

# ТЕКТОНИКА ОРОГЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ КАВКАЗА И СРЕДНЕЙ АЗИИ



**АКАДЕМИЯ НАУК СССР**  
**КОМИССИЯ ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ КАРТАМ**  
**ПРОБЛЕМНАЯ КОМИССИЯ ПО МНОГОСТОРОННЕМУ СОТРУДНИЧЕСТВУ**  
**АКАДЕМИЙ НАУК СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ СТРАН "ЗЕМНАЯ КОРА"**

# **ТЕКТОНИКА ОРОГЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ КАВКАЗА И СРЕДНЕЙ АЗИИ**

**СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ**

**Ответственные редакторы:**  
**доктор геолого-минералогических наук**  
**Ю.Г. ЛЕОНОВ, академик В.Е. ХАИН**



**МОСКВА "НАУКА"**  
**1990**

Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. — М.: Наука, 1990. — 222 с. — ISBN 5-02-002138-5

В статьях сборника излагаются принципиально новые материалы, полученные в течение последних 5—10 лет, по тектонике Кавказа и Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения. Эти материалы составляют основу одновременно для выполнения двух крупных международных программ: составления первой Международной тектонической карты Азии (1:5000000) в рамках Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР и исследований по Кавказскому и Памиро-Тянь-Шаньскому геотраверсам в рамках комплексно-целевой программы "Сравнительная геодинамика и металлогения земной коры" проблемной комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран "Земная кора".

Книга представляет интерес для геологов различных специальностей, занимающихся изучением строения и генезиса орогенных сооружений Кавказского и Среднеазиатского регионов.

Рецензенты: *А.Е. Шлезингер, Я.Г. Кац*

Редактор *Л.П. Шеина*

Tectonics of Orogenic Structures of the Caucasus and Middle Asia. — М.: Nauka, 1990.

This volume includes principally new materials on the tectonics of the Caucasus the Pamirs-Tien Shan mountain edifice, obtained for the last 5—10 years. These materials will be used as basic simultaneously for two important projects: (1) the first International Tectonic Map of Asia, 1:5 mln., being compiled within the framework of the Commission for Tectonic Maps of the USSR Academy of Sciences, and (2) studies on the Caucasus and Pamirs-Tien Shan geotraverses within the Complex Program "Comparative Geodynamics and Metallogeny of the Earth's Crust" of the Problem Commission for Multilateral Cooperation of the Academies of Sciences of Socialist Countries "The Earth's Crust".

The book will be of interest for geologists of various profiles, who study the structure and genesis of orogenic edifices of the Caucasus and Middle Asia regions.

© Комиссия по международным тектоническим картам, Проблемная комиссия по многостороннему сотрудничеству академий наук социалистических стран "Земная кора", 1990

Т 1864030000-148  
042(02)-90 436-90 II полугодие

ISBN 5-02-002138-5

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом сборнике помещены некоторые материалы, имеющие прямое отношение к работе над Международными тектоническими картами Европы и Азии, которые — обе в масштабе 1:5000000 — составляются сейчас в Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР силами интернационального авторского коллектива, включая, естественно, геологов Советского Союза. Работа над картой Азии — первой международной тектонической картой этого континента — находится в начальной стадии, а составление тектонической карты Европы вступило в заключительную фазу. Как известно, Международная тектоническая карта Европы в масштабе 1:2500000 была создана довольно давно: впервые она была издана в начале 60-х годов (под редакцией А.А. Богданова и Н.С. Шатского) и повторена в новой редакции в 1981 г. (под редакцией А.А. Богданова и В.Е. Хаина). Новая карта, о которой сейчас идет речь, не может рассматриваться просто как очередное издание названных карт. Она представляет собой самостоятельную работу не только вследствие другого масштаба, но и по содержанию.

Новые данные по сравнению с теми, которые были использованы в прежних картах и, что не менее важно, их принципиально новая интерпретация получены по многим районам и вопросам (тектоника докембрия, фундамент платформы, океанов и внутренних морей, складчатых поясов и т.д.). В данной книге приводится малая доля этих материалов, а именно результаты исследований, проведенных в последние годы на Кавказе и в горных сооружениях Средней Азии (Памир, Тянь-Шань) учеными Геологического института АН СССР и Геологического факультета МГУ. То, что эти статьи публикуются не в периодике, а сосредоточены здесь — в специальном тематическом сборнике — позволяет не только изложить концепции авторов, но и привести лежащие в их основе факты, полученные в ходе целенаправленных многолетних исследований.

*Н.В. Короновский, А.И. Гуцин, М.Ю. Никитин,  
Л.В. Панина, А.Н. Стафеев*

## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И СТАНОВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА**

### **ВВЕДЕНИЕ**

Центральная часть Терско-Каспийского передового прогиба в пределах Сунженской и Терской антиклинальных зон относится к числу важнейших нефтегазоносных районов на Северном Кавказе. В связи с сокращением добычи нефти и острым дефицитом перспективных структур в относительно неглубоких горизонтах разреза на одно из первых мест выдвинулся вопрос о глубинной структуре прогиба и механизме ее образования. Решить эту проблему можно лишь комплексным подходом, включающим в себя анализ геологической истории развития прогиба, разнообразные геофизические данные, МОВ ОГТ в первую очередь, различные виды моделирования и сравнительный анализ структуры разновозрастных передовых прогибов. Подобная работа была проведена силами Восточно-Кавказской партии Геологического факультате МГУ, с учетом материалов которой и написана данная статья, подразделяющаяся на две части: 1) история развития; 2) проблема формирования современной структуры прогиба.

### **ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ**

Терско-Каспийский передовой прогиб приобрел характерные черты такого начиная, по существу, с сарматского века. В остальное время альпийского развития он играл роль краевого прогиба по отношению к развивавшимся южнее геосинклинальным трогам, в том числе к Казбек-Бзыбскому — осевой части альпийской геосинклинали. В геологической истории рассматриваемого района выделяется ряд стадий, которые характеризуются сменой режима осадконакопления и четко выраженными несогласиями, в том числе и структурными.

Пшекиш-Тырныаузский глубинный разлом, проходящий по оси прогиба, на ранних стадиях альпийского развития отделял наиболее подвижную южную, собственно геосинклинальную зону от северной, платформенной. Предкелловейская складчатость ознаменовала собой смену режимов, когда наиболее подвижная часть системы Большого Кавказа переместилась в зону южного склона, а в северной его части осадконакопление происходило в условиях под-

вижной платформы, по существу, до середины сарматского века, с конца которого началось поднятие и Большой Кавказ вступил в орогенный этап развития, который не был однородным. Итак, могут быть выделены геосинклинальный, квазиплатформенный и орогенный этапы. Первый из них подразделяется на синемюр-раннебайосскую (или синемюр-ааленскую) и байос-батскую стадии. Келловей-среднесарматский этап, несмотря на свою длительность, обладает единством развития, а в орогенном этапе можно выделить позднесарматско-понтическую, позднеакчагыльско-апшеронскую и плейстоценовую стадии, отличавшиеся характером тектонических движений и стилем осадконакопления.

### *Геосинклинальный этап*

В ранне-среднеюрской истории геологического развития Большого Кавказа четко выделяются две главные стадии, каждая из которых характеризуется особым режимом тектонических движений, структурным планом, характером магматизма и палеогеографической обстановкой. Границы между ними везде отмечены перерывом в осадконакоплении.

**Синемюр-раннебайосская стадия.** На Большом Кавказе отсутствуют фаунистически доказанные отложения геттангского возраста. Возможно, что в конце триаса (рэт) и самом начале юры (геттанг) Большой Кавказ представлял собой область поднятия. Первая стадия раннеальпийского этапа его развития начинается в синемюре, когда на герцинском основании закладывается и формируется единый альпийский прогиб Большого Кавказа, обособившийся от территории Предкавказья, которая превращается в эпигерцинскую Скифскую плиту (рис. 1).

Узкая осевая часть прогиба в течение синемюра заполняется мощной (до 2 км) толщей морских песчано-глинистых отложений с массивами рифовых известняков на прибрежных участках (реки Мзымта, Гумиста, Кодори). На бортах прогиба в это время формируются грубозернистые, фациально изменчивые прибрежно-морские отложения. Дробление герцинского основания в условиях тектонического растяжения сопровождалось широким проявлением магматизма в виде подводных излияний лав и выбросов пирокластического материала среднего и кислого состава.

К концу раннего плинсбахского крыла прогиба на западе (реки Белая, Теберда) распространяется на всю территорию герцинской складчатой области к югу от Пшекиш-Тырныаузского шва. В прогибание также вовлекаются и отдельные южные участки Скифской плиты (Лабино-Малкинская зона), которые выполняются в основном лагунно-континентальными, частично угленосными отложениями мощностью до 1 км. К востоку от Теберды в конце раннего плинсбахского располагалось геоморфологически выраженное поднятие, которое еще восточнее сливалось с Предкавказской сушей.

В позднем плинсбахском—ааленском Большого Кавказа характеризуется четким обособлением эпигерцинской Скифской плиты и геосинклинали Большого Кавказа. Геосинклинальный прогиб, представ-

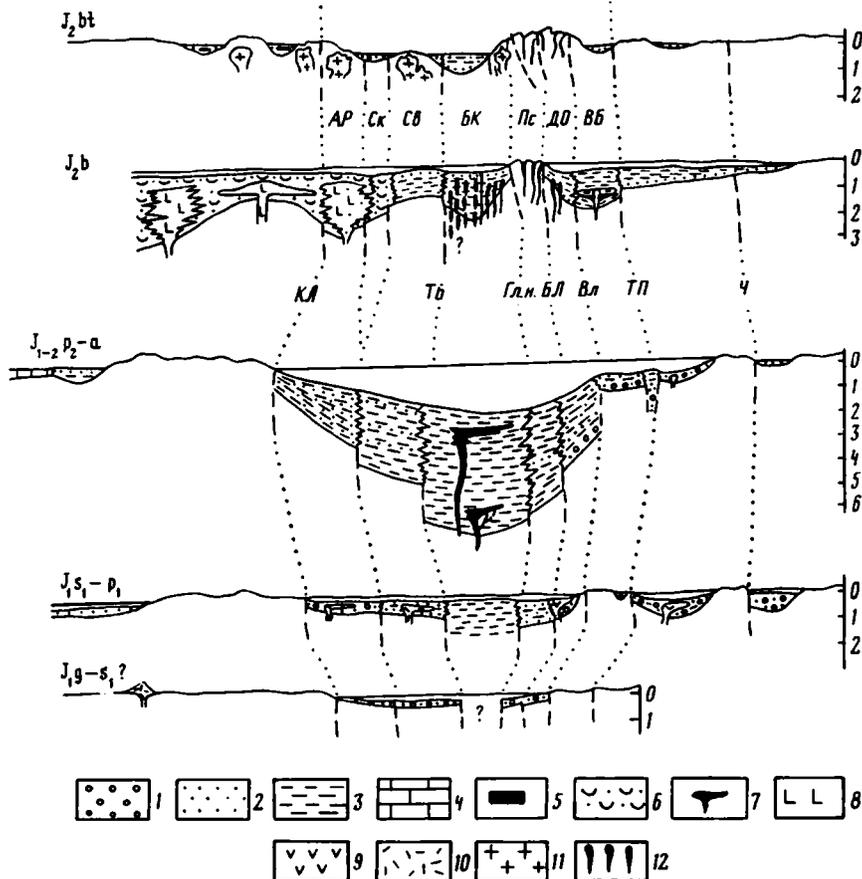


Рис. 1. Палеотектонические профили Центрального Кавказа для ранне- и среднеюрского времени

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — уголь; 6 — туфы; 7 — базальты; 8 — андезитобазальты; 9 — андезитодациты; 10 — андезиты, дациты, риолиты; 11 — гранитоиды; 12 — дайки

Разломы: КЛ — Кахетинско-Лечхумский, Тб — Тибский, Гл.н. — Главный надвиг, БЛ — Бурно-Ларский, Вл — Владикавказский, ТП — Тырнауз-Пшекишский, Ч — Черкесский

Структурно-фациальные зоны: АР — Абхазо-Рачинская, Ск — Сакарская, Св — Сванетская, БК — Бзыбско-Казбекская, Пс — Псеашхинская, ДО — Дигоро-Осетинская, ВБ — Восточно-Балкарская

лывший собой окраинное море, развивался унаследованно. Его осевая часть несколько расширялась к северу. Пестрые в фациальном отношении отложения синемюра—нижнего плинсбаха сменяются однообразными глинисто-алевритовыми толщами верхнего плинсбаха—нижнего тоара мощностью до 3—4 км на Восточном Кавказе. С развитием разломов, ограничивающих осевой трог, связана интенсивная магматическая деятельность в виде подводных

излияний толеитовых базальтовых лав, выбросов пирокластического материала, внедрения мелких субвулканических тел. На северном, слабо погруженном борту геосинклинали в это время накапливаются мелководно-морские отложения общей мощностью, не превышающей первых сотен метров. Отсутствие верхнеплисбахских отложений на Варандинской антиклинали, выявленное бурением, позволяет предположить, что северному борту геосинклинали на Восточном Кавказе соответствовала Агвали-Хивская зона Горного Дагестана.

В тоарское время происходит значительное расширение геосинклинального прогиба, который занимает уже всю территорию геосинклинали, подавляя существовавшие ранее поднятия. На западе северная граница прогиба проходит по Пшекиш-Тырныаузской зоне. Располагающаяся севернее Лабино-Малкинская зона Скифской плиты также перекрывается морской трансгрессией. Это обусловило глинистый характер осадков тоара, развитых на западе. На Восточном Кавказе широкий северный борт геосинклинального прогиба примыкал к Предкавказской суше и это определило накопление более грубых дельтовых песчано-глинистых отложений (до 3 км). Граница геосинклинали и Предкавказской суши, вероятно, проходила по современному Бенойскому поднятию, на что указывают данные бурения и характер изменения состава и мощностей тоар-ааленских отложений Восточно-Балкарской зоны.

В конце позднего тоара и аалена строение геосинклинали Большого Кавказа усложняется. По оси прогиба возникает несколько узких трогов, характеризующихся интенсивной магматической деятельностью. Продолжающаяся трансгрессия захватывает южные участки Скифской плиты, снос обломочного материала с которой почти прекращается. Основным источником сноса для ааленского прогиба Центрального Кавказа становится Закавказский срединный массив.

