и нижнего мела были проведены Арнольдом Геймом (Arn. Heim, 1916; Arn. Heim, Baumberger, 1933). По покровам Предалпы, кроме работ М.Люжона, Е.Ганьебина и Л.Колле, появились исследования Э.Баду, А.Ломбара, Я.Шпихера (Spicher, 1965) и А.Гросса (Gross, 1965). В широком плане обзор проблемы дан М.Жинью (1952), Р.Штаубом (Staub, 1954) и Д.Рамсеем (Ramsay, 1963). Однако наибольшего успеха в этом вопросе добились геологи, изучавшие разнообразные покровные массы альпийского флиша (Leupold, 1942; Tercier, 1947; Schaub, 1951; Bisig, 1957; Hsu, 1960). На основании изучения разрозненных, литологически очень разнообразных, имеющих различные возраст и положение в региональной структуре зон флишевых масс была почти полностью восстановлена палеогеография Гельветского флишевого бассейна.

Уже говорилось, что в морфологическом отношении гельветские покровы представляют собой систему более или менее многочисленных складок и пластин, причем складки по простиранию переходят в пластины и наоборот. До середины 40-х годов при объяснении этого явления господствовали идеи Альберта Гейма о разрыве подвернутого крыла (Mittelschenkel) покровных антиклиналей. По существу, формирование всех покровов второго типа (пластины) связывалось с этим явлением. Гюнцлер-Зейферт (Günzler-Seifert, 1941, 1952) первый обратил внимание на большую роль мезозойских конседиментационных разломов при образовании покровных пластин. В Бернском нагорье он выделил три крупных продольных сброса, которые контролировали осадконакопление в пределах Гельветского прогиба в средней и поздней юре. Указанные разломы регенерировались в эпоху альпийской складчатости, превращаясь во взбросы и в конце концов надвиги. В настоящее время представления о большом значении мезозойских разломов в процессе покровообразования получили широкое распространение (исследования Штауба,

Трюмпи, Дебельмаса, Лемуана и др.). Пожалуй, лучшей из известных до сих пор работ этого плана является монография Шиндлера (Schindler, 1959) по Гларнским Альпам. Автор убедительно обосновывает существование здесь в мезозое серии сбросов, разделявших в пределах Гельветского прогиба относительно приподнятые и опущенные участки. Наличие таких разломов подтверждается резкими изменениями мощности и фаций мезозойских отложений в различных покровах; к ним были приурочены геоморфологические уступы, что нашло свое отражение в появлении вдоль них зон грубообломочных обвалных брекчий.

С северо-запада на юго-восток выделяются следующие нарушения. Разлом Долен ограничивает с юга приподнятый блок внешней части Гельветского прогиба, в пределах которой на палеозойском основании залегают маломощные триасовые, юрские и меловые слои. Лейасовые осадки здесь вообще отсутствуют. Это отложения в фациях Шилт и Мюрчен, т.е. северогельветские массы. К югу от Доленя располагались среднегельветские толщи в фациях Аксен. В их пределах выделяются две зоны: фронтальная, которая характеризуется менее мощным безлейасовым разрезом, и тыловая с относительно мощным лейасом. Обе зоны разделялись Гларнским разломом. В пределах южной, тыловой, зоны Аксен протягивался третий по счету разлом Хохторб. В процессе альпийского сжатия отмеченные нарушения оживлялись, превращаясь в надвиги. Шиндлер различает три фазы движений. В течение раннегельветской фазы в результате регенерации мезозойских разломов вся гельветская сорванная толща распадалась на отдельные массы (Teildecken, или Schollen, по терминологии Штауба), каждая южная из которых была незначительно надвинута на соседнюю северную.

В главную, гельветскую, фазу формировались собственно покровы. Плоскости надвигов вылоаживались, и обособившиеся ранее чешуи постепенно превращались в покровные пластины. Появились покровы Мюрчен и Аксен. При альпийской переработке конседиментационных разломов могли возникнуть два типа структур.

1. Сколы типа взбросов, превращавшиеся затем в надвиги, секут всю аллохтонную серию осадков. В Гларнских Альпах к ним относятся разломы Долен и Гларнский, ограничивающие надвиговые покровы.

2. Однако местами при регенерации древних нарушений могла оживиться не вся линия сместителя, а лишь какая-то ее часть. В пределах разрыва Хохторб скол возник лишь в той его части, которая расположена в триас-юрской толще. В подошве меловых отложений надвиг затухал, превращаясь в срыв, приуроченный к берриасовым мергелям. Меловая оболочка в этом случае отслаивалась, образовав независимый структурный элемент — покров Бэхишток. Лишь в процессе смешения в его фронтальной части срыв вновь переходил в надвиг. Таким образом, система разрывных нарушений надвиг — срыв — надвиг ограничивает снизу покров, имеющий сложное надвигово-сорванное происхождение. Уже говорилось (см. фиг. 35), что на водоразделе Реус — Бизис меловые покровы Бэхишток, Зильберн, частично Друсберг имеют следующее строение: в южной части пластин развиты более древние отложения мела (валанжин, готерив, баррем), в северной — молодые (апт, альб, верхний мел, палеоген). На юге надвиги, ограничивающие пластины, являются секущими (меловые слои падают круче, чем плоскости сместителя), на севере — согласными (наклоны слоев и плоскостей сместителя совпадают). Формирование этих покровов также связано с переходом секущих нарушений в послойные. Надвиги под более или менее значительными углами пересекали отложения валанжина, готерива, частично баррема (до слоев Друсберг). На уровне мергелей Друсберг скол переходил в срыв, а надвиговый покров превращался в сорванный.

Позднегельветская фаза деформаций привела к общему смятию всего пакета покровов. Возникли простые крупные складки. Лишь местами структура стала несколько более сложной

В свете сложенного материала более понятными становятся "фациальные" покровы. Зона стыка различных фациальных комплексов, особенно если она имеет разрывную природу, наиболее легко превращается в надвиг. Обособляющиеся при этом крупные чешуи, а затем и шарьяжи, естественно, будут иметь четкую "фациальную" характеристику, так как каждая структурно-фациальная зона в этом случае даст начало определенному покрову.

Суммируя сказанное выше, необходимо подчеркнуть, что формирование сорванных покровов происходило в результате расслоения всей осадочной толщи на серию независимых элементов. В общем виде (без наложения явлений гравитационного скольжения) каждый нижний элемент испытывал большее по сравнению с соседним верхним сжатие. Максимально деформировался автохтон. В случае наложения гравитационного эффекта происходило заметное усложнение структуры верхних соскальзывающих пластин.

К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЫ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Рассмотрим пространственные и временные соотношения различных систем покровов. На территории Альп выделяются следующие покровные пакеты (с севера на юг): гельветский, пеннинский, восточноальпийский (австрийский) и южноальпийский. Первые три обладают четко выраженной северной, четвертый-южной вергентностью. Начиная с работ П.Термье и вплоть до 30-х годов господствовали представления, особенно полно изложенные Р.Штаубом (Staub, 1924) и Э.Арганом (1935), о том, что Альпы являются резко асимметричной покровной структурой. Покровные массы надвигались только с юга на север. Нет принципиальной разницы между Восточными и Южными Альпами, а Периадриатическая линия, разделявшая их, является осложняющим нарушением. В то время такие построения были очень популярны. Только Л.Кобер (Kober, 1931) не принял их. Он выдвинул теорию, согласно которой Альпийская горная система обладает четкой симметрией. Расположенная между сближающимися Африканским кратоном и палеозойским форландом Европы Альпийская геосинклиналь симметрично мялась. Возникали внешние складчатые цепи (экстерниды и централиды), а также внутренние относительно стабильные массы (интерниды) Р.Беммелен (Bemmelen, 1933), а позднее П.Фалло (Fallot, 1955) попытались "примирить" обе эти гипотезы, высказав предположение о двухфазном развитии структуры Альп. В первую, флишевую, фазу, согласно этим авторам, происходило общее, направленное к северу движение аллохтона с образованием перечисленных покровных систем. Во вторую, молассовую, фазу произошло воздымание Альп, сопровождавшееся гравитационным скольжением масс к северу и югу. Образовалась горная система с дивергентной структурой. В последнее время идея о сложном развитии Альпийского складчатого пояса была принята А.В.Пейве (1967), который предположил значительное одностороннее надвигание южных (в том числе и платформенных) масс к северу в мелу. В палеогене началось формирование серии падающих к северу сколов, по которым ранее надвинутые массы выжимались уже к югу. Представления Р.Беммелена и А.В.Пейве о механизме образования региональной покровной структуры Альпийского складчатого пояса принци-

пиально различны. Общим у них является признание неоднородного развития такой структуры.

Механизму образования покровной структуры Альпийского складчатого пояса посвящено множество работ. В подавляющем большинстве их формирование шарьяжей связано с тем или иным видом регионального тангенциального сжатия. Лишь в незначительном числе покровообразование объясняется вертикальными дифференцированными движениями, которые создавали предпосылки для возникновения исключительно гравитационных покровных дислокаций. При дальнейшем изложении материала я не буду подробно останавливаться на характеристике глубинных процессов, затрагиваемых в этих работах, так как это специальная тема. В плане рассматриваемых здесь проблем гораздо важнее выделить генетические соотношения различных типов покровных деформаций и полей напряжений, обусловивших их появление. Начиная с работ Э.Зюсса представления о пластичных геосинклинальных толщах, раздавливаемых между относительно жесткими платформенными массивами, часто привлекались для объяснения формирования альпийских шарьяжей. Наиболее полно эти взгляды были изложены Л.Кобером (Kober, 1931). Однако со времени появления работ М.Хаберта (Hubert, 1937), который сформулировал основные принципы подобия, стало очевидным, что в реальной геологической обстановке породы настолько пластичны, что не в состоянии передавать напряжение на сколько-нибудь значительные расстояния. Это, а также огромные размеры сокращения первоначальной ширины геосинклинальных поясов в процессе складчатости заставили отказаться от контракции как первопричины покровообразования.

Некоторые тектонические гипотезы, объединяемые иногда под названием "двупричинных" (Беммелен, 1956): осцилляционная гипотеза Хаармана, ундационная гипотеза Беммелена и другие связывают формирование покровов с гравитационными силами. Вертикальные движения обуславливают появление орогенического рельефа (первичный тектогенез). Латеральное перемещение масс горных пород под действием гравитационных сил приводит к образованию складок и надвигов (вторичный тектогенез). Применительно к различным районам Альп такие идеи развивались Р.Беммеленом (Bemmelen, 1960, 1966). Следует отметить, однако, что важнейшим при подобных построениях является вопрос о связи зон фронтального сжатия и тыльного растяжения. Дело в том, что при образовании гравитационных шарьяжей избыточное скупивание масс по периферии складчатого пояса должно компенсироваться растяжением в его центральных частях. Именно здесь вследствие либо разрыва и сползания осадочных толщ (тектоническая денудация), либо размыва геосинклинальных участков (эрозионная денудация) должны обнажаться наиболее глубинные породы. Такая компенсация сжатия растяжением происходит исключительно внутри складчатого пояса и не охватывает области вне его. Во фронтальной части наблюдается сложнейшее нагромождение складок и пластин, в тыльной расположены относительно простые нарушения. По существу, гравитационные покровы являются бескорневыми. В простейшем виде структура области накопления осадков, слагающих покровы, представляет собой либо более или менее крупный раздвиг, либо зону утонения пологолежащих слоев. Вопрос заключается в том, насколько такая схема отвечает реальной картине, наблюдаемой, например, в Альпах? Уже на основании

¹ Так, например, Д.Кадиш (Cadisch, 1953) только для Альп определяет такое сокращение на 480 км.