Особенно интенсивно развивавшийся ааленский прогиб Восточного Кавказа представлял собой единую слабо дифференцированную ванну субширотного простирания, в осевой части которой накапливались преимущественно глинистые относительно глубоководные отложения мощностью более 3 км (?). В настоящее время глинистые отложения, выполняющие осевую часть ааленского прогиба, сохранились фрагментарно (к востоку от р. Аварское Койсу) и в современной структуре они повсеместно отделены разломами от смежных зон, соответствовавших менее погруженным бортам прогиба. На северном борту в относительно мелководных условиях в ааленском веке накапливались песчано-глинистые отложения мощностью до 2300—2500 м (междуречье Шаро-Аргун-Кара-Койсу). Севернее на Восточном Кавказе эти отложения фациально замещаются наиболее мелководными прибрежно-морскими и дельтовыми, преимущественно песчаными угленосными толщами [15] мощностью до 1000—1300 м, накопление которых происходило в условиях компенсации на относительно приподнятой ступени, примыкающей с юга к обширной области денудации — Скифской плите. Север-

ная граница ааленского прогиба на Восточном Кавказе фиксируется по резкому сокращению мощностей отложений в разрезах скважин на Варандинской антиклинали, где суммарная мощность тоара и аалена составляет всего 414 м, и по их полному выклиниванию — на Бенойском поднятии [12].

На Центральном Кавказе северный борт ааленского прогиба также выделяется в виде приподнятой ступени с мощностями отложений до 300 м. Существенно глинистый состав развитых здесь толщ объясняется относительной удаленностью северных источников сноса обломочного материала, так как южная часть Скифской плиты (Лабино-Малкинская зона) в ааленское время также была захвачена морской трансгрессией. Эпигерцинская Скифская плита в пределах Центрального и Восточного Предкавказья в ааленское время представляла собой преимущественно обширную область устойчивого поднятия и размыва. Однако в условиях расчлененного рельефа отдельные ее опущенные участки были благоприятны для существования крупной многоводной речной палеосистемы, поставившей в прогиб терригенный материал. Эта речная палеосистема состояла из ряда рукавов с крупными дельтами, соизмеримыми с дельтой современной Волги [15]. Отложения ааленского возраста (олейниковская и нижняя часть промысловской свиты) известны в Восточном Предкавказье по данным бурения к северу от линии Прикумск—Терекли—Мектеб, где они участвуют в строении кряжа Карпинского, Восточно-Маньчского прогиба и Прикумского вала и представлены весьма изменчивыми по строению толщами общей мощностью не более 600 м.

В обобщенном виде ааленские отложения представлены двумя типами разреза. В первом преобладают линзовидные пласты и прослои песчаников с линзами конгломератов и гравелитов, представляющие собой, на наш взгляд, русловые фации речной палеосистемы. Этот тип разреза развит к северу и северо-востоку от Нефтекумска.

К северо-западу от Нефтекумска и на кряже Карпинского преобладает второй тип ааленского разреза, в котором основную роль играют аргиллиты и алевролиты, содержащие на плоскостях напластования обугленный растительный детрит, прослои угля и бокситосодержащие породы. Эти толщи представляют собой, видимо, пойменные, старичные и болотные отложения той же речной палеосистемы. К югу от линии Прикумск—Терекли—Мектеб ааленские отложения нигде скважинами не вскрыты, но есть основания предполагать, что они локально могут присутствовать в низах юрского разреза в виде маломощных (до 100 м) песчаных русловых и углисто-песчано-глинистых пойменных отложений, выполняя отдельные понижения древнего палеорельефа. К концу аалена — началу раннего байоса происходит обмеление морского бассейна и кратковременная общая регрессия. Осушается вся Скифская плита и большая часть геосинклинали. Морской режим сохраняется лишь в отдельных участках в Дагестане [1].

**Байос-батская стадия.** Вторая стадия раннеальпийского развития

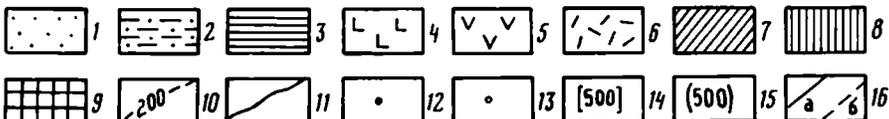
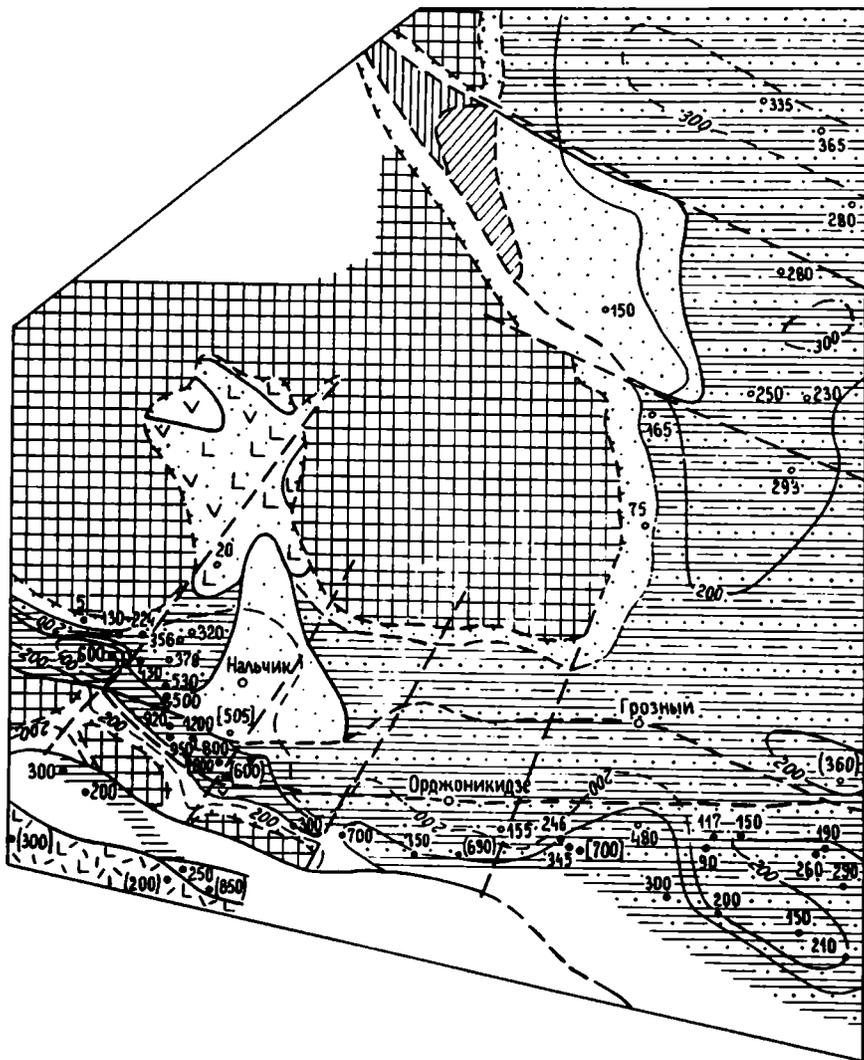


Рис. 2. Схема распределения фаций и мощностей нижнебайосских отложений

1 — песчанки; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4, 5 — вулканические породы: 4 — основного состава, 5 — среднего и среднескислого состава; 6 — пирокластические породы основного состава; 7—9 — фациальные обстановки: 7 — прибрежная равнина, 8 — аллювиальная равнина, 9 — области размыва (суша); 10 — изопакеты, м; 11 — границы фаций; 12 — разрез по обнажению; 13 — разрез по скважине; 14 — неполная мощность, м; 15 — мощность, полученная путем условного деления нерасчлененной толщи, м; 16 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые

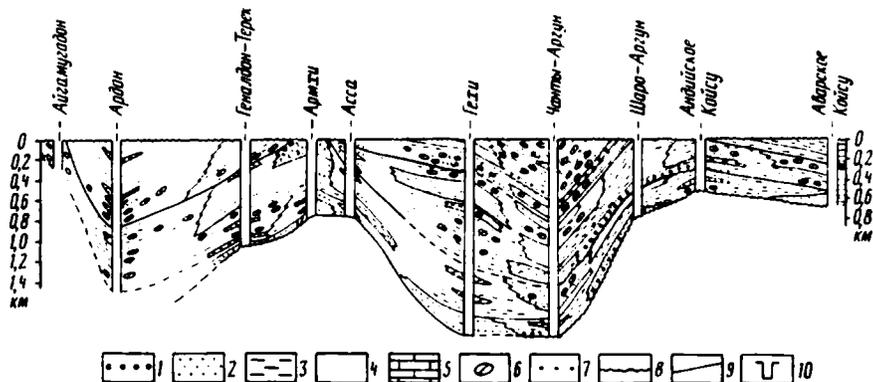


Рис. 3. Схема строения байосских и батских отложений

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — мергели; 7 — сидеритовые конкреции; 8 — границы размыва; 9 — границы ярусов и подъярусов; 10 — изученные разрезы

Большого Кавказа характеризуется частичной перестройкой геотектонического режима. В приосевой части прогиба возникает и развивается система Центрально-Кавказских и Самуро-Шахдагских островных поднятий, разделившая единый геосинклинальный прогиб Большого Кавказа на два; северный (Балкаро-Осетино-Дагестанский) и южный. На существование поднятий в приосевой зоне геосинклинали указывает широкое распространение в нижнебайосских отложениях северного склона Кавказа продуктов размыва добайосских юрских, а затем (в позднем байосе) и более древних пород [9].

В это же время наиболее активно проявляют себя зоны разломов субмеридионального (антикавказского) простираения, разделившие Балкаро-Осетино-Дагестанский прогиб на ряд частных прогибов (рис. 2). Так, с запада на восток в раннебайосское время располагались Восточно-Балкарский, Осетинский, Чеченский и сложно построенный Дагестанский прогибы. Эти прогибы закладываются на гетерогенном основании, захватывая как геосинклиналь северного склона Большого Кавказа, так и южную окраину Скифской плиты. Они характеризуются своим типом разреза байос-батских отложений, что свидетельствует об индивидуальном характере их развития (рис. 3).

Геосинклинальная часть Восточно-Балкарского, наиболее глубоководного прогиба в раннебайосское время характеризовалась неоднократно проявляющейся вулканической деятельностью — излияниями лав сначала основного, а затем кислого состава с щелочным уклоном. Вулканогенные горизонты достигают здесь 200 м мощности. Отдельные потоки имеют линзовидный характер и заключены в существенно глинистую толщу мощностью до 1000—1200 м.

В платформенной части Восточно-Балкарского прогиба к северу от Пшекиш-Тырнаузской зоны в это время накапливается преимущественно песчано-алевролитоглинистая толща мощностью до 900 м

на юге и быстро уменьшающаяся в мощности к северу. При этом наблюдается некоторое увеличение роли песчаного материала в направлении к Ставропольскому своду. Такой характер распространения состава и мощностей нижебайосских отложений позволяет предположить, что в районе г. Баксан и к северу от него в основании юрского разреза могут залегать довольно маломощные (0—250 м) грубые, преимущественно песчаные дельтовые, а еще севернее аллювиальные русловые толщи нижебайосского возраста.

В Осетинском прогибе, в его наиболее погруженной части, на юге развита однородная алевролито-глинистая толща. К северо-востоку она быстро замещается более грубой песчано-глинисто-алевролитовой толщей, иногда с мощными пачками песчаников в основании и кровле. Еще севернее, в районе Орджоникидзе, Беслана и Назрани нижебайосские отложения нигде скважинами не вскрыты, но можно предполагать, что они присутствуют в разрезе и представлены песчано-глинисто-алевролитовыми толщами небольшой (до 200 м) мощности. К северу от Сунженской зоны (Пшекиш-Тырнаузского разлома) в платформенной части Осетинского прогиба нижебайосские отложения также могут быть представлены песчано-глинисто-алевролитовыми породами, которые в Притеречной зоне в непосредственной близости к области размыва могут замещаться прибрежными мелководными алевроито-песчанистыми толщами. Мощность нижебайосских отложений Осетинского прогиба и к северу от Сунженской зоны дислокаций не должна превышать 200 м.

Чеченский раннебайосский прогиб, имеющий субмеридиональную ориентировку, представлял собой область морской седиментации, охватывающую северный склон Восточного Кавказа и прилегающий к ней с севера район Предкавказья. Чеченский прогиб раскрывался в северном направлении в Калмыцкий внутриплатформенный прогиб.

Нижебайосские отложения в центральной части Чеченского прогиба представлены неправильным чередованием аргиллитов и алевролитов с линзами песчаников и песчанистых известняков в основании (в бассейнах рек Чанты- и Шаро-Аргун, Гехи). Мощность отложений закономерно меняется с запада на восток от 650 м по Гехи до 300 м по Шаро—Аргуну. В северо-восточном борту прогиба в разрезе Варандинской антиклинали наблюдающиеся в основании разреза песчаники представлены крупнозернистым материалом и содержат гальку и гравий кварца. Общая мощность нижебайосских отложений здесь — до 100—120 м.

В пределах внутриплатформенного Калмыцкого прогиба, ограниченного на западе Азово-Ставропольским поднятием, нижебайосские отложения (джанайская свита) также имеют четко выраженное двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена преимущественно разнозернистыми, часто косослоистыми песчаниками с рассеянным гравием кварца и линзами конгломератов и гравелитов мощностью 60—250 м. Верхняя часть разреза — преимущественно аргиллиты и глинистые алевролиты мощностью 150—250 м. Выде-

ляются две зоны максимального прогибания: одна, совпадающая с осью современного вала Карпинского; другая, соответствующая Восточно-Маньчскому прогибу и северному склону Прикумского вала.

Проведенный литолого-фациальный и генетический анализ позволил выделить на территории Восточного Предкавказья своеобразный комплекс, характерный для дельтовых отложений. Раннебайосская палеодельта располагалась в пределах современного Прикумского вала, Восточно-Маньчского прогиба и Арзгирского выступа. Таким образом, по сравнению с ааленским временем раннебайосская палеодельта смещается к северо-западу, что объясняется значительным расширением морского бассейна в северном направлении, что, в свою очередь, связано с разрастанием системы островных поднятий в приосевой зоне геосинклинали Большого Кавказа и эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана.