приведенной характеристики Гельветской зоны видно, что степень бокового сжатия автохтона очень велика. Она быстро увеличивается к юго-востоку, т.е. по направлению к корневым частям покровов; Анализ строения корней показывает, что именно здесь такое сжатие было максимальным, а размеры сокращения первоначальной ширины основания были наиболее значительными. Развитие крутопадающей сланцеватости (региональный кливаж течения), многочисленных сколов типа крутых надвигов и взбросов, вертикальное или близкое к нему положение осевых плоскостей складок, среди которых преобладают сплюснутые, изоклиналильные нарушения, указывают на тангенциальную направленность сжимающих усилий. Все это совершенно не совместимо с представлениями о гравитационном происхождении основной массы гельветских шарьяжей. Не объясним с точки зрения "двупричинных" гипотез и тот факт, что максимальная напряженность структуры сплошь и рядом наблюдается в осевых частях складчатых систем. На это положение не раз обращал внимание Г.Д.Ажгирей (1956), отмечая, что здесь расположены наиболее интенсивно деформированные участки. Действительно, не только структура Гельветских, но и строение Пеннинских и Восточных Альп подтверждает справедливость такого вывода. Уже ранние исследования Альберта Гейма, Э.Аргана, Р.Штауба и К.Новарезе показали, что корневые зоны пеннинских и восточноальпийских шарьяжей представляют собой узкие, редко до нескольких километров шириной, круто наклоненные к северу, иногда запрокинутые к югу тектонические клинья, сложенные интенсивно, однако однотипно дислоцированными породами. Среди последних преобладают сильно рассланцованные, катаклазированные разности. Это зоны Монте-Роза, Сезиа, Кановезе и Ивреа. Зона Монте-Роза представляет собой корневую структуру одноименного пеннинского покрова. Зона Сезиа, образцованная интенсивно мylonитизированными гнейсами и гранитами, является корневой зоной покрова Дан-Бланш. Расплющивание материала здесь достигает больших размеров по существу, все минералы даже в молодых альпийских гранитоидах катаклазированы, местами появляются сланцеватые разности (Reinhardt, 1966). Как показал П.Баггио (Baggio, 1965), зона Кановезе представляет собой корневую структуру восточноальпийских покровов. Она сложена разнообразными, обычно катаклазированными гнейсами, амфиболитами, габброидными и гранитоидными породами, содержащими узкие чешуи мylonитизированных пермских и триасовых пород. Аналогичное строение имеет и зона Ивреа. Согласно Е.Венку (Wenk, 1953), П.Беарту (Bearth, 1952), П.Баггио и Б.Райнхарту, все указанные зоны представляют собой системы либо чешуй, либо расплющенных изоклиналильных складок, образовавшихся в условиях сильнейшего меридионального сжатия. Детальные петроструктурные исследования этих авторов показали, что наряду с горизонтальным расплющиванием материала происходило вертикальное его перераспределение. Из сказанного видно, что подобного рода структуры ни в коем случае не могли образоваться в результате радиально ориентированных напряжений. Необходимо учитывать также, что восточноальпийские покровы, отчетливое налегание¹

1. В настоящее время работами Альберта Гейма, Д.Трюмпи, П.Ненни, Д.Кадисша (Cadisch, 1950), Д.Рихтера (Richter, 1957) и других доказано пологое, наблюдаемое на широких площадях налегание различных восточноальпийских шарьяжей, сложенных древними кристаллическими породами, отложениями верхнего палеозоя и мезозоя, на пеннинский эоценовый флиш.

которых на пеннинские устанавливается на расстоянии 130 км, не могли возникнуть в корневой полосе шириной максимум в несколько километров. Естественно предположить в этом случае сокращение первоначальной ширины корневой зоны примерно на 130 км. Если же учесть чередование в разрезе пластин, то такое сокращение будет заведомо значительно большим. Объяснить все это можно только, предположив пододвигание пеннинских масс к югу, под восточноальпийские, с одновременным выжиманием последних из области, корней. Следы этого выжимания и несут на себе зоны Сезиа, Кановезе и Ивреа.

Близкая в структурном отношении картина наблюдается и на Центральном Памире. Изучение строения корней здесь затруднено, так как большая их часть погребена под надвинутыми с севера северопамирскими массами. Лишь в долине Ванча можно наблюдать сравнительно узкую (не более 2-3 км) зону многочисленных, круто падающих к северо-западу или стоящих вертикально тектонических клиньев, сложенных отложениями девона, триаса, юры, а возможно, мела и палеогена. Породы интенсивно раздроблены (иногда сплошная брекчия), местами расланцованы.

Как справедливо отметил Л.Ситтер (1960), неспособность объяснить реально наблюдаемую структуру складчатых систем, непризнание первичных горизонтальных напряжений привели к тому, что "двупричинные" тектонические гипотезы, в том числе и ундационная гипотеза Р.Беммелена, завоевали очень мало сторонников. Гораздо большей популярностью среди геологов, изучавших Альпы, пользуются в настоящее время идеи о региональном сжатии складчатых поясов, которое компенсируется растяжением в областях прилегающих платформ. В отличие от контракционистских построений такие идеи базируются на признании подкорковых конвекционных течений. Я не буду рассматривать геофизическую сущность конвекционной гипотезы со всеми ее модификациями, отмечу только, что подкорковые течения создают в зоне сходящихся потоков пододвигание, втягивание коры с одновременным выжиманием поверхностных горизонтов, которое приводит к образованию покровов. В зоне расходящихся потоков возникают структуры растяжения. Подготовленная исследованиями Амперера, Штауба и Швиннера, развитая затем в работах Холмса, Григгса, Вейнинг-Мейца, Крауса, Хесса и Кюнена, эта гипотеза смогла удовлетворительно объяснить условия формирования структуры многих складчатых систем. В частности, она объяснила следующие особенности их строения: 1) наибольшую напряженность дислокаций в их осевых частях и, 2) максимальную деформированность глубинных структурных элементов. Дисгармония нарушений когда-то непрерывных осадочных серий, сопровождаемая нарастанием степени дислоцированности вниз по разрезу и в сторону осевых частей складчатой системы, показывает, что не аллохтонные, первично внутренние, массы надвигались на авто- или параавтохтонные, внешние, а наоборот, внешние пододвигались под внутренние (Трумпи, 1965; Clag, 1965). Не аллохтон, а автохтон представлял собой смешавшийся элемент, активное пододвигание которого приводило лишь к ослабленной передаче напряжений в верхние структурные горизонты.

Другое достоинство гипотезы подкорковых течений заключается в том, что она дает возможность объяснить кажущуюся парадоксальность надви-

¹ В этом случае учитываются лишь разновозрастные деформации.

гания таких пластичных масс, какими являются горные породы в реальных геологических процессах, на огромные, в десятки и даже сотни километров, расстояния. Дело в том, что для смещения некоторой, не обладающей достаточной жесткостью покровной пластины необходимо, чтобы сила, под действием которой происходит такое смещение, действовала в любой ее точке. Только в этом случае может осуществиться движение покрова. Это условие достигается при гравитационном сползании аллохтона. При наличии достаточного структурного уклона под действием собственного веса осадочная толща может соскользнуть из области поднятия в прилегающую депрессию. Однако в настоящее время описано большое количество примеров, где шарьирование аллохтонных пластин нельзя связать с гравитационным оползанием. Между тем передача бокового давления невозможна из-за большого реактивного трения в подошве покрова и незначительной прочности пород на сжатие. Присутствие "смазки" особо пластичных пород или горизонтов, в которых давление поровых вод почти уравнивает геостатическое, конечно, облегчает перемещение аллохтона под действием бокового толчка. Тем не менее это явление не может быть признано универсальным, так как такие горизонты далеко не всегда встречаются. Возникающее противоречие можно разрешить, если предположить, что горизонтальное течение подпокровных масс, вызванное конвекционными потоками, захватывает и перемещает материал коры. Воздействуя на кору, такие потоки создают в ней напряжения, которые более или менее равномерно распределяются по площади. Однако из-за резкой неоднородности коры в разрезе вертикально они распределяются неравномерно, а сама кора расслаивается на серию обособленных структурных горизонтов. Максимальные напряжения возникнут в нижнем горизонте на контакте с активно перемещающимися подпокровными массами. Послойное перераспределение материала здесь будет наибольшим. Вследствие неоднородности коры и наличия внутри нее послойных поверхностей срыва перетекающий материал каждого нижнего горизонта будет проскальзывать относительно перекрывающего его верхнего. Такое проскальзывание, естественно, не является абсолютным. Часть напряжений передается в верхние структурные горизонты, вызывая их ослабленную деформацию. В местах, где поперечная гетерогенность верхних толщ создает для этого условия, текущий материал нижних горизонтов захватывает пластины верхних, "затаскивая" (пододвигая) их под расположенные рядом разновозрастные массы. В общем виде так образуются большинство сорванных покровов. Гипотетическая модель послойно и дисгармонично дислоцированной коры в целом удовлетворительно объясняет реально наблюдаемую во многих складчатых областях картину.

Уже давно известно, что процесс покровообразования начинается в центральных (осевых) частях геосинклинальных систем, откуда мигрирует в их периферические зоны. Так, например, в Альпах наиболее древние, меловые, складкообразовательные (включая и шарьирование) движения проявились лишь в пределах Восточно-Альпийской зоны (Трюмпи, 1965; Tollmann, 1966), где в это время (австрийская фаза складчатости) возникла система покровов Высоких Известняковых Альп Австрии. Здесь (особенно в районе Зальцкаммергута) система пластин, сложенных преимущественно триас-юрскими известняками и доломитами, трансгрессивно перекрыта сенон-палеогеновыми отложениями, выполняющими наложенные мульды гозаусского типа. Надвигание пеннинских покровов на отложения Ультрагельветской зоны происходило в раннем палеогене, а возможно, и в позднем мелу. И, наконец, гельветские шарьяжи образовались в позднем олигоцене и окончательно оформились в среднем миоцене. Постепенность становления шарьяжной структуры Альп хорошо иллюстрируется миграцией флишевых прогибов.

Как показал Ж.Дебельмас (Debelmas, 1957), появление кордильер, которые служили источником материала, слагающего флишевые толщи, было обусловлено сжимающими тангенциальными силами. Поэтому пространственная и временная миграция флишевых прогибов соответствует миграции определенного тектонического режима. Пеннинские флишевые массы (Прэтигау, Симменская и Низенская) включают отложения верхнего мела и частично палеогена (палеоцена и нижнего эоцена). Шлировый флиш образован осадками верхов верхнего мела, палеоцена и нижнего эоцена. Ультрагельветский флиш сложен породами эоцена, а гельветский - верхнего эоцена - нижнего олигоцена. Следовательно, процессы тектонического тангенциального сжатия, характернейшей чертой которых является шарьирование, зарождаясь в мелу во внутренних частях Альп, постепенно распространялись отсюда в периферические области. Однако следует помнить, что миграция не была перемещением, как это иногда считается (Жидон, 1965), некоторой полосы сжатия, или "волны" вздутия, которая "гонит" перед собой покровные массы. Прохождение такой "волны", проявление сжимающих усилий вдоль ее фронта не компенсировались в тылу процессами растяжения. Распространяясь во внешнюю зону Альп, региональное боковое сдавливание продолжало существовать и в их осевых частях, причем сжимающие напряжения со временем усиливались. Этим объясняется, например, что возникшие в мелу восточноальпийские покровы продолжали развиваться и в палеогене. Во всяком случае их послеоценовая амплитуда превышает 100 км. Этим же объясняется и то, что именно в осевых (корневых) частях Альп структура несет на себе следы максимального раздавливания. Все это показывает, что формирование структуры Альп в мелу и палеогене происходило в условиях пододвигания пород внешних тектонических зон под соседние внутренние. Имела место миграция не надвигания из осевых частей Альпийской геосинклинали, а пододвигания. Наиболее внешние и молодые элементы (т.е. гельветские покровы) в структурном отношении оказались наиболее глубинными, пододвинутыми и под пеннинские, и под восточноальпийские массы. Подобная картина, как это полагали Амферер и многие другие, может быть связана с явлением "всасывания" поверхностных масс на глубину. Образуется более или менее четко выраженная дивергентная структура, наблюдаемая сейчас в большинстве альпийских складчатых систем Европы и Ближнего Востока.

Некоторое усложнение их строения происходит там, где вдоль северного края Альпийского складчатого пояса образуются приподнятые участки более ранней стабилизации. В этом случае региональный структурный план (плоскости основных надвигов падают в сторону осевых частей складчатого пояса) нарушается. Возникают системы разрывов, плоскости которых погружаются под такие ранее обособившиеся поднятия. Так, например, появление киммерийской зоны Большого Кавказа привело к образованию надвигов, плоскости которых падают к северу (Пейве, 1967). Аналогично и на Памире дивергентный структурный план нарушается вследствие появления герцинского поднятия Северного Памира. Здесь в пределах южных окраин Северного Памира и на территории Центрального Памира формируются надвиги, плоскости которых падают к северу (Пейве и др., 1964). Иными словами, гигантский "веер" разрывов, отражающий региональное сжатие Альпийского складчатого пояса, в этом случае распадается на серию менее крупных структур.

Подводя итоги сказанному, необходимо отметить следующие основные положения.

1. Среди сорванных покровов преимущественно развиты покровы выжатые, покровы гравитационные и особенно часто покровы смешанного происхождения (выжатые пластины с наложением гравитационного эффекта). Основным типом деформаций являются выжатые шарьяжи. Гравитационное скольжение (реже течение) масс является вспомогательным фактором, с помощью которого покровная структура лишь дооформляется.