В начале позднего байоса интенсивное прогибание на территории Северного Кавказа и Скифской платформы приостановилось. Происходит выравнивание тектонического рельефа, замедляется темп осадконакопления, в отдельных участках имеет место подводный размыв и стратиграфическая конденсация. В большинстве случаев верхнебайосско-батские отложения в пределах геосинклинали северного склона Большого Кавказа отделены от нижнебайосских горизонтов конденсации или размыва, а в пределах платформы, на севере, залегают трансгрессивно. В целом же палеотектонический план развития территории, сформировавшийся в раннебайосско-батское время, сохраняется, но различия в составе верхнебайосско-батских отложений в отдельных поперечных прогибах, ярко выраженные в раннем байосе, сглаживаются. В геосинклинальной части Балкаро-Осетино-Дагестанского прогиба происходит закономерное увеличение мощностей верхнебайосских отложений с запада на восток от 200 м (Балкарский прогиб) до 1200 м (Чеченский прогиб). Западная часть Дагестанского прогиба характеризуется резким уменьшением мощности верхнебайосских отложений до 70 м (Андийское Койсу) и более грубым их составом.

В пределах Скифской плиты верхнебайосско-батские отложения (артезианская свита) занимают более широкую площадь по сравнению с нижнебайосскими, трансгрессивно налегая на породы фундамента. Это свидетельствует о широкой морской трансгрессии, проникающей в Калмыцкий прогиб, который в это время входит в единый бассейн вместе с Мангышлаком и Северным Прикаспием. К концу бата происходит общее поднятие Большого Кавказа, продукты разрушения которого частично сохранились в виде грубообломочных пород на Северном Кавказе.

Нижне-среднеюрские отложения Пшекиш-Тырныаузской зоны и к югу от нее (Восточно-Балкарская зона) испытали складчатость в предкелловейское время. Если принять во внимание, что Сунженская зона дислокаций является восточным продолжением Пшекиш-Тырныаузского шва, то есть все основания предполагать, что к югу от нее на закрытой территории нижне-среднеюрские отложения также

испытали складчатость в предкелловейское время. К северу от Пшекиш-Тырныаузской зоны, в Лабино-Малкинской, ниже-среднеюрские отложения залегают спокойно и, складчатостью не затронуты. Аналогичное их состояние к началу поздней юры можно предположить и к северу от Сунженской зоны дислокаций.

Таким образом, прогиб ранне-среднеюрского времени, представлявший собой, видимо, окраинное море океанского бассейна Тетис с мощной толщей терригенных осадков, испытал к предкелловейскому времени существенное сокращение, в результате которого сформировалась складчатая структура, близкая к современной. Первоначальная ширина бассейна нам неизвестна, но то, что она была в несколько раз больше ширины современной структуры, сомнений не вызывает. Следует отметить, что терригенный материал поступал в основном за счет мощных речных систем, впадавших в бассейн с севера. Крупные дельты непрерывно мигрировали, перекрывая друг друга и создавая картину сложной фациальной изменчивости в ниже-среднеюрских толщах.

### *Квазиплатформенный этап*

**Позднеюрская эпоха.** В келловей-оксфордской век отчетливо выделяется северо-восточный, относительно глубоководный Орджоникидзеvский прогиб шириной до 50—60 км, заполненный наиболее значительными по мощности отложениями с характерным типом строения разрезов. Для нижнего и среднего келловей максимально известные мощности отложений (75—150 м) отмечены лишь в пределах рассматриваемого прогиба.

К западу от него, в Осетино-Кабардинской мелководной области осадконакопления, мощности нижнего и среднего келловей не превышают 25 м, на востоке, в Чечено-Дагестанской области, где устанавливаются как мелководные, так и относительно глубоководные отложения, — 50 м. Заметные различия наблюдаются также и в литологическом облике осадков. Западная, Осетино-Кабардинская часть палеобассейна выполнялась (с севера на юг) прибрежно-морскими известковистыми песчаниками, последовательно сменяющимися песчанистыми известняками и доломитами, а на удалении от северных островных поднятий — сравнительно чистыми от терригенной примеси известняками и доломитами, распространявшимися на юг вплоть до субширотного Пшекиш-Тырныаузского разлома. К югу от этого конседиментационного разлома характер осадконакопления заметно изменяется, появляются глинистые известняки, глины и карбонатные отложения с железистыми образованиями. Это свидетельствует о существовании, помимо северной островной гряды, и южного ряда островных поднятий. На последних были развиты коры выветривания с железистым профилем. Периодический размыв этих кор выветривания и снос продуктов их разрушения в прилегающие морские акватории способствовал формированию разубоженных терригенным и карбонатным материалом маломощных железистых образований. Необходимо подчеркнуть

заметные различия в режимах палеотектонического развития северных и южных островных гряд. Если первые подвергались довольно энергичному размыву и поставляли мелкообломочный, в основном алеврито-песчаный терригенный материал, то вторые размывались гораздо слабее, а на отдельных участках формировались коры выветривания.

В восточном, Чечено-Дагестанском прогибе выделяются 3 субширотные структурно-фациальные зоны — северная, центральная и южная, разделенные конседиментационными разрывными нарушениями. Северная и центральная зоны характеризуются преимущественно известковистыми песчаными отложениями, а южная резко отличается набором пород и типом строения разрезов. Это объясняется тем, что к югу от Черногорского субширотного конседиментационного разлома располагалась обширная ванна с некомпенсированным характером осадконакопления. Она выполнена существенно алевролитовыми образованиями (до 50 м) с желваками карбонатных пород. На южном борту этой ванны происходило накопление известняков, в том числе глинистых, глин и т.п., среди которых отсутствуют железистые образования, что свидетельствует о том, что на местных южных островных поднятиях отсутствовали коры выветривания.

В позднем келловее и раннем оксфорде выдерживаются столь же значительные различия в фациальном облике отложений. Относительно глубоководный северо-восточный Орджоникидзевский прогиб разделяет на две примерно равновеликие части акваторию морского бассейна, изобиловавшего островными поднятиями. Так же как и ранее, в келловейское время, максимальные мощности (до 600 м) и специфический состав отложений приурочены к Орджоникидзевскому прогибу. Последний обрамляется расширяющимися к югу карбонатными "полками" (термин Л.Е. Вишневого) шириной до 25 км, сложенными рифовыми и биогермными образованиями, и разделявшими их лагунами. Строение этих рифовых барьерных построек сложное, а мощность значительная, достигающая нескольких сотен метров. Западная, Осетино-Кабардинская часть морского палеобассейна слагалась доломито-известняковыми толщами максимальной мощностью до 500 м(?). По широте Марьянской площади, восточнее так называемой Зольской суши, намечается относительное поднятие, в пределах которого формировалась мало мощная пачка доломитовых осадков. Южнее Пшекиш-Тырныузского конседиментационного разлома мощности карбонатных отложений заметно сокращаются и составляют 250—300 м.

Сохраняется та же структурно-фациальная зональность Чечено-Дагестанской территории, что и в келловее. Южной структурно-фациальной зоне отвечает некомпенсированная осадконакоплением относительно глубоководная изолированная зона субширотного простираения. Она выполнена в основном глинистыми известняками с желваками кремней. Следует отметить, что близкие по составу отложения отмечаются и в Орджоникидзевском прогибе, где их

мощность составляет более 600 м(?). К северу от Черногорского субширотного конседиментационного разлома располагается центральная структурно-фациальная зона, в пределах которой формировались песчанистые известняки и доломиты предполагаемой мощностью до 200 м. Исходя из состава этих отложений, можно говорить об их относительно большей мелководности по сравнению с осадками южной зоны. Центральный, относительно приподнятый блок в западной части рассекался тремя подводными каньонами, сформировавшимися еще в средне-, а может быть, и в раннеюрское время по зонам субмеридиональных разрывных нарушений. В позднеюрское время эти каньоны, как нам представляется, не оказывали существенного влияния на характер осадконакопления, как в ранне-(?) и среднеюрское время.

В кимериджское время происходит значительная структурная перестройка на территории Предкавказья. Кимеридж-нижнетитонские образования характеризуются широким площадным распространением соленосных эвапоритовых толщ. Последние формировались в глубоководных бассейнах — бессточных полуизолированных котловинах значительных размеров. Имеющиеся данные позволяют выделять на территории Терско-Каспийского прогиба ряд таких котловин площадью от 4 до 12 тыс. км<sup>2</sup>. В трех из них (с запада на восток): Нальчикской, Дигорской и Орджоникидзевской соленосные толщи достигают мощности 1,5 км. Площади собственно соленосных толщ на рассматриваемой территории составляют приблизительно 1/2 площади каждой бессточной котловины, при этом наблюдается закономерное расположение этих толщ. Так, в Дигорской и Орджоникидзевской ваннах соленосные толщи резко "отжимаются" к югу, что хорошо согласуется с морфологией этих котловин — сравнительно пологим северным бортом, где накапливались гипсы, доломиты, известняки и т.п., и южным, очень крутым бортом.

Таким образом, Пшекиш-Тырныаузский конседиментационный разлом в кимеридж-раннетитонское время разделяет Орджоникидзевскую субмеридиональную впадину на две части: северную, с накоплением гипсов, и южную, с каменными солями. Черногорский разлом ограничивает южный борт Орджоникидзевской глубоководной впадины и разделяет две обстановки осадконакопления: с юга — мелководная карбонатная, с севера — соленосная. Итак, влияние зон субширотных и субмеридиональных конседиментационных разломов на характер осадконакопления в кимеридж-раннетитонское время является бесспорным.

Северная и западная Минераловодская группы островных поднятий обрамляются маломощным (100—200 м) шлейфом красноцветных терригенных грубообломочных несортированных отложений, содержащих включения гипсов. Эти отложения по генезису сопоставляются с комплексом надприливных образований. В Чечено-Дагестанской части поблизости от островов в известняках отмечается примесь алевроито-песчаного материала. Бессточные впадины разделяются узкими субмеридиональными карбонатными "полками" шириной 10—25 км, на которых развиты карбонатные толщи с

биогермными образованиями (до 500 м). Подобные отложения вскрыты скв. 14 на Баксанской площади, где они достигают 240 м.

Наиболее крупная часть эвапоритового бассейна к востоку от реки Гехи — Махачкалинская впадина — имеет сложное внутреннее строение и резко отличается от западных впадин не только по структурному рисунку, но и по чрезвычайно широкому развитию гипсоносных толщ вместо собственно соленосных образований. В западной части этой Чечено-Дагестанской территории продолжают существовать субмеридиональные подводные каньоны, в пределах которых установлены локальные соленосные толщи. Характер распространения последних контролируется и субширотными разломами. Площади распространения соленосных толщ, по-видимому, очень малы по сравнению с гипсоносными.

Следует отметить, что лишь в пределах этих палеоканьонов развиты и своеобразные карбонатные олистостромы. Образование их связано с тектоническими подвижками в кимеридже—титоне, которые приводили к неоднократным обрушениям оксфордских известняков с крутых склонов каньонов и захоронению как отдельных карбонатных глыб и олистоплаков, так и их каменных развалов в гипсах или солях.

Таким образом, выделяются важные в генетическом отношении карбонатные олистостромовые комплексы эвапоритовых бассейнов. Пологие склоны каньонов "трассируются" локально распространенными вдоль их подножий карбонатными брекчиями, включенными в гипсы или в каменные соли. В средне-позднетитонское время предшествующий структурный план не претерпевает кардинальных изменений. Соленакпление в Кабардинской и Махачкалинской впадинах полностью прекращается и занимает гораздо меньшие площади в пределах Дигорской и Орджоникидзеvской впадин. Площади соленакпления в последних как бы перемещаются навстречу друг другу. Все это свидетельствует, скорее всего, в пользу относительных воздыманий по периферии современной территории Терско-Каспийского прогиба. Это и является наиболее значительным моментом палеотектонической обстановки на территории Восточного Предкавказья начиная со среднетитонского времени.

**Раннемеловая эпоха.** На протяжении раннемелового времени в рассматриваемом районе шло накопление мелководных осадков. Палеогеографическая обстановка наследовала таковую позднюрского времени. Формирование осадков происходило в Терско-Каспийском краеом прогибе, ограниченном с юга кордильерой Главного Кавказа, а с севера сушей, которые и являлись основными поставщиками обломочного материала. С запада прогиб ограничивался Минераловодским выступом. В бернасское время происходит накопление терригенных толщ, в дальнейшем сменившихся карбонатными отложениями раннего валанжина. В это время центральная часть бассейна располагается на площади, ограниченной течениями рек Терек и Сунжа, на которой наблюдается максимальное прогибание бассейна. Выделяются три впадины: Кабардинская, Осетинская, Чеченская.

Кабардинская впадина с запада ограничивалась Минераловодским, а на юге — Аргуданским выступами, причем последний отделял ее от Осетинской впадины. Эта впадина имела почти широтное простираие и на востоке отделялась от Чеченской впадины Назрано-Яндырским выступом. В готеривский век происходит расширение бассейна, а прогибание Осетинской и Кабардинской впадин усиливается. Карбонатные породы, почти повсеместно отлагавшиеся в валанжинском веке, сменяются осадками терригенными. Устанавливается поглубение осадков и рост песчаности от центра прогиба к периферии. Допускается существование сноса с западного Кавказского острова и восточного Кавказского архипелага. Питающей зоной для прогиба южного склона и центральной части краевого прогиба является Большой Кавказ, а для платформенного склона — суша, расположенная на севере.

Дальнейшее развитие трансгрессии в барремский век приводит к расширению бассейна и распространению его дальше на север. Происходит обмеление моря, о чем свидетельствует смена алевролитов грубозернистыми, часто косослоистыми кварцевыми песчаниками и галечниками. В Чеченской впадине в это время отлагались преимущественно известняки и сильно известковистые песчаники. Палеогеографическая обстановка остается такой же, как и в готеривский век, не изменяются источники сноса, но прогибание Осетинской и Кабардинской впадин ослабляется.

Непродолжительная регрессия в начале аптского века привела к сокращению бассейна. Значительные территории воздымаются и происходит размыв ранее отложенных барремских осадков, о чем свидетельствуют базальные галечники. Как отмечалось выше, регрессия была непродолжительной и следовавшая за ней новая трансгрессия приводит к значительному расширению и углублению моря. Мелководные условия осадконакопления сменились умеренно глубоководными, прекращается карбонатообразование и происходит формирование глинистых и алевролито-песчаных отложений. В Осетинской и частично Кабардинской впадинах накапливались глины, на всей остальной территории — глины и алевролиты.