2. Для выжатых покровов, проявившихся в чистом виде, характерно присутствие более или менее многочисленных пластин, обладающих сравнительно простым внутренним строением (покровы второго типа, по П. Термье). Для структур гравитационного или смешанного происхождения характерно развитие лежачих, ныряющих, дисгармоничных, морфологически очень сложных складок (покровы первого типа, по Термье). Оба типа нарушений в пространственном отношении взаимосвязаны; они часто сменяют один другой по простиранию.

3. В основе шарьирования сорванных масс лежит процесс расслоения всей толщи коры на серию обособленных в структурном отношении горизонтов. Такое расслоение отражает неравномерное послышное перераспределение вещества. Происходит изолированная деформация каждого из выделенных горизонтов, причем максимальной она будет в наиболее нижних структурных элементах. Анализ деформаций относительного автохтона и структуры корней показывает, что именно в наиболее глубинных горизонтах в определенных зонах происходит интенсивное сокращение первоначальной их ширины, сопровождающееся сильным сдавливанием автохтона и выжиманием поверхностных масс.

4. Гравитационное скольжение возникает в тех случаях, когда в тылу надвигающихся масс формируется поднятие. В этом случае образуется структурный уклон, по которому аллохтонные отложения сползают в прилегающую депрессию.

5. Шарьяжная структура Альпийского складчатого пояса формировалась в условиях регионального бокового сжатия. Происходило пододвигание наиболее внешних элементов под внутренние, причем в последних наблюдается максимальная напряженность структуры. Процессы покровообразования сначала проявились и постоянно существовали во внутренних зонах, откуда постепенно распространялись во внешние.

- Ажгирей Г.Д. 1956. Структурная геология. Изд-во МГУ.
- Арган Э. 1935. Тектоника Азии. М. - Л., ОНТИ.
- Архипов И.В. 1964. Особенности истории развития Памира в альпийское время и его современная тектоническая структура. - В кн. "Тектоника Памира и Тянь-Шаня". М., "Наука".
- Баранов И.Г., Глазунов В.С. 1937. Река Бартанг. - В кн. "Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г." М.-Л.
- Бархатов Б.П. 1959. Схема структурно-тектонического районирования Памира. - Уч. зап. ЛГУ, № 268, серия геол. наук, вып. 10.
- Бархатов Б.П. 1961. Принципы тектонического районирования Памира. - Вестн. ЛГУ, № 18, серия геол. и геогр., вып. 3.
- Бархатов Б.П. 1963. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ.
- Беляков Л.Б. 1968. О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов. - Геотектоника, № 4.
- Беммелен Р, ван. 1956. Горообразование. М., ИЛ.
- Буданов В.И., Дронов В.И. 1964. К характеристике послейинверсионных вулканогенных формаций Центрального Памира. - В кн. "Материалы по геологии Памира", вып. 2. Душанбе.
- Буртман В.С. 1968. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. - Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Воскоянц Г.С. 1963. К геологии головной части бассейна Сарезского озера. - В кн. "Материалы по геологии Памира", вып. 1. Душанбе.
- Дронов В.И. 1962. О трансгрессивном залегании известняков верхнего мела в пределах Центрального Памира. - Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 2.
- Дронов В.И. 1963. Бартангский комплекс. - Сов. геол., № 3.
- Дронов В.И. 1964. Структурно-фациональные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира. - В кн. "Тектоника Памира и Тянь-Шаня". М., "Наука".
- Дронов В.И., Андреева Т.Ф. 1962. Стратиграфия юрских отложений Центрального и Юго-Восточного Памира. - В кн. "Стратиграфия юрской системы". Докл. сов. геологов к I Междунар. коллоквиуму по юрской системе. Тбилиси.
- Дронов В.И., Левен Э.Я., Мельник Г.Г., Пашков Б.Р. 1960. К стратиграфии ордовикских отложений Центрального Памира. - Сов. геол., № 10.
- Дюфур М.С. 1958. Об отложениях ордовика на Восточном Памире. - Докл. АН СССР, т. 120, № 2.
- Дюфур М.С. 1962. Геологическое развитие Центрального Памира. - Вестн. ЛГУ, № 6, серия геол. и геогр., вып. 1.
- Дюфур М.С., Руженцев С.В., Швольман В.-А. 1965. О границе между зонами Северного и Центрального Памира. - Геотектоника, № 6.
- Жидон П. 1965. Очерк альпийской орогении во Франции. - В кн. "Тектоника Альпийской области". М., "Мир".
- Жинью М. 1952. Стратиграфическая геология. М., ИЛ.
- Карапетов С.С. 1960. Стратиграфия силурийских отложений Центрального Памира. - Докл. АН СССР, т. 135, № 2.
- Карапетов С.С. 1961. Об отложениях ордовика и силура в районе перевала Ак-Байтал на Восточном Памире. - Докл. АН Тадж. ССР, т. 4, № 1.

- Карапетов С.С. 1963а. Стратиграфия девонских отложений Центрального Памира. - В кн. "Материалы по геологии Памира", вып. 1. Душанбе.
- Карапетов С.С. 1963б. Стратиграфия ордовикских отложений Центрального Памира. - Изв. АН Тадж. ССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, вып. 3.
- Карапетов С.С. 1964. Среднекаменноугольные отложения Центрального Памира. - В кн. "Материалы по геологии Памира", вып. 2. Душанбе.
- Карапетов С.С., Воскоянц Г.С. 1962. Палеогеновые отложения Восточного Памира. - Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 3.
- Карапетов С.С., Миклухо-Маклай А.Д. 1964. К стратиграфии верхнекаменноугольных и пермских отложений Центрального Памира. - В кн. "Материалы по геологии Памира", вып. 2. Душанбе.
- Кушлин Б.К. 1963. Стратиграфия триасовых отложений Центрального Памира", вып. 1. Душанбе.
- Левен Э.Я. 1959. Пермские отложения Центрального Памира. - Докл. АН СССР, т. 128, № 2.
- Левен Э.Я. 1960. К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира. - Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, № 11.
- Левен Э.Я. 1962. К вопросу о характере залегания пермских и триасовых отложений в пределах Центрального Памира. - Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 3.
- Левен Э.Я. 1964. О Зорташкольском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Левен Э.Я., Романько Е.Ф. 1960. О палеогеновых отложениях на Памире. - Докл. АН СССР, т.134, № 3.
- Марковский А.П. 1936. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. - В кн. "Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции", М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Наливкин Д.В. 1932. Обзор геологии Памира и Бадахшана. - Труды Всес. геол. объедин., вып. 182.
- Обуэн Ж. 1967. Геосинклинали. М. "Мир".
- Паффенгольц К.Н., Шабалкин М.И. 1935. Геологический очерк бассейна ледника Федченко и р.Танымас. - В кн. "Таджикско-Памирская экспедиция, 1934 г." М.-Л.
- Паффенгольц К.Н., Шабалкин М.И. 1936. Ледник Федченко и р. Танымас. - Труды Таджикско-Памирской экспед., вып. 46.
- Пашков Б.Р. 1961. Стратиграфия и возраст отложений козындыйской свиты на Западном Памире. - Изв. АН Тадж. ССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, № 4 (6).
- Пашков Б.Р. 1962. О древнепалеозойских отложениях Центрального Памира. - Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, № 7.
- Пейве А.В. 1961. Тектоника и магматизм. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Пейве А.В. 1967. Разломы и тектонические движения. - Геотектоника № 5.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И. 1964. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. - В кн. "Гималайский и Альпийский орогенез". Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11. М., "Недра".
- Петрушевский Б.А. 1940. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып 8, серия геол., № 3.
- Принада В.Д. 1934. Древнемезозойские растения Памира. - Труды Тадж. компл. экспедиции, 1932 г., вып. 9.
- Руженцев С.В. 1961. К происхождению акбайтальских структур в Центральном Памире. - Докл. АН СССР, т. 138, № 1.

- Руженцев С.В. 1965. Тектонические покровы Музкольского хребта (Центральный Памир). - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Руженцев С.В. 1968а. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. - Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 192.
- Руженцев С.В. 1968б. Тектонические покровы бассейна рек Кудара и Танымас (Центральный Памир). - Докл. АН СССР, т. 181, № 2.
- Руженцев С.В. 1970. Тектоническая структура Ванчаского хребта (Центральный Памир). - Докл. АН СССР, т. 190. № 1.
- Сикстель Т.А. 1960. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Ташкент.
- Ситтер Л.У. 1960. Структурная геология. М., ИЛ.
- Трюмпи Р. 1965. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. В кн. "Тектоника Альпийской области". М., "Мир".
- Хабаков А.В. 1933. Восточная часть Музкольского хребта. Таджикско-Памирская эксп., 1932 г. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Чуенко П.П. 1928. Материалы по геологии Южного Дарваза. - Изв. Геол. ком., т. 47.
- Чуенко П.П. 1934. Западная часть Музкольского хребта. - Труды Таджикско-Памирской эксп., вып. 3.
- Чуенко П.П. 1938. Геологическое строение Южного Дарваза. - Труды Таджикско-Памирской эксп., вып. 100.
- Юдин Г.Л. 1932. О геологическом строении Центрального Памира. - Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. 51, вып. 41.
- Anderegg H. 1940. Geologie des Isentales (Kt.Uri).-- Beitr. geol. Karte Schweiz, n.F., Bd. 77.
- Arbenz P. 1913. Die Faltenbogen der Zentralschweiz. - Vierteljahrssch. Naturforsch. Ges. Zürich, Bd. 58, H. 1.
- Arbenz P. 1926. Über Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen. - Eclogae geol. helv., v.20, N 2.
- Argand E. 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. - Eclogae geol. helv., v.14, N 1.
- Badoux H., Mercanton C.H. 1962. Essay sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. - Eclogae geol. helv., v.55, N 1.
- Baggio P. 1965. Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese nella zone di Montalto Dora (Ivrea). Padova.
- Baumer A. 1961. Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Belnital und Lugnez. - Eclogae geol. helv., v.54, N 2.
- Bearth P. 1952. Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. - Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., Bd. 32, H 2.
- Bellière J. 1949. Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont-Blanc. - Ann. Soc. géol. Belgique, v. 72, N 3-6.
- Bellière J. 1956. Caractères de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. - Bull. Soc. géol. France, sér. 6, v.6, N 6.
- Bemmelen R., van. 1933. Die Anwendung der Undationstheorie auf das Apline System in Europa. - Proc. Konink. nederl. acad. wet., v. 36, N 6.
- Bemmelen R., van. 1960. Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. - Geol. Rundschau, Bd. 50.
- Bemmelen R., van. 1966. The structural evolution of the Southern Alps. - Geol. en mijnbouw, N 12.
- Bisig W.K. 1957. Blattengratflysch und Sardonflysch in Semfital nördlich der Linie Richetlipass-Elm-Ramintal-Grosse Scheibe. Zürich.
- Bordet Cl. 1961. Recherches géologique sur la partie septentrionale du massif du Beldonn (Alpes française). Paris.
- Brückner W. 1943. Tektonik des Oberen Schächentals. - Beitr. geol. Karte Schweiz., n. F., Bd. 80.