В альбский век существенных изменений в условиях осадконакопления не происходит. К концу раннего альба во многих местах возникли приподнятые участки. Один из таких островов можно предположить в районе р. Гизельдон, где отложения верхней зоны нижнего альба отсутствуют [4]. В альбский век на всей территории накапливаются алевролиты и глины, песчаники имеют подчиненное значение. В конце альба среди терригенных пород появляются прослойки известняков и мергелей.

**Поздне меловая эпоха.** В позднем мелу рассматриваемая территория представляла собой часть обширной платформенной площади, на которой происходило накопление в целом однообразных карбонатных отложений мощностью от 100 до 1300 м. Поздне меловая эпоха характеризуется широким развитием трансгрессии и удалением источников сноса.

В основании сеноманского и туронского ярусов наблюдаются

перерывы в осадконакоплении, местами нижняя часть разреза туронского яруса отсутствует. Также существует перерыв в основании маастрихтского и датского ярусов, а известняки и мергели первого, как правило, обогащены терригенным материалом. В пределах рассматриваемой территории уже давно известны три главных типа разрезов верхнемеловых отложений, фиксирующих относительно поднятый район в междуречье Урух—Фиагдон, с резко уменьшенной мощностью верхнемеловых пород и выпадением из разреза сеноманского яруса. Именно к этому району приурочены карбонатные олистостромы, сформировавшиеся за счет подводно-оползневых и обвальных процессов, проявлявшихся в условиях конседиментационных тектонических движений морского дна. Располагающиеся к западу и востоку от поднятого района прогибы характеризуются более полным разрезом верхнемеловых отложений. Так, в Черногорской моноклинали и Дагестане мощность верхнего мела превышает 1300 м. В этом же прогибе распространены горизонты конденсации, свидетельствующие о резком замедлении осадконакопления.

В целом позднемеловой морской бассейн обладал нормальной соленостью, достаточно высокой температурой и на рубеже сеномана—турона характеризовался образованием осадков, богатых органикой. Море было мелководным и глубины вряд ли превышали первые сотни метров. Важно отметить, что несмотря на довольно сильные изменения мощностей, никаких складчатых структур в Терской и Сунженской зонах, как впрочем и в других местах, создано не было.

Итак, в позднем мелу данные поднятия никак себя не проявляли. Это обстоятельство представляется весьма важным, учитывая еще и тот факт, что в пределах Передовых складок в верхнемеловых отложениях не наблюдается никаких фациальных изменений, так что не приходится говорить о каком-либо унаследованном развитии антиклиналей.

**Палеогеновая—среднесарматская эпоха.** После регрессии в датском веке в палеоцене начинается новая трансгрессия, причем осадконакопление в раннем палеоцене происходит только в районах Западного и Центрального Предкавказья, а в Восточном Предкавказье отложения нижнего палеоцена отсутствуют. По мнению одних, это область глубоководного некомпенсированного осадконакопления, другие считают, что этот район был захвачен трансгрессией. В палеоценовое время на большей части рассматриваемой территории происходит накопление карбонатных пестроцветных и сероцветных илов с примесью терригенных пород. Заметным исключением была область к западу от г. Орджоникидзе, где примесь грубого терригенного материала более значительна, что, возможно, объясняется активностью меридионального разлома.

Областями полного или частичного отсутствия осадков палеоцена являются: 1) область отсутствия нескольких микрофаунистических зон в центральной части Терско-Сунженского прогиба, ограниченная на востоке районом восточной части Гудермесской площади,

а на западе включающая площади Карабулак-Заманкул и Эльхотово; 2) область отсутствия или сокращенного разреза палеоценовых отложений (пестроцветной толщи) в районе Гумс—Беной—Яссы, где в естественных разрезах фораминиферовая свита отсутствует и на размытую поверхность верхнемеловых известняков, перекрываемую прослоем конгломерата с гальками известняков и мергелей верхнего мела и фораминиферовых отложений, ложатся непосредственно породы нижнего майкопа, а также в районе, расположенном западнее (Гумс—Ведено и междуречье Чанты-Аргун и Шаро-Аргун), где полностью выпадает пестроцветная свита и некоторая часть свиты зеленых мергелей.

Эти области белы приподняты в виде полуостровов или островов, хотя мы считаем, что это были приподнятые подводные участки, где осадконакопления либо не происходило, либо оно было очень маломощным и в дальнейшем накопившиеся осадки были легко размыты, так как, видимо, этот район и впоследствии находился в области восходящих движений. Участок, находившийся в междуречье Гумс—Беной—Яссы в фораминиферовое время был явно приподнят, с его крутых склонов происходило сползание осадков в область прогиба, расположенного северо-восточнее (по данным М.Н. Смирновой, среди зеленых мергелей обнаружены бесформенные включения битуминозных сланцев).

Бассейн раннефораминиферового времени имел неритово-батиальный характер с накоплением карбонатных илов, с бурным развитием фораминифер при почти полном отсутствии какой-либо другой фауны. Видовой состав фораминифер свидетельствует о том, что глубина бассейна могла достигать нескольких сотен метров. Среднефораминиферный бассейн отличался сероводородным заражением придонных слоев и повсеместным накоплением буровато-черных битуминозных карбонатных илов. Комплекс фораминифер характеризовался некоторой обедненностью (преимущественно планктонные виды). Донная фауна отсутствовала, но в породах часто встречаются хорошо сохранившиеся скелеты рыб. В позднефораминиферовое время в условиях теплого, хорошо проветриваемого моря накапливались карбонатные светлые илы.

На рубеже фораминиферового и хадумского времени произошло изменение палеогеографических условий, что выразилось в смене карбонатных пород фораминиферовой свиты глинистыми породами хадумского горизонта. В Центральном и Западном Предкавказье хорошо фиксируется регрессия в конце эоцена и новая трансгрессия в начале олигоцена (майкопского времени). В Восточном Предкавказье можно отчетливо наблюдать только резкую смену пород. В Северной Осетии (район Ардон—Маймараматаг) в западной части прогиба в верхах фораминиферовых отложений появляются грубые песчано-алевролитовые пачки. Этот участок и в олигоцене отличается накоплением грубообломочного материала в условиях интенсивного погружения. В условиях мелкого моря накапливаются глинистые осадки с линзами песков и алевритов. Здесь обитали донные моллюски, бентосные фораминиферы, приби-

режные рыбы, усоногие рачки — баланусы. Образование осадков происходило в верхней половине шельфа, а снос — с небольшого, возможно, островного поднятия, расположенного на юге. По-видимому, и здесь сказывался тектонический контроль меридионального разлома.

На остальной территории в хадумское время существовали глубоководные условия, в которых карбонатные отложения образовывались только в нижней части осадочной толщи, выше — это бескарбонатные или слабокарбонатные темные битуминозные с пиритом глины. Отсутствие бентосной фауны (из фауны лишь редко встречаются глубоководные рыбы и скудные мелководные планктонные фораминиферы) и указанная выше литологическая характеристика пород говорит о том, что осадконакопление происходило в глубоководном бассейне в условиях сероводородного заражения и было скорее всего некомпенсированным. В районе к востоку и северо-востоку от Грозного в хадуме известны глыбовые накопления (олигостромы), представляющие собой продукты подводного оползания с приподнятого участка. Соленость бассейна в хадуме была близка к нормальной океанической, некоторое опреснение наступило, лишь когда накапливались отложения соленовского горизонта (остракодовый пласт и гехинская свита).

В миатлинское время резко меняется характер осадконакопления. В условиях усиленного привноса песчаного материала с северо-востока (вероятно, из областей юго-восточной части Восточно-Европейской платформы) происходит накопление глинистых пород с мощными (до 1,5—2 м) пачками песков светлых кварц-полевошпатовых косослоистых. Максимум песчаности наблюдается в восточной части бассейна и ограничение зоны песчаных пород в северо-западном направлении происходит по линии Карабулак-Арак-Далатарек, т.е. опять в зоне меридионального разлома. Западнее, в Кабардино-Балкарии, отложения постепенно сменяются более чистыми глинами с прослоями алевролитов, и, наконец, глинами с конкрециями мергелей, доломитов, сидеритов. Глубина бассейна повсеместно была такой же, как в хадумское время. Накопление осадков происходило в условиях компенсации восстановительной среды и сероводородного заражения придонного слоя воды. Наблюдается отсутствие бентосной фауны, редки планктонные фораминиферы угнетенной формы и наиболее часты рыбные остатки.

В конце раннего майкопа привнос грубого терригенного материала с северо-востока прекращается и в позднемайкопское время формируются исключительно тонкие глинистые осадки. В миатлинское время продолжали образовываться олигостромовые толщи в том же районе, где они формировались и в хадумское время. Происхождение олигостромовых толщ вызывает неоднозначную трактовку. Н.С. Шатский в 1929 г. впервые описал их как тектоническую брекчию, связанную с образованием надвигов и покровов. В настоящее время существуют веские основания считать их не только подводно-оползевыми, но и участвующими в формировании шарьяжных структур, о чем неоднократно высказывался С.И. Дотдугев.

Следует подчеркнуть наличие относительного поднятия в палеоценовое время примерно в пределах части современных Терского и Сунженского хребтов и Алханчуртовской впадины. Возможно, оно было ограничено движениями по Терско-Хасаутскому и Пшекиш-Тырныаузскому разломам и по субмеридиональным разломом, в районе Эльхотова и восточнее Грозного. Надо отметить, что никакой конседиментационной складчатости не было, а существовали обширные области относительных поднятий и опусканий. Источник терригенного материала майкопской серии находился в пределах платформы, откуда он разносился мощными речными системами, формировавшими широкие дельтовые конусы. Наличие клиноформ свидетельствует о структурах бокового наращивания и об отсутствии поднятий в пределах Большого Кавказа.

Начало среднемиоценового времени (тарханский век) совпало с широкой трансгрессией. В это время во всем Предкавказье существовали нормально-морские условия, возникшие в результате временной связи западного и Восточного Паратетиса. В условиях сравнительно неглубокого моря повсеместно накапливаются карбонатные илы. Начиная с позднетарханского времени при заметном углублении водоема и некотором его опреснении на большей части территории формируются однообразные темные насыщенные органикой карбонатные илы. В западной части прогиба развит обедненный комплекс моллюсков, в восточной — исключительно птероподы.

Эти условия сохраняются и в чокракское время. В целом весь водоем Восточного Паратетиса в чокракское время представлял собой бассейн эвсинского типа, где в условиях замкнутости начало осуществляться некоторое опреснение вод. В начале чокрака морское осадконакопление происходило в восточной части района, тогда как западнее р. Терек осуществлялся, видимо, размыв ранее накопившихся тарханских и майкопских отложений. Возможно, сказывались движения по меридиональному Моздок-Тбилисскому разлому.

В среднечокракское время трансгрессия моря распространялась далеко на запад и занимала всю площадь рассматриваемого района. В это время с севера, из района г. Астрахани от устья палео-Волги к Грозному и Махачкале, двумя рукавами проходили основные направления течений, которые осуществляли интенсивный перенос материала с северного борта к южному. При этом существовало еще течение вдоль северного борта Кавказского острова, переносившее песчаные массы с востока на запад. В результате движений этих потоков пески распределялись по дну и постепенно заполняли прогибающиеся впадины, где до этого происходило накопление тонких илов. Периоды гидродинамической активности сменялись периодами относительного покоя, в результате чего возникли сложно построенные разрезы с многократно сменяющимися друг друга мощными пачками песчаников и глин. В центральной части района, западнее Грозного, в позднечокракском бассейне вблизи берега, протягивалась в северо-западном—юго-восточном направлении относительно приподнятая область типа отмели или лагуны с затрудненным притоком в нее морских вод, где осуществлялось соле-гипсонакопление (датыхская свита).

Палеогеографическая ситуация в караганское время изменилась мало. Основные направления течений, господствовавших в чокракском море, сохранились и в караганском, распределение песчаного материала по дну определялось прогибами и деятельностью течений. В караганское время наступает очередной этап изоляции Восточного Паратетиса и его опреснение.

Таким образом, в среднем миоцене не существовали Передовые антиклинали как таковые. Можно отметить лишь слабые подвижки по некоторым разломам.

### *Орогенный этап*

В сарматское время морской бассейн проникал далеко на юг — в пределы современной Черногорской моноклинали. Фации нижнего и среднего сармата в этой зоне указывают на существенное удаление побережья от наиболее южных выходов сарматских отложений. Лишь с позднего сармата начинается орогенный этап в развитии Большого Кавказа и песчано-глинистые фации в западной части моноклинали (Асса, Сунжа) замещаются песчано-галечными. Центральная часть Большого Кавказа была вовлечена в энергичное воздымание. В меотисе поднятие осевой зоны Кавказа распространилось на восток: галечные фации, причем не только прибрежно-морские, но и аллювиальные, в пределах моноклинали развиты почти повсеместно. Особенно типичны они для верхнего меотиса. Вне моноклинали песчано-глинистый характер осадконакопления сохраняется. Песчаные фации приурочены к осевым частям антиклиналей, составляющих Сунженскую и Терскую системы складок. Они испытывали синседиментационное поднятие, синхронное осадконакопление. Понтическое время в общекавказском масштабе воспринимается как некоторая стабилизация тектонической активности. Фации этого времени даже в пределах Черногорской моноклинали преимущественно глинистые, по крайней мере там, где они сохранились.

Последовавшее в послепонтическое (предакчагыльское) время резкое усиление орогенических движений, связанное с восточно-кавказской тектонической фазой, наиболее крупной во всей истории альпийского тектогенеза, привело к резкому расширению горной зоны. Спокойный рельеф предгорного типа, существовавший в пределах моноклинали, сменился низкогорным эрозионным. В поднятие была вовлечена не только горная зона, но и предгорья. Поднятие регионального характера, распространившееся на все Восточное Предкавказье, привело к активизации эрозионных процессов не только в горах, но и на предгорной равнине. Этому в значительной мере способствовало резкое падение базиса эрозии рек Каспийского бассейна, в частности Терка и его притоков, в послепонтийский период — во время формирования "свиты перерыва" Апшеронского полуострова. Понтийские толщи в Терском прогибе были размыты повсеместно, сохранившись лишь в наиболее прогнутых синклиналях.