- Brückner W. 1956. Neue tektonische Untersuchungen am Ostufer des Umersees. – Neue Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl. Bd. 102, H. 3.
- Brunnschweiler R. 1948. Beiträge zur Kenntnis der helvetischen Trias ostlich des Klausenpass. Diss. Zürich.
- Buxtorf A. 1908. Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. – Zs. Deutsch. geol. Ges., Bd. 60.
- Cadisch J. 1950. Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. – Eclogae. geol. helv. v., 43, N 2.
- Cadisch J. 1953. Geologie der Schweizer Alpen. Basel.
- Chadwick B. 1968. Deformation and metamorphism in the Luckmanier region, Central Switzerland. – Bull. Geol. Soc. America, v. 79, N 9.
- Clar E. 1965. Zur Bewegungsbild des Gebirgsbaues des Ostalpen. – Verhände Geol. Bundesanst., Sonderheft G.
- Collet L.W. 1935. The structure of the Alps. London.
- Collet L.W. 1943. La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. – Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F., Bd. 79.
- Collet L.W., Parejas E. 1931. Géologie de la chaîne de la Jungfrau. – Beitr. geol. Karte Schweiz., n. F., Bd. 63.
- Corbin P., Oulianoff N. 1927. De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versents de la vallée de Chamonix (massif du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges). – Bull. Soc. géol. France, sér. 4, v. 27.
- Corbin P., Oulianoff N. 1929. Zones mylonitiques à orientation hercynienne dans le massif du Mont-Blanc. – Compt. Rend Acad. sci., v. 188.
- Debelmas J. 1957. Quelques remarques sur la conception actuelle du term "Cordillère", dans les Alpes internes française. – Bull. Soc. géol. France, sér. 6, v. 7, N 4–5.
- Dollfus S. 1965. Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – Eclogae. geol. helv., v. 58, N 1.
- Eichenberger R. 1924. Geologische und petrografische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufengebiet). – Eclogae geol. helv., v. 18, N 3.
- Falot P. 1955. Les dilemmes tectonique des Alpes Orientales. – Ann. Soc. géol. Belgique, v. 78, N 1–4.
- Frej F. 1965. Geologie der östlichen Claridenkette. – Vierteljahrssch. Naturforsch. Ges. Zürich, Bd. 110, H. 1.
- Furrer H. 1949. Die Geologie des Mont Bonvin nördlich Sierr, Wallis. – Eclogae geol. helv., v. 42, N 1.
- Gagnebin E. 1924. Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. – Mém. Soc. vaudoise, sci. natur., v. 2, N 1.
- Gignoux M. 1948. La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. – Bull. Soc. géol. France, sér. 5, v. 18, N 8–9.
- Goguel J. 1944. La tectonique de la fond dans la zone externe des Alpes. – Bull. Soc. geol. France, sér. 5, v. 14, N 1–9.
- Goguel J. 1951. Le passage de la nappe de Morcle aux plis subaplins. – Bull. Soc. géol. France, sér. 7, v. 1, N 7.
- Goguel J. 1952. Traité de tectonique. Paris.
- Goguel J. 1955. La zone radicale de la nappe du Morcle. – Mém. Carte géol. France, v. 2, N 241.
- Gross A. 1965. Contribution a l'étude du jurassique moyen et supérieur des Préalpes médianes vaudoises. – Eclogae geol. helv., v. 58, N 2.
- Gunzler-Serfert H. 1941. Persistente Brüche in Jura der Wildhom-Decke des Berner Oberlandes. – Eclogae geol. helv., v. 34, N 2.
- Günzler-Seifert H. 1952. Alte Brüche im Kreide-Tertiär-Anteil der Wildhom-Decke zwischen Rhone und Rhein. – Geol. Rundschau. Bd. 40, H. 2.
- Hantke R. 1961. Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und den St. Galler Rheintal. – Vierteljahrssch. Naturforsch. Ges. Zürich, Bd. 106, H. 1.
- Heim Alb. 1919–1922. Geologie der Schweiz. Leipzig,

- Heim Alb., Heim Arn. 1916. Die Juramulde im Aarmassiv bei Fernigen (Uri). – Vierteljahrssch. Naturforsch., Ges. Zürich, Bd. 61.
- Heim Arn. 1916. Über Abwicklung und Facieszusammenhänge in den Decken der nördlichen Schweizeralpen. – Vierteljahrssch. Naturforsch. Ges. Zürich, Bd. 61.
- Heim Arn. 1919–1922. Das helvetische Deckengebirge. – In: Alb. Heim. Geologie der Schweiz. Leipzig.
- Heim Arn., Bamberger E. 1933. Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen, beiderseites des Rheins. – Denkschr. schweiz. natur. Ges., Bd. 68, H. 2.
- Helbling R. 1938. Zur Tektonik des St.-Galler Oberlandes und der Glarner Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F., Bd. 76.
- Herb R. 1962. Geologie von Amden. Bern.
- Hsu K.J. 1960. Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetic flysch basins, Switzerland. – Bull. Geol. Soc. America, v. 71, N 5.
- Hubbert M.K. 1937. Scale models and geologic structures. – Bull. Geol. Soc. America, v. 48, N 10.
- Hubbert M.K.; Rabey W. 1959. The role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. – Bull. Geol. Soc. America, v. 70.
- Huber H. 1943. Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., Bd. 23, H. 1.
- Hüttenthaler H. 1948. The Aar Massiv. – Proc. Geologists Assoc., v. 59, pt. 4.
- Jung W. 1963. Die mesozoischen Sedimente am Südöstrand des Gotthardmassivs. – Eclogae geol. helv., v. 56, N 2.
- Kober L. 1931. Der alpine Europa. Berlin.
- Kvale A. 1957. Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. – Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., Bd. 37, H. 2.
- Labhart T. 1966. Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. Beobachtungen im Druckstollen Trift-Speicherberg der Kraftwerke Oberhäsli-Ag. – Eclogae geol. helv., v. 59, N 2.
- Leupold W. 1942. Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildung der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – Eclogae geol. helv., v. 35, N 2.
- Liszakay-Nagy M. 1965. Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthardmassivs im Oberwallis. – Eclogae geol. helv., v. 58, N 2.
- Lugeon M. 1901–1902. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. – Bull. Soc. géol. France, sér. 4, v. 1.
- Lugeon M. 1914–1918. Les Hautes Alpes calcaires entre Lizerne et la Kander. – Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F., Bd. 30.
- Lugeon M. 1920. Sur la géologie des Préalpes internes du Simmental. – Eclogae geol. helv., v. 16, N 1.
- Masurczak L. 1945. Zur Tektonik und Stratigraphie der Gruppe des Scheideggstockes bei Engelberg. Diss. Weinfelden.
- Morgenthaler H. 1921. Petrologisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. – Eclogae geol. helv., v. 16, N 2.
- Nabholz W.K. 1948. Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthardmassivs im Vorderrheintal. – Eclogae geol. helv., v. 41, N 2.
- Nabholz W.K. 1953. Das mechanische Verhalten der granitischen Kernkörper der tieferen penninischen Decken bei der alpinen Orogenese. – In: Compt. rend. 19 sess. Cong. geol. Internat., fasc. 3. Alger.
- Nabholz W.K., Voll G. 1963. Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz. – Eclogae geol. helv., v. 56, N 2.
- Niggli E. 1944. Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., Bd. 24, H. 1–2.
- Niggli P. 1934. Das Gotthardmassiv. Geol. Führer der Schweiz, fasc. 2. Basel.
- Niggli P., Staub W. 1914. Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. – Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F., Bd. 45.
- Oberholzer J. 1908. Die Überfaltungsdecken auf der Westseite des Linthtales. – Eclogae geol. helv., v. 10, N 4.