Восточно-кавказская фаза орогенеза, сопровождавшаяся общим поднятием Кавказского орогена, естественно, отразилась в воздымании

Сунженской и Терской антиклинальных зон. Однако отсутствие ярко выраженных неровностей в подошве акчагыла указывает на сравнительно медленный и спокойный рост антиклиналей, хотя общий денудационный срез велик — до 1,5 км. Велико и время, в течение которого вся эта территория находилась в условиях континентального режима. Терско-Кумский залив акчагыльского Каспия образовался лишь в конце раннего акчагыла, если иметь в виду двучленное его деление. Разрыв во времени между концом понта и серединой акчагыла достигает 2,5 млн лет.

В раннем акчагыле морское опресненное мелководье не распространялось южнее зоны Терского хребта. Здесь накапливались аллювиальные отложения. Характерны селевые фации аллювия, что свидетельствует о возникновении оледенения в осевой зоне Большого Кавказа и активизации вулканической деятельности в этих условиях. Максимальная трансгрессия акчагыльского Каспия распространилась гораздо шире — до Черногорской моноклинали и кое-где проникла в ее пределы.

Позднеакчагыльское, раннеапшеронское время на всей территории Терско-Сунженской области характеризуется преимущественно морским режимом осадконакопления. В пределах моноклинали обширные площади были заняты наклонными аллювиальными равнинами, простиравшимися, вероятно, до Варандинской антиклинали и куэст, бронирующихся верхнемеловыми и верхнеюрскими известняками. Отмечен синседиментационный рост антиклиналей в Сунженской и Терской антиклинальных зонах, но в целом фиксируется некоторая стабилизация общей подвижности региона. Поскольку валунный аллювий с глыбовыми фациями селевого происхождения в зоне влияния Терека формировался неоднократно (верхи акчагыла, середина апшерона, верхи апшерона), то можно заключить, что южнее существовал высокогорный рельеф, периодически активизировалось оледенение. Что касается вулканических процессов, то в позднем плиоцене они происходили в зоне Главного хребта в районе Казбека и западнее.

Следы верхнеплиоценовых извержений сохранились главным образом в виде толщи вулканокластических (тефроидных) продуктов объемом в несколько сотен кубических километров, заполнивших юго-западную часть Терско-Каспийского краевого прогиба. Эта мощная туфогенно-обломочная толща была названа свитой рух-дзуар. Западная граница ее распространения проходит в районе р. Черек, восточная — р. Сунжи. На север тефроидный материал распространяется вплоть до Терского хребта.

В строении свиты рух-дзуар принимают участие разнообразные вулканогенно-обломочные и осадочные породы, испытавшие аллювиально-пролювиальный перенос. Свита рух-дзуар в разных разрезах отличается резко изменчивым строением, затрудняющим корреляцию. Отдельные пласты могут почти полностью выклиниваться на коротких расстояниях, уменьшаться в мощности или раздуваться. Эти изменения происходят как по простиранию, так и по направлению от подножий Кавказского хребта к северу. Во всех разрезах выделяется толща пород различной мощности, состоящая почти исключительно

из переотложенного вулканогенного материала и соответствующая максимальная вспышка вулканической активности в Казбекской области.

Среди пород, слагающих свиту, можно выделить несколько наиболее характерных типов, встречающихся в большинстве разрезов. Повсеместно распространены конгломератобрекчии различной плотности, состоящие из обломков серых, красных, фиолетовых, малиновых, черных и других лав, имеющих андезито-дацитовый, иногда андезитовый или дацитовый состав. Кроме кайнотипных вулканитов в брекчиях изредка встречаются обломки гранитов, юрских сланцев и известняков и других палеозойских и мезозойских пород Центрального Кавказа. Обломки чаще всего плохо окатаны, имеют острые края, но встречаются и полуокатанные обломки, гальки и валуны. Размер обломков и валунов колеблется от долей сантиметров до 1,5 м. Среди переотложенных вулканогенных образований большую роль играют также разнообразные тефроиды, состоящие из пемзовых орешков, и пемзовые пески. Обычно все эти породы обладают ясно выраженной горизонтальной или косой слоистостью и сильно изменчивой мощностью. Все обломки вулканитов характеризуются отчетливой порфировой структурой и наличием вкрапленников плагиоклазов, пироксенов и роговой обманки. Вкрапленники кварца практически отсутствуют.

В наиболее полном разрезе свиты рух-дзуар в целом происходит постепенное увеличение роли вулканического материала сверху: от почти полного его отсутствия в низах до подавляющего господства в некоторых горизонтах ее средней и верхней частей. Вместе с тем в отдельных разрезах (Заманкул) намечается разделение двух крупных интервалов разреза, обогащенных вулканическим материалом, толщиной преимущественно тонкообломочного чисто осадочного материала, что свидетельствует о двух фазах вулканической деятельности, из которых первая, по крайней мере частично, достоверно отвечает акчагылу, а вторая, по-видимому, целиком соответствует апшерону.

Характеристика пород свиты рух-дзуар позволяет сделать вывод о том, что ее образование связано с мощными извержениями в позднплиоценовое время в пределах Казбекской вулканической области, на северном склоне Главного Кавказского хребта. Огромное количество обломочного вулканического материала выносилось в эту эпоху бурными водными потоками в предгорья. Часть вулканического материала переносилась по воздуху и отлагалась в речных и озерных водоемах, существовавших на обширной Предкавказской равнине. В периоды временного затишья вулканической деятельности излившиеся в горах лавы размывались, и во впадине накапливались толщи галечников, песка, а в озерных понижениях формировались мергели, глины, реже известняки. Присутствие в некоторых разрезах (Пседах, Заманкул, Эльхотово, Гизельдон) горизонтов с большими валунами (до 3—3,5 м) андезитов, известняков и т.п. обусловлено бурными пролювиальными и селевыми потоками, стремительно спускавшимися с гор.

Наибольшую мощность, около 1000 м, свита рух-дзуар имеет в районе Эльхотовских ворот, к западу и востоку ее мощность уменьшается. Резкое увеличение мощности свиты в Эльхотове объясняется, по-ви-

димому, существованием крупного поперечного прогиба, протягивающегося в меридиональном направлении от сел. Прохладное на юг до района г. Орджоникидзе.

Центры позднеплиоценового вулканизма надо искать в пределах северной зоны Казбекской вулканической области, при этом не только в восточной ее части (Казбекский район), где происходили четвертичные извержения, но значительно западнее, вплоть до р. Черек, так как плащ пирокластического материала отлагался в предгорьях на всем протяжении от Черека до Терека. Для решения вопроса о местонахождении позднеплиоценовых центров извержений нами были проведены петрохимические исследования эффузивов Казбека и пород свиты рух-дзуар (около 100 анализов) по нашим сборам. Кроме того, были опробованы породы в районе так называемого "Синего Камня" у с. Ачалуки, где предполагался самостоятельный центр извержения.

Анализ петрохимических данных, проведенный Л.И. Деминой, свидетельствует о существенных различиях в химизме описанных вулканитов, т.е. вулканогенные породы свиты рух-дзуар отличаются от казбекских лав и тем более от пород "Синего Камня".

Это обстоятельство представляется весьма важным, так как позволяет достаточно убедительно и достоверно решить две давних дискуссионных проблемы. Во-первых, огромное количество переотложенного вулканогенного материала в свите рух-дзуар не поставилось Казбеком. Либо это следы какого-то позднеплиоценового вулкана, существовавшего на месте Казбека и ныне полностью уничтоженного эрозией, либо результат извержения еще каких-то вулканов, от которых ничего не сохранилось, кроме, возможно, подводящих каналов в виде даек, некков и т.д. Во всяком случае, прямая петрохимическая связь между вулканитами свиты рух-дзуар и Казбека отсутствует. Во-вторых, резкое отличие химизма крупных глыб вулканогенных пород в районе "Синего Камня" в Сунженском хребте от вулканитов свиты рух-дзуар и Казбека однозначно показывает, что источник этих глыб лежит в юрских вулканогенных отложениях зоны Главного хребта, с которыми они имеют полное сходство. Их происхождение связано с мощными селевыми потоками, возникавшими во время извержений позднеплиоценовых вулканов, происходивших в условиях полупокровного оледенения. Никакого самостоятельного вулканического центра в районе Верхних Ачалуков не существовало, как это предполагалось ранее.

Для передовых прогибов разновозрастных складчатых областей и систем вулканизм не характерен. Учитывая, что Терско-Сунженский район как часть Терско-Каспийского передового прогиба является нефтегазоносным, возможное присутствие в нем плиоцен-четвертичных вулканических центров является важным свидетельством аномальных глубинных температурных условий и поэтому представляет несомненный интерес. В 1986 г. были получены новые данные, касающиеся проявления молодого вулканизма в этом районе и свидетельствующие о том, что в районе г. Грозного на левом берегу р. Сунжа против с. Алхан-Юрт действительно существует явно молодой вулканический центр, сложенный черными плотными андезитодацитовыми

вулканическими брекчиями, и либо находящийся в апшеронских отложениях, либо прорывающий последние. В то же время валунные конгломераты, состоящие из валунов дацитов и андезитодацитов и слагающие верхи III террасы р. Сунжи, не относятся к местному вулканическому центру, как это предполагалось ранее [8].

Прослеживание террас вверх по течению рек показало, что и у разъезда Ермоловский и далее, в том числе у с. Барсуки, у г. Назрани и в других местах, верхняя часть данной террасы там, где она сохранилась, везде содержит мощный (5—10 м) прослой галечников и валунов, состоящих на 90—95% из андезитов и дацитов, аналогичных описанным выше. Весьма характерно, что и строение этой террасы практически везде одинаково, и под слоем валуновников обычно располагается слой из вулканического песка, гравелитов и пемзовых "орешков" мощностью в первые метры, а ниже — лёссовидные суглинки.

Вверх по течению Сунжи, начиная от Грозного, размер валунов постепенно увеличивается, достигая у Назрани 1—1,5 м. Таким образом, в верхней части III (IV) террасы долины Сунжи от Грозного до Назрани и далее до г. Ordжоникидзе прослеживается аллювиально-пролювиальная галечно-валунная толща, почти нацело состоящая из андезитодацитов, идентичных петрографически и петрохимически верхнеплейстоценовым лавам Казбека. Петрографически породы представлены андезитами, андезитодацитами и дацитами с зональными вкраплениями плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов, редко базальтической роговой обманки, биотита.

Хорошо известно, что в начале позднего плейстоцена на Казбеке произошел грандиозный взрыв, уничтоживший вершинную часть вулкана, сформировавший кальдеру и породивший мощную толщу глыб, валунов и обломков вулканических пород, слагающих позднплейстоценовую, так называемую редантскую, VI террасу на Тереке, по наименованию с. Редант на южной окраине Ordжоникидзе. Это извержение или извержения, происходившие в условиях горного оледенения, вызывали быстрое таяние льдов, что способствовало формированию мощных селевых потоков, материал которых разносился далеко в предгорья. Совершенно аналогичная обстановка существовала в позднем плиоцене в пределах Главного хребта, когда продукты вулканических извержений образовали в предгорьях, в частности в Осетинской впадине, более чем километровую свиту рух-дзуар, в которой известны пачки, обогащенные валунами андезитов диаметром в 6—12 м, перенесенные на расстояние около 100 км от вулканов.

В первой половине позднего плейстоцена Терек или один из его рукавов, выходя из гор на предгорную равнину, поворачивал к востоку и образовывал долину пра-Сунжи. Подобный поворот к востоку водной массы Терека объясняется большим ее объемом, связанным с бурным таянием ледников во время извержения Казбека. Назрано-Яндырское поднятие хотя и существовало в то время, но рост его был замедленным и не препятствовал стоку. Поднятия резко усилились со второй половины позднего плейстоцена.

Таким образом, мощные водные потоки, рождавшиеся в пределах Главного хребта в районе Казбека в связи с таянием снега и лед-

ников во время катастрофических извержений, разносили грубообломочный вулканогенный материал далеко в предгорья, на расстояние более 100 км. Эти потоки достигали современного местоположения г. Грозного, где их следы фиксируются на террасе Сунжи, долина которой в начале позднего плейстоцена была, по существу, долиной Терека. А затем во второй половине позднего плейстоцена незначительное поднятие восточнее г. Орджоникидзе разорвало связь пра-Сунжи с Терекком. В это же время начался усиленный рост Назрано-Яндырской перемычки, в которую р. Сунжа врезалась, образовав довольно глубокую долину с ровным и широким днищем.

Итак, в пределах Сунженского хребта, представляющего собой сложную антиклинальную зону, возникшую в середине акчагыльского века и продолжающуюся вздыматься вплоть до настоящего времени в районе Грозного, в апшеронском веке или несколько позднее, несомненно, проявлялся вулканизм. Антиклинальная зона, хотя и обладает бескорневым характером, располагается над восточным продолжением глубинного Пшекиш-Тырныаузского разлома. Западнее Аргунданского структурного выступа, в пределах обнаженной части разлома, к нему приурочен ряд позднеплиоценовых вулканических центров. Поэтому появление еще по крайней мере одного такого центра восточнее, на скрытом продолжении этого разлома, в период резкого оживления тектонических движений в позднем плиоцене вполне закономерно. Необходимо заметить, что именно в этом месте происходит пересечение субширотных разломов серий линейных элементов северо-восточного простирания, хорошо дешифрирующихся на космических снимках [7]. Существование локального прогресса в пределах глубоких горизонтов осадочного выполнения передового прогиба над зоной разлома могло вызывать снижение прочностных свойств пород.

Рубеж апшерона (эоплейстоцена) и плейстоцена воспринимается как фаза новой, весьма существенной тектонической активизации в формировании рельефа и тектонической структуры региона. В это время в виде низкогорных хребтов в рельефе появились Сунженская и Терская антиклинальные зоны, обособились предгорные впадины. Черногорская моноклинал была вовлечена в общее, весьма интенсивное вздымание, затем последовало эрозионное расчленение, уничтожение, переработка выровненного рельефа акчагыльских и апшеронских аллювиальных равнин.