- Oberholzer J. 1933. Geologie der Glameralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F., Bd. 28.
- Oulianoff N. 1965. Contribution a l'histoire des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. – Bull. Soc. vaudoise sci. natur., v. 69, fasc. 1, N 317.
- Parejas Ed. 1922a. Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges. – Mem. Soc. phys., hist., natur., v. 39.
- Parejas Ed. 1922b. La structure de l'extrémité SW du Mont-Blanc. – Compt. rend. Soc. phys., hist., natur., v. 39, N 1.
- Ramsay J.G. 1963. Stratigraphy, structure and metamorphism in the Western Alps. – Proc. Geologists. Assoc., v. 74, pt. 3.
- Reinhardt B. 1966. Geologie und Petrographie der Monte-Rosa Zone, der Sesia Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana. – Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., Bd. 46, H. 2.
- Richter C. 1957. Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. – Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Bd. 105, H. 3.
- Rohr K. 1926. Stratigrafische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs. – Beitr. geol. Karte Schweiz, Bd. 57.
- Rüefli W.H. 1959. Stratigraphie und Tektonik des eingeschlossenen Glamer Flysches im Weisstental. Zürich.
- Schaub H. 1951. Stratigraphie und Mikropaläontologie des Schlieren flysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocänen und untereocänen Nummuliten und Assilinen. – Schweiz. paläontol. Abhandl., Bd. 68.
- Schindler C. 1959. Zur Geologie des Glämisch. – Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F., Bd. 107.
- Schneegans L. 1938. La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. – Mém. Carte géol. France, N 339.
- Schnittmann F.X. 1951. Sind die Mittleren Freiburger Voralpen (Préalpes Médiannes) unterostalpin? – Z. Dtsch. geol. Ges., Bd. 102, H. 1.
- Spicher J.P. 1965. Géologie des Préalpes Médiannes dans le massif des Bruns. – Eclogae geol. helv., v. 58, N 2.
- Spörli B.K. 1966. Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe. Diss. Zürich.
- Staub R. 1924. Der Bau der Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F., Bd. 52.
- Staub R. 1954. Der Bau der Glameralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. Glarus.
- Staub R. 1961. Neure Betrachtungen zum glamischen Deckenbau. – Vierteljahrssch. Naturforsch. Ges. Zürich, Bd. 103, H. 3.
- Steiger R.H. 1962. Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard und Lukmanierpass. – Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., Bd. 42, H. 2.
- Steiger R.H. 1964. Dating of orogenic phases in the central Alps by K-Ar ages of hornblende. – J. Geophys. Res., v. 69, N 24.
- Tercier J. 1947. Le flysch dans la sédimentation alpine. – Eclogae geol. helv., v. 40, N 2.
- Tollmann A. 1966. Aperçu général sur la géologie des Alpes orientales. – Compt. rend. Som. Séances Soc. géol. France, fasc. 11.
- Trümpy R. 1944. Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe. – Eclogae geol. helv., v. 37, N 2.
- Trümpy R. 1949. Der Lias der Glamer Alpen. – Denkschr. schweiz. natur. Ges., Bd. 79, H. 1.
- Weber F. 1924. Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv. – Beitr. geol. Karte Schweiz, Spezialkarte, N 101.
- Wenk E. 1953. Prinzipelles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. – Eclogae geol. helv., v. 46, N 1.

Введение	5
Глава I. Тектоническая структура западной части Центрального Памира.	7
Очерк стратиграфии	9
Автохтон	14
Ванчский антиклинорий	16
Поперечные поднятия бассейнов рек Матравн, Вомар-Дары и Язгулем-Дары	22
Музкольский антиклинорий	25
Некоторые черты геологического строения центрально-памирского автохтона	29
Аллохтон	32
Тектонические покровы бассейнов рек Гудары, Танымас и Кокуйбельсу	33
Тектонические покровы междуречья Бартанга и Язгулема (Язгулемский хребет)	51
Структурное соотношение автохтона и аллохтона в Язгулемском хребте	51
Внутренняя структура аллохтона	60
Общая характеристика шарьяжной структуры западной части Центрального Памира	76
Глава II. Тектоническая структура Гельветской зоны Альп	80
Автохтон	80
Параавтохтонные образования	87
Аллохтон	89
Гельветские покровы	90
Ультрагельветские покровы	102
Общая характеристика шарьяжной структуры Гельветской зоны Альп	103
Глава III. Механизм образования сорванных покровов	111
Основные типы покровных структур	111
Механизм образования сорванных покровов	114
К вопросу о формировании покровной структуры Альпийского складчатого пояса	121
Литература	128

Contents

	Pages
Introduction	5
Chapter I. Tectonic structure of the western part of the Central Pamirs	7
Description of stratigraphy	9
Autochthone	14
Vanchian anticlinorium	16
Uplifts of the Matravn, Vomar-Dara, Yazgulem-Dara	22
Muskol anticlinorium	25
Some features of the geological framework of the autochthone of the Central Pamir	29
Allochthone	32
Overthrust nappes of the Gudara, Tanymas and Kokuibel basin	33
Overthrust nappes of the watershed of the Bartang and Yazgulem (Yazgulem range)	51
Structural relations of the autochthone and allochthone in the Yazgulem range	51
Interior structure of the allochthone	60
General characteristic of the nappe structure of the western part of the Central Pamirs	76
Chapter II. Tectonic structure of the Alpine Helvetic zone	
Autochthone	80
Parautochthone	87
Allochthone	89
Helvetic nappes	90
Ultrahelvetic nappes	102
General characteristic of the nappe structure of the Alpine Helvetic zone	103
Chapter III. Formation of detached (decollement) nappes	111
The main types of nappe structures	111
Formation mechanism of detached (decollement) nappes	114
To the problem of the formation of the nappe structure of the Alpine folded belt	121
Bibliography	128

Сергей Васильевич Руженцев

Особенности структуры и механизм
образования сорванных покровов

Труды, вып.223

Утверждено к печати ордена Трудового
Красного Знамени Геологическим институтом
АН СССР

Редактор Н.М.Митяшова
Технический редактор Г.П.Каренина

Подписано к печати 28/X-71 г. Формат 70x108 1/16
Усл.печ.л. 11,9. Уч.-изд.л. 10,8. Тираж 900 экз.
Т-16642. Бумага офсетная № 2. Тип.зак. 6170
Цена 1р.08к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
Ленинград В-34, 9-я линия, 12.

Список опечаток

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
58	29 св.	J ₂₃	T ₃ - J ₂

Заказ № 660

1 р. 08 к.