В плейстоцене формировались речные долины с их террасовыми рядами, аллювиальные отложения заполняли предгорные впадины, а в Притеречной зоне аллювиальные отложения замещались морскими. Отмечено погрубение отложений, относящихся к среднему плейстоцену, в сочетании с обилием предгорно-пойменного мелкозема. Возможность датировать группы террас (нижний плейстоцен, средний плейстоцен, верхний плейстоцен—голоцен) позволяет оценить, учитывая степень деформированности уровневых поверхностей, относительную подвижность структур в отдельные отрезки времени — в тех случаях, когда структуры пересечены долинами и террасы имеют достаточную сохранность.

В пределах моноклинали фиксируется рост Варандинской складки,

продолжается поднятие Бенойского выступа, Назрановского поперечного поднятия. Проявляют себя и правосторонние сдвиговые деформации, в частности, по линии Датых—Далатерек. Активизация неотектонических движений фиксируется на рубежах апшерон — ранний плейстоцен (Терская, Сунженская антиклинальные зоны в целом), ранний — средний плейстоцен (Октябрьская антиклиналь), средний — поздний плейстоцен (Брагунская, Гудермесская антиклинали). Последний рубеж отмечен некоторой активизацией неотектонических движений в зоне куэст, бронированных известняками верхней юры и верхнего мела. Неотектоническая активизация в плейстоцене проявила себя дифференцированно-разновремененно и с разной интенсивностью в пределах различных тектонических зон и структур. Аналогичный характер имеют современные движения — высокая подвижность отмечена далеко не для всех антиклиналей и не для всех разрывных нарушений, выявленных в пределах центральной части Терско-Каспийского передового прогиба.

Таким образом, начиная с поздней юры рассматриваемая территория в тектоническом плане развивалась в сравнительно спокойном режиме. Рисунок размещения относительных впадин и поднятий определялся разломами в доюрском фундаменте. По этим разломам происходили малоамплитудные перемещения крупных блоков, движения которых создали наблюдаемую сейчас картину распределения мощностей и фаций. При этом следует подчеркнуть, что вплоть до позднего мела на фоне общего субширотного структурного плана хорошо проявлялся субмеридиональный. Необходимо отметить, что в пределах центральной части Терско-Каспийского прогиба фации меняются очень слабо.

Главные тектонические движения, в результате которых была создана современная структура, проявились в позднем понте — раннем акчагыле, т.е. в очень коротком интервале времени на фоне длительной и спокойной истории, представляющей собой геологически мгновенный эпизод. Важным выводом, следующим из рассмотрения геологической истории прогиба, является доказательство отсутствия конседиментационной складчатости в его центральной части — на месте современных Терской и Сунженской антиклинальных зон. Субширотные разломы глубокого заложения, присутствующие под этими зонами на протяжении всей геологической истории прогиба (до акчагыльского века), проявляли себя весьма умеренно, хотя их слабое "дыхание" ощущается достаточно четко.

## ОБРАЗОВАНИЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Вопрос о механизме формирования структурного рисунка центральной части Терско-Каспийского передового прогиба в свете изложенных данных оказывается далеко не простым и достаточно подробно он изложен в недавно вышедшей работе [6]. Нам бы хотелось подчеркнуть ряд важных аспектов. Существенный момент, который должен присутствовать в объяснении механизма складчатости — отсутствие каких-либо поднятий фундамента под узкими антиклинальными зона-

ми, т.е. бескорневой характер складок и наличие почти недеформированных слоев между антиклиналями, а также к северу и к югу от них (рис. 4). Выполаживание складчатой структуры с глубинной и даже существование некоторого прогиба по глубоким горизонтам мезозоя устанавливается сейсмическими методами и не является новостью. Такое строение антиклинальных зон предполагает развитие концентрических складок, подорванных на крыльях взбросами и надвигами. Тем не менее долгое время из-за существовавшего стереотипа мышления эти складки классифицировались как глыбовые, образованные над горстообразными выступами в доюрском фундаменте.

Выделим особенности геологического строения и развития региона, которые, несомненно, были определяющими в процессе формирования структуры: наличия в разрезе как мощных (до 1,5 км) пачек пластичных пород — глин майкопской серии и эвапоритов верхней юры, так и пластичных прослоев меньшей мощности в других частях разреза; существование двух широтных зон разломов глубокого заложения — Терско-Хасаутской и Пшекиш-Тырнаузской (восточное окончание), служивших проводниками тепла, флюидов и магмы; орогенное воздымание Большого Кавказа, четко фиксируемое с позднего сармата и резко усилившееся в позднем плиоцене.

Втягивающийся в поднятие Большого Кавказа внутренний борт передового прогиба создавал, начиная с позднего сармата, горизонтально действующие силы, для возникновения которых достаточно углов наклона в первые градусы. Следует особо подчеркнуть, что горизонтальная составляющая поля напряжений может возникнуть в прогибе и автономно, независимо от общего поля, а только за счет веса пород и их наклона. Еще один источник горизонтальных напряжений должен быть связан с общим меридиональным сжатием Большого Кавказа, четко проявляющимся в орогенном этапе. Для каждой из этих причин величина напряжений горизонтального сжатия не может быть оценена сколько-нибудь достоверно. Обстановка горизонтального сжатия при наличии разреза из вязких и пластичных пачек пород должна была привести всю эту слоистую толщу в неустойчивое состояние. Однако помимо горизонтальных напряжений важную роль могли играть процессы в толщах пород, связанные с изменением их объема за счет повышенного теплового потока и активизации разломов на орогенном этапе развития. В определенный момент времени создалась благоприятная обстановка для срыва и проскальзывания вязких слоев по пластичным горизонтам в местах разломов глубокого заложения — Терско-Хасаутского и Пшекиш-Тырнаузского. Этому процессу могло способствовать накопление тепла под толщами экранами и поступление флюидов по разломам, наиболее эффективное в нижней части разреза.

В центральной части Северного Кавказа в настоящее время в зонах разломов глубокого заложения установлены разнообразные газопроявления из вмещающих пород, коры и верхней мантии [14]. Возможно, что поступление тепла и флюидов способствовало увеличению объема пород, для чего флюиды необходимы, так как коэффициент теплового расширения сухой породы незначителен. Резкая неод-



Рис. 4. Геологический профиль западной части Терско-Каспийского передового прогиба  
 1, 2 — геологические границы: 1 — согласного залегания, 2 — несогласного залегания; 3 — разрывные нарушения; 4 — скважины

нородность нагревания приводит к более сильному увеличению объема [2].

Наиболее существенным при этом оказывается характер геологического разреза и его фациальные изменения. Именно здесь проявляется тесная связь литологии и тектоники. Проблема заключается в содержании воды в породах, в том числе и первичной, в распределении на площади флюидопоров и температурного поля. Увеличение объема пород при нагревании наиболее свойственно глинистым толщам, которыми в нашем районе представлена нижняя и средняя юры, частично нижний мел, особенно майкоп, и в меньшей степени средний миоцен. В то же время подсолевая юра и верхний мел сложены карбонатными породами.

Как показывают исследования, удаление воды из спокойно залегающих пород, не подвергшихся складчатости, может занимать многие сотни миллионов лет [2, 3]. Увеличение теплового потока приводит к повышению температуры воды, которая испытывает при этом расширение. Однако вода заключена в твердом каркасе породы, сопротивляющемся этому расширению, следствием чего является либо увеличение давления без изменения объема, либо удаление воды вверх, либо увеличение объема пор при сохранении давления. Очевидно, что в природных условиях все эти процессы действуют одновременно, но установить долю и роль каждого из них вряд ли возможно, хотя оценить влияние этих факторов вполне доступно, что и было сделано [3]. Возникновение сверхвысокого флюидного давления приводит к образованию всестороннего равномерного давления, разность между которым и литостатическим давлением на данной глубине дает местное сжатие, "автостресс" (вертикальное растяжение, горизонтальное сжатие). Для нас важно, что это давление (автостресс) образуется без участия внешнего горизонтального сжатия, но если последнее действует, то происходит сложение усилий.

Как уже говорилось, одним из способов восстановления равновесия будет удаление воды вверх. Однако в нашем случае соленосная покрывка (не только чистая соль, но и гипсово-карбонатно-ангидритовая толща в целом), будет способствовать сохранению повышенной пористости и флюидного давления в течение длительного времени в карбонатных породах подсолевой юры, включая и, возможно, присутствующие отложения нижней и средней юры [5].

Увеличению проницаемости породы способствует складко- и разрывообразование. В момент складкообразования, когда трещины растут быстро и сливаются друг с другом, образуя протяженные по вертикали зоны трещиноватости, наступает "взрывоподобное", нарастающее как лавина, отделение воды, которая в нашем случае остается ниже уровня соленосной толщи верхней юры. Все это важно для того, чтобы попытаться оценить возможность сохранения пластичности толщ в прогибе на разных глубинах.

Уже говорилось о том, что неравномерный прогрев вызывает нарушение равновесия в осадочной толще, которое выдерживается лишь тогда, когда флюидное давление уравнивается литостатическим. Поэтому, если в толщах, длительное время не подвергавшихся склад-

чатости и разрывообразованию, удаление флюидов затруднено ввиду присутствия покрышек-экранов, восстановление равновесия может происходить за счет увеличения объема флюидной фазы и всей породы в целом — дилатации, которая помимо того, что создает сильное местное стрессовое напряжение, приводит к диапироидному выпиранию пород. Для нас важно не само увеличение объема вследствие подтока тепла и флюидов, а то, что оно приводит к появлению гравитационной неустойчивости и понижению прочности породы. Поэтому именно в этих местах наиболее легко осуществлялись послонные срывы, подвижки, проскальзывание одних пачек по другим. Появлению эффекта проскальзывания способствовало резкое усиление горизонтально действующих сил. Необходимо отметить, что местная дилатация проявляется сильнее вследствие резко неоднородного прогретия, поэтому неизбежно должна возникать значительная горизонтальная составляющая поля напряжения, превышающая региональную.

В таких условиях локального падения прочности пород и формируются глубинные "слепые" надвиги и послонные срывы, в пластичных породах располагающиеся по слоистости, а в более прочных — резко увеличивающие свой угол. Последовательное формирование надвигов само по себе могло приводить к образованию складок и при этом надвиги, образовавшиеся раньше, впоследствии могли сами сминаться в складки. Сжатие в горизонтальном направлении обязательно сопровождается растяжением в вертикальном, вследствие чего нагнетание пластичных масс еще более облегчается.

По-видимому, быстрое формирование антиклиналей Сунженского и Терского поднятий и происходило подобным образом. Соизмеримые с современными скорости тектонических движений способны вдвое увеличить температуру на глубинах около 3 км [10]. Существовавшая в Терско-Сунженской области ситуация способствовала местному складко- и надвигообразованию в очень короткий промежуток времени — ранний акчагыл. Анализ карт фаций и мощностей верхнемиоценовых отложений показал присутствие относительных поднятий примерно в области Передовых складок, т.е. с этого времени структуры начали уже постепенно вырисовываться, но их "взрывное" образование имело место где-то в раннем акчагыле. В позднем акчагыле и апшеронском веке рост хребтов как элементов рельефа прекратился, и рассматриваемый район, особенно его западная часть, испытывал опускание, во время которого в поперечном прогибе накопилась мощная толща верхнеплиоценовой свиты рух-дзуар. Это произошло, когда накапливавшиеся напряжения быстро разрядились путем проскальзывания толщ, формирования надвигов и складок. Рост складок и хребтов после некоторого перерыва продолжался в антропогене, о чем свидетельствует высокое современное напряженное состояние соленосной толщи [13].

Оценка усилий, необходимых для возникновения глубинных надвигов, показывает, что они могут быть сведены к минимуму, если присутствуют горизонты с высоким поровым давлением. Иными словами, трение в этом случае практически не играет роли. Развитие надвигов на такой глубине, где литостатическое давление велико, не

приводит к формированию зоны брекчий, так как обеспечивается ковкая реакция пород и поэтому в скважинах поверхности разрывов обнаружить очень трудно [11]. Общие геологические соображения заставляют предположить, что надвиги, развитые в Терско-Сунженском районе, должны с глубиной выполаживаться, а не превращаться в более крутые разрывы, так как вес всяческого блока надвига по мере передвижения становится все больше и больше.

Проведенное В.О. Михайловым при участии Л.В. Паниной математическое моделирование формирования современной структуры прогиба показало, что складки должны упрощаться с глубиной и наблюдаемая картина хорошо объясняется механизмом горизонтального сжатия как фундамента, так и чехла прогиба. Сжатие лишь одного чехла и формирование локальных складок на расстоянии более чем в 100 км от места приложения сжимающих усилий представляется физически нереальным. Тектонофизическое моделирование, сделанное В.Г. Талицким в различных вариантах, достаточно определенно свидетельствует о том, что в условиях горизонтального сжатия антиклинальные поднятия должны формироваться над зонами пониженной добротности в фундаменте, т.е. над глубинными разломами, и при этом за формирование структур отвечают изначальные неоднородности деформируемого объема.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, приведенные данные показывают, насколько может быть сложен механизм складкообразования и как много существует факторов, влияющих на формирование складчато-разрывной структуры Терско-Каспийского передового прогиба в его центральной части. Учитывая, что именно в этом районе мы почти ничего не знаем о подсолевых отложениях, трактовка их структуры в настоящее время не может быть однозначной. Несомненно, разломы в фундаменте под антиклинальными зонами передовых складок, являвшиеся проводниками флюидов, играли важную роль во всех описанных процессах. Наличие солевой покрывки над карбонатной подсоловой верхнеюрской толщей могло создавать в последней в течение длительного времени аномальные условия, усилившиеся во время активизации разломов и поднятия Кавказа, т.е. с позднего или даже со среднего миоцена. Такое состояние подсоловой юры вполне могло привести к автономному локальному складкообразованию в зонах разломов, т.е. в пределах современных Передовых складок, особенно в западных районах, где соленосность толщи более мощная. Но оценить данный эффект в настоящее время трудно. Для этого необходимы целенаправленные специальные исследования.

Резюмируя сказанное, можно констатировать, что в пределах центральной части Терско-Каспийского передового прогиба наблюдается дисгармония складчатой структуры по различным горизонтам разреза, особенно ярко выраженная в зоне Передовых складок, но имеющая место и в Черногорской зоне. Возникновение узких и сложных антиклинальных зон обусловлено сочетанием ряда факторов и процессов:

характером геологического разреза с вязкими и пластичными толщами, являющимися покрывками-экранами для флюидов; присутствием двух зон разломов глубокого заложения — проводников тепла и флюидов; резким оживлением активности этих разломов начиная с сарматского века (начала орогенного этапа развития Большого Кавказа); возникновением над разломами в толще пород аномальных условий и вследствие этого "автостресса" — сжатия по латерали, растяжения в вертикальном направлении; образованием горизонтальной составляющей поля напряжений в начале подъема Большого Кавказа в позднесарматское время; усиливающимся действием регионального поля горизонтальных напряжений вследствие общего субмеридионального сжатия Большого Кавказа.

Следует подчеркнуть, что практически все геологи с помощью различных методов убедительно доказывают существование субмеридионального сжимающего поля напряжения для орогенного этапа начиная с позднего сармата. Учитывая данные моделирования, сжатию должен обязательно подвергаться фундамент вместе с чехлом прогиба. Возникает вопрос: как в таких условиях осуществляется проницаемость зон глубинных разломов в доюрском фундаменте? Во-первых, можно заметить, что западнее прогиба, там, где Пшекиш-Тырныаузская зона разломов выходит на поверхность, а также в пределах Лабино-Малкинской зоны также фиксируется состояние сжатия, что не мешает проявлением молодого вулканизма, выделению газов и источников минеральных вод. Во-вторых, сжатие вполне могло чередоваться с импульсами его ослабления, быть неравномерным в пространстве и во времени. Кроме того, как следует из рассмотрения геологической истории развития прогиба, основные субширотные разломы в различные моменты геологической истории проявляли себя как конседиментационные. Иными словами, участки пониженной добротности в толще геологического разреза формировались в течение длительного времени, подготавливая тем самым почву для очень быстрого складкообразования в раннем акчагыле. При этом зоны глубинных разломов служили своеобразными "спусковыми крючками", в которых напряжения сжатия разряжались легче всего.

Выявленный рисунок современной структуры центральной части Терско-Каспийского передового прогиба не является чем-то уникальным. Проведенный сравнительный анализ структур различных краевых прогибов приводит к выводам, главный смысл которых заключается в признании бескорневого характера большинства узких актиклинальных зон — этого неперменного атрибута внутренних частей краевых прогибов и широкого развития в их пределах послонных срывов, приводящих к образованию надвигов, нередко чешуйчатых, и так называемых "клиновидных" зон, описанных в целом ряде прогибов. Видимо, во многих случаях именно послонные срывы и надвиги являются первичными, вызывающими образование антиклинальных складок, "клиновидных" зон и нагромождение чешуй, не прослеживающихся в поверхностной структуре.

Следует отметить, что роль надвигов, в том числе и "слепых", не входящих на поверхность, в структуре Терско-Каспийского передо-

вого прогиба в настоящее время еще не оценена по достоинству. Под моноклинальными и слабо складчатыми предгорьями Дагестанского клина структура палеогеновых и верхнемеловых отложений оказывается значительно сложнее, чем поверхностная. Это подтверждается скважинами и сейсмическими материалами. Тектоническое положение Дагестанского клина, выдвинутого к северу и ограниченного сдвиговыми зонами с востока и запада, наводит на мысль о его аллохтонности и о дисгармонии складчатой структуры, причем крупные надвиги с южным падением сместителя обнаруживаются лишь бурением, как, например, в пределах Варандинской антиклинали.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Безносоев Н.В.* Байосские и батские отложения Северного Кавказа. М.: Недра, 1967. 179 с. (Тр. ВНИИГаз; Вып. 28/36).
2. *Гончаров М.А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 244 с.
3. *Гончаров М.А.* Складкообразование как результат избыточного обводнения геосинклинальных осадочных толщ до и во время их метаморфизма. *Метаморфическая инверсия плотности в толщах // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.* 1983. N 4. С. 16—25.
4. *Друшиц В.В., Михайлова И.А.* Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1966. 190 с.
5. *Дурмишьян А.Г., Мурадян В.М., Хаин В.Е.* О роли аномально высоких пластовых давлений в формировании складчато-разрывных нарушений // *Изв. вузов. Геология и разведка.* 1975. N 12. С. 96—107.
6. *Короновский Н.В., Кожевников А.В., Панов Д.И.* и др. История геологического развития и формирования структуры центральной части Терско-Каспийского передового прогиба // *Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа.* М.: Наука, 1987. С. 147—175.
7. *Короновский Н.В.* Линеаменты Большого Кавказа и Предкавказья по изображениям на космических снимках и геологическое истолкование // *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.* 1984. N 6. С. 7—18.
8. *Милановский Е.Е., Смирнова М.Н., Яковлева Т.В.* К вопросу о вулканизме краевых прогибов (Грозненский вулканический район) // *Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.* 1968. N 4. С. 15—26.
9. *Панов Д.И.* Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // *Геология Большого Кавказа.* М.: Недра, 1976. С. 154—207.
10. *Соловьев Н.Н., Амурский Г.И.* Тектодинамика и нефтегазоносность // *Геотектоника.* 1984. N 1. С. 34—45.
11. *Спенсер Э.У.* Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 366 с.
12. *Станулис В.А., Стерленко Ю.А.* Новые данные о палеозойских и ранне-среднеюрских отложениях Чечено-Ингушетии // *Изв. вузов. Геология и разведка.* 1971. N 5. С. 23—26.
13. *Талалаев Б.Д.* Условия формирования альпийской складчатости Северо-Восточного Кавказа // *Тр. СевКавНИПИ нефти. Грозный,* 1974. Вып. 20. С. 27—33.
14. *Фридман А.И., Медведев В.Я., Кучер М.И.* и др. Состав и характер газопроявлений зон глубинных разломов центральной части Северного Кавказа // *Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл.* М.: Наука, 1965. С. 147—148.
15. *Фролов В.Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических исследований: (На примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.

*М.Л. Копн*

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И НЕОТЕКТОНИКИ ДЛЯ РЕКОГНОСЦИРОВКИ ПОДНАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕКУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ (в связи с ее нефтегазоносностью)

### ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая дислоцированная часть Среднекуринской впадины сложена смятыми в линейные южновергентные складки кайнозойскими осадками. В их разрезе выделяется три комплекса, резко отличающихся по реологическим свойствам. Нижний, до среднего эоцена включительно, сложен флишевыми карбонатными и вулканогенно-терригенными осадками повышенной компетентности. Средний, позднеэоцен-среднесарматского возраста, представлен почти сплошной глинистой толщей мощностью до 4—4,5 км, которая на нескольких уровнях, особенно в майкопской серии олигоцена — нижнего миоцена, содержит мощные пачки пластичных глин, обуславливающие проявление структурной дисгармонии. Глины нагнетаются в ядра антиклиналей и зоны разломов, образуя диапировые структуры. Верхний комплекс (верхняя половина сармата — нижний плейстоцен), сложенный более крепкими песчано-глинистыми и псефитовыми молассовыми осадками (мощность во впадинах до 6 км), образует каркас складчатой структуры. Внутри толщи моласс имеется ряд угловых несогласий, главные из которых — предакчагыльское, связанное с роданской (восточно-кавказской) фазой складчатости, и предчетвертичное (валахская фаза).

Осевая структура складчатой зоны — Чатминский (Прииорский) антиклинорий с майкопско-среднемиоценовыми отложениями в ядре. К северу от него расположен Мирзаанский синклиниорий, сложенный мощными молассами; к югу — Джейранчельский синклиниорий, представляющий собой переходную ступень к Предмалокавказскому прогибу. Основные перспективы нефтегазоносности района связаны с эоценом, к которому приурочен ряд открытых в последние годы месторождений.

Как давно стало известно в результате детальной сейсморазведки, складки, наблюдаемые на поверхности, с глубиной быстро затухают и уже на уровне эоцена (а часто и в более высоких горизонтах) структура приобретает совершенно иной облик (рис. 1, 2 — см. вкл.; рис. 3). Указанное несовпадение характера залегания толщ имеет только дислокационную природу и поэтому толщи, разделенные поверхностью дисгармонии, следует выделять под названием деформационных комплексов, а не структурных этажей, как это иногда делается. Важно отметить в этой связи, что затухание складчатости происходит не

только в майкопской толще, но также в песчано-глинистых породах нижнеширакской подсвиты, глинах низов сармата и среднего миоцена и вообще во всех глинистых пачках. Мощность поверхностного слоя земной коры, включающего южновергентную линейную складчатость и надвиги, составляет 3—5 км. Именно этот несколько расплывчатый и приуроченный к разновозрастным отложениям уровень затухания линейной складчатости и надвигов мы и принимаем за границу двух деформационных комплексов, которые именуем надвиговым и поднадвиговым.

По поводу структурных соотношений деформационных комплексов высказываются самые разные точки зрения.

О.А. Сепашвили [26] считает, что во всем районе существенно преобладает инверсионный характер соотношений в вертикальном разрезе, связывая это с тектоникой нагнетания майкопских глин. Д.А. Булейшвили с соавторами [5] и А.В. Мамедов [17] считают, что обращенное залегание характерно только для осевой зоны Чатминского антиклинория, в остальных же местах несоответствие ограничивается лишь некоторым смещением сводов структур или же вообще отсутствует.

Столь же велики разногласия относительно плановой конфигурации, степени заполнения пространства и ориентировки погребенных структур. А.В. Мамедов [17] считает, что мезозойско-эоценовый комплекс очень слабо дислоцирован в виде пологих "платформенных" складок без ярко выраженной ориентировки. Однако в последующие годы по мере массового поступления сейсморазведочной информации и выявления все большего числа структур на некоторых прогнозных картах показывают чуть ли не полную складчатость (Р.М. Зиракадзе, Д.Ю. Павава, Т.Г. Сванидзе). Отмечаемые в ряде случаев северо-восточные простирания структур поднадвигового комплекса дали основание некоторым исследователям (О.А. Сепашвили, Л.Д. Кульгавин, В.Т. Аванесов и др.) сформулировать представление о наличии двух разноориентированных структурных планов выше и ниже поверхности дисгармонии. Однако существует и альтернативная точка зрения, высказанная сотрудниками Киевского отдела ИГиРГИ [22], согласно которой погребенные структуры группируются в цепи общекавказского простирания. В последние годы были отмечены признаки определенной корреляции погребенных поднятий с элементами новейшей структуры [21, 22].

В условиях недостатка информации и связанного с этим разнообразия мнений чрезвычайно важно по возможности наиболее объективно оценить реально существующие факты, избегая при этом широких обобщений и интерполяций. Вместе с тем большое значение имеет создание на современной основе аргументированной модели деформаций, учитывающей всю сумму знаний о развитии региона. Именно в этих направлениях и была построена наша работа. В ходе ее решались следующие задачи: 1) сопоставление поднадвиговой структуры с палеоструктурами кайнозоя; 2) сопоставление поднадвиговой структуры с поверхностной складчато-надвиговой структурой; 3) сопоставление поднадвиговой структуры с новейшей (позднечетвертичной) структурой; 4) попытка создания модели многослойной деформации региона; 5) установление диагностических признаков "просвечивания" на поверхности

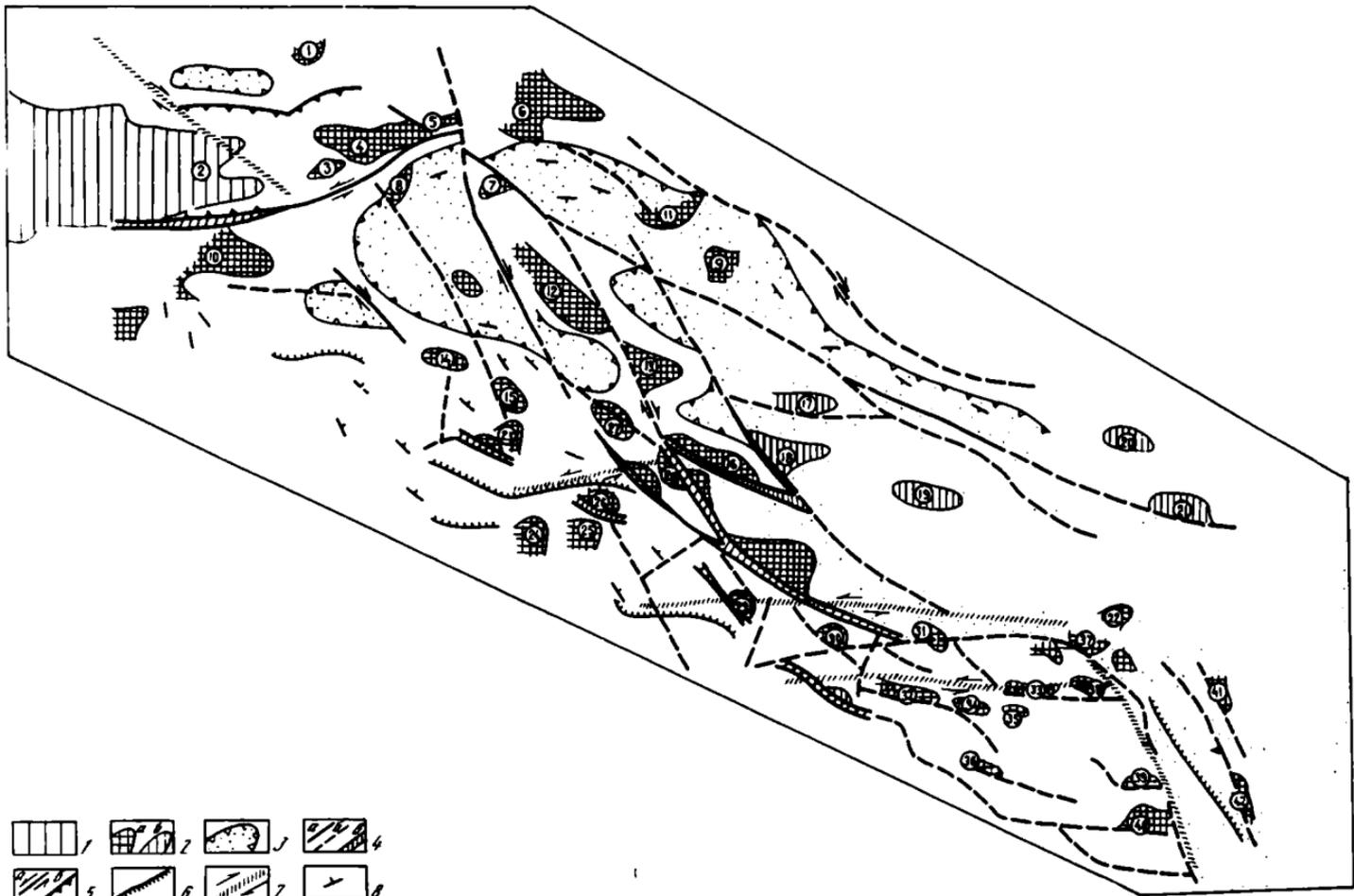


Рис. 3. Схема поднадвиговой структуры западной части Среднекурганской впадины  
1 — Аджаро-Триалетская зона; 2 — антиклинальные поднятия (по данным бурения и сейсморазведки), выраженные: а — в эоцене, б — в миоцене; 3 — впадины; 4 — разрывы: а — доказанные по данным бурения и сейсморазведки, б — предполагаемые, в — зоны аномальной сейсмической записи; 5 — кинематические типы разрывов: а — сдвиги, б — надвиги и взбросы; 6 — флексуры в пределах моноклиналей; 7 — широкие зоны сдвигания; 8 — направления наклона пологих моноклиналей

Цифры в кружках — структуры: 1 — Марткоби, 2 — Телети, 3 — Южный Купол, 4 — Самгори-Патардзеули, 5 — Ниноцминда, 6 — Манави, 7 — Восточная Накарали, 8 — Накарали, 9 — Богдановка, 10 — Рустави, 11 — Какабети, 12 — Западная Вашлиани, 13 — Восточная Вашлиани, 14 — Западная Удабно, 15 — Восточная Удабно, 16 — Байда, 17 — Кила-Купра, 18 — Иори, 19 — Тарибани, 20 — Диди-Шираки, 21 — Патара-Шираки, 22 — Эльдари, 23 — Джандаргёл, 24 — Мамедтепе, 25 — Салоглы, 26 — Саждаг, 27 — Яйладжик, 28 — Армудлы, 29 — Молладаг, 30 — Восточная Молладаг, 31 — Ахташтепе, 32 — Южная Ахташтепе, 33 — Большая Палантекия, 34 — Западная Гюрзундаг, 35 — Восточная Гюрзундаг, 36 — Кейрюкхейлан, 37 — Кесаман, 38 — Южная Кесаман, 39 — Северная Тарсдаллар, 40 — Тарсдаллар, 41 — Восточная Иори, 42 — Малая Палантекия

элементов поднадвиговой структуры и рекогносцировка глубинного строения в районах, слабо изученных сейсморазведкой и бурением. В сборе материала автору помогли А.В. Авдонин, Е.И. Блюмкин, Э.Ф. Румянцев, А.В. Тевелев. Ряд интересных материалов, а также консультаций любезно предоставили Д.А. Булейшвили, В.А. Буш, А.М. Красовский, В.М. Панин, Д.Ю. Папова, О.А. Сепашвили, Г.К. Чичуа, М.И. Шенгелия, Т.П. Эбралидзе. Автор благодарит этих товарищей.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДНАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ

Для анализа глубинной структуры нами использовались все новейшие материалы бурения и детальной сейсморазведки (данные В.Т. Аванесова, Б.М. Авербуха, С.В. Гудушаури, Д.Л. Гирсиашвили, Р.М. Зиракадзе, Т.А. Кипиани, Л.Д. Кульгавина, И.А. Метревели, М.А. Немсадзе, Д.Ю. Паповы, Л.И. Церетели, Г.К. Чичуа и других исследователей).

Наиболее приподнятый элемент поднадвиговой структуры района (см. рис. 3) — Самгори-Ниноцминдская антиклинальная зона, находящаяся на продолжении Аджаро-Триалетской складчатой системы. Под тектоническим покровом погребена только самая восточная часть зоны, соответствующая Патардзеульской и Ниноцминдской брахискладкам, тогда как ее западная часть (структуры Самгори и Телети) выходит из-под шарьяжа и перекрывается (с резким несогласием) плиоцен-четвертичными образованиями. Кровля среднего эоцена приподнята здесь на высоту 0—1,5 км, слабо опускаясь к северо-востоку. В соседних же синклиналильных депрессиях она погружена до глубин 3,5—4 км на севере и 5—6 км на юге.

От более высокой части Аджаро-Триалетской зоны данный участок отделен двумя ступенчато погружающимися к востоку уступами северо-западного простирания. Кулисное расположение складок около последних свидетельствует о вероятном проявлении здесь правосторон-

него сдвига. Простираение структур на востоке резко меняется от обычного для Аджаро-Триалетской зоны субширотного до северо-восточного.

К востоку от Ниноцминдской антиклинали кровля среднего эоцена резко погружается до 3,5—4 км. Как справедливо считают Д.А. Булейшвили, Д.Ю. Папава, М.И. Шенгелия и Т.П. Эбралидзе, при анализе буровых данных здесь не обойтись без поперечного разлома. Данное поперечное нарушение было намечено и нами [21]. Знак видимого вертикального смещения на всем протяжении линии сместителя неоднократно меняется, что скорее всего свидетельствует о наличии сдвиговой составляющей смещения (скорее всего, правосторонней). Находящееся к востоку от данного разлома (который мы именуем Красногорско-Саждагским) Манавское поднятие расположено почти на простираении Ниноцминдской складки. Однако наличие сдвига между ними заставляет недоверчиво относиться к попыткам их механического соединения. Манавское поднятие имеет присдвиговое происхождение или же представляет собой первично более северный (по отношению к Ниноцминдской антиклинали) и затем смещенный к югу элемент. В находящейся к востоку от Красногорско-Саждагского сдвига глубокой впадине (Гарекахетинской по [26]) срыв происходит по глинистым пачкам низов ширакской свиты и низов сармата. Локальные складки (Кила-Купра, Тарибани, Диди-Шираки, Патара-Шираки) выражены в верхнем миоцене.

К югу от р. Иори кровля среднего эоцена начинает подниматься в сторону Малого Кавказа. Перепад высот в пределах этой так называемой Предмалокавказской моноклинали составляет от -5 до -1 км, а наклон — до 10—15°. Плавность последнего нарушается рядом продольных разломов, по которым опущены, как правило, северные крылья с амплитудой не более 1—1,5 км. Однако, как видно на примерах ряда продольных разломов, размер этого смещения неоднократно варьирует по простираению сместителей. Весьма характерны здесь приразрывные гемиянтиклинали (структурные носы) типа Чатминской, Саждагской, Яйладжикской. Все это надежно свидетельствует о наличии весьма существенной сдвиговой компоненты смещения. Разрывы имеют характерный для сдвигов субвертикальный наклон. На окончаниях они, плавно изгибаясь, часто приобретают диагональную и поперечную ориентировку, с ними связаны пластовые смещения стратоизогипс и горизонтальные флексуры.

Таким образом, разрывы Предмалокавказской моноклинали имеют комбинированный сбросо-сдвиговый характер. Они формировались в обстановке погружения Гарекахетинской впадины и одновременного латерального течения масс, связанного с горизонтальным сжатием региона. Локальные поднятия в пределах Предмалокавказской моноклинали часто группируются в связанные со сдвигами поперечные и диагональные ряды, сопровождаемые крупными краевыми флексурами. Таковы Западно-Саждагская левосдвиговая и Восточно-Тарсдаллярская правосдвиговая зоны. Антиклинальные структуры в подобных зонах имеют преимущественно форму куполов и структурных носов. Более сильно вытянутые брахискладки с ориентировкой, приближающейся к поверхностному структурному плану, развиты только на юго-востоке

рассматриваемой территории — около широтного отрезка долины р. Иори и несколько южнее. Они приурочены к фронтальной части смещенного к северу трапециевидного блока (мы именуем его Джейранчельским), с запада и востока ограниченного сдвигами: Эйляроюгинским левым и Тарсдаллярским правым. Закономерно, что этот блок надстраивает Шамхорский выступ Малого Кавказа.

Говоря об особенностях структуры поднадвигового комплекса в целом, следует в первую очередь отметить, что антиклинальные поднятия редко обладают линейной конфигурацией, весьма характерны куполовидные складки. В этих условиях вряд ли приходится говорить о наличии какого-либо выдержанного структурного плана. Ряд характерных признаков: зшелонированное расположение складок, наличие горизонтальных флексур, приразрывных гемиантиклиналей, смена знака видимого вертикального смещения по разломам, наличие структур сжатия во фронтальной части сдвигаемых крыльев — убедительно свидетельствует в пользу существенной роли сдвиговой деформации при образовании структурного рисунка.

Из двух систем разноименных сдвигов в поднадвиговой структуре несомненно преобладают правые от северо-западного до север-северо-западного простирания. Они надстраивают грандиозную зону правосдвиговых деформаций восточного крыла Малокавказской дуги [3, 13, 24] и ограничивают на западе Гарекхетинскую впадину. Левые сдвиги широтного — восток-северо-восточного простирания менее развиты и приурочены к местам затухания и кулисного сочленения правых сдвигов. В восточном направлении их роль возрастает, что можно связывать с приближением к широтной северной границе Мингечаурско-Саатлинской зоны погребенных поднятий.

По ориентировке систем разноименных сдвигов и сопряженных с ними структур сжатия устанавливается северо-восточная — меридиональная ориентировка оси максимального сжатия. В целом она совпадает с перпендикуляром к простиранию поверхностных складок и надвигов. Таким образом, структуры обоих деформационных комплексов образовались при одном и том же направлении оси максимального укорочения, что, несомненно, свидетельствует об их генетическом единстве. Как показано [12, 16, 19, 20], смена с глубиной надвигового поля напряжений сдвиговым — факт, обычный в складчатых областях. В условиях возросшей литостатической нагрузки вышележащих пород горизонтальное тектоническое сжатие уже не может реализовываться образованием линейной складчатости и надвигов и приводит к продольному течению материала в сторону меньшего давления.

Чрезвычайно важно отметить факт приуроченности глубинных поднятий к сдвиговым зонам. В существенной мере кинематикой сдвиговых перемещений предопределена и ориентировка структур. Так, в местах затухания правых сдвигов проявляются поперечные складки северо-восточного простирания (Патардзеули-Ниноцминда, Восточная Накарали, Вашлиани, Иори, Чатма, Эльдари).

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОДНАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ С ПАЛЕОСТРУКТУРАМИ КАЙНОЗОЯ

Вопросам палеогеографии и палеотектоники рассматриваемого региона посвящены известные работы А.Д. Алиева, Д.А. Булейшвили, Л.А. Лалиева, А.В. Мамедова, Д.Ю. Папавы, О.А. Сепашвили и др. Эти материалы представляют большой интерес, однако они отражают состояние вопроса на уровне середины 70-х годов. С учетом новых данных глубокого бурения нами составлены уточненные карты мощностей для того, чтобы выяснить, не отражаются ли в рисунке изопахит элементы поднадвиговой структуры.

Проделанная работа позволяет сделать следующие выводы: 1) имеются достоверные примеры уменьшения мощности глин верхнего эоцена — нижнего миоцена над крупными зонами погребенных поднятий. Это может быть связано с особенностями седиментации или с деформационным отжиманием, а также с тем и другим одновременно; 2) отложения среднего миоцена — сармата, наоборот, склонны утолщаться в местах уменьшения мощности верхнего эоцена — майкопа, т.е. над зонами поднятий поднадвигового комплекса; 3) увеличение мощности ширакской свиты мзотиса — понта совпадает с областью наибольшего погружения кровли эоцена; 4) отмечается, таким образом, шахматное расположение друг над другом осадочных призм разного возраста; 5) в распределении фаций и мощностей осадков сказываются региональные сдвиги, прежде всего правые северо-западного простирания; 6) особенности первичных изменений мощности осадков над сводами отдельных локальных поднятий выяснены плохо из-за недостатка буровой информации.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОДНАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ С ПОВЕРХНОСТНОЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЙ СТРУКТУРОЙ

Подробное описание поверхностной структуры района можно найти в ряде специальных работ [4, 17, 23, 26, 30]. Здесь мы остановимся на рассмотрении только наиболее общих ее особенностей. Особое внимание в процессе исследований обращалось нами на выяснение закономерностей структурного рисунка территории, выявление парагенетических ассоциаций тектонических элементов, изучение зон сдвиговых деформаций и связанных с ними структурных форм (рис. 4, 5).

**Морфология складок.** Степень заполнения пространства складчатостью. Складчатость в целом носит гребневидный характер. Полной или почти полной она становится в Аджаро-Триалетской зоне и в осевой части Чатминского антиклинория. В участках развития полной складчатости иногда проявляется аномальная северная вергентность, но полного совпадения здесь нет.

Пространственно-временные соотношения антиклиналей и синклиналей носят двойственный характер. С одной стороны, антиклинали обычно более идиоморфны и пересекают синклинальные депрессии. В процессе деформации синклинали такого типа (Цивская, Ширакская и др.) сужаются и вовлекаются в общее сводовое поднятие. Наряду с этим отмечены и обратные соотно-

шения — наложение синклиналей на антиклинальные структуры и их расширение за счет последних. Это проявляется как в особенностях геометрии складок, так и в угловых несогласиях. Факты подобного рода обнаружены в районе северных бортов Качретской, Цицматнанско-Баднаурской и Ширакской депрессии.

Амплитуда складок. По высоте подошвы неогена намечаются две регионально выдержанные ступени с субгоризонтальным положением зеркала складчатости, одна из которых соответствует Мирзаанско-

Рис. 4. Схема сопоставления элементов глубинной (поднадвиговой) структуры с поверхностной складчатой структурой

1—4 — стратозогипсы, м: 1 — кровли среднего эоцена, 2 — подошвы нижнего сармата, 3 — подошвы ширакской свиты (мэотис—понт), 4 — подошвы акчагыла; 5 — разрывы: а — сдвиги, б — надвиги, в — предполагаемые разрывы; 6 — Орхевский сдвиго-надвиг; 7 — участки покровной тектоники (флишевая зона); 8 — антиклинальные поднятия поднадвигового деформационного комплекса (по данным бурения и сейсморазведки), выраженные: а — в эоцене, б — в миоцене; 9 — разрывы поднадвигового деформационного комплекса; 10 — Аджаро-Триалетская зона

Цифры в кружках — антиклинали: 1 — Манавская, 2 — Какабетская, 3 — Ламбалойская, 4 — Млашисхевская, 5 — Килакупрская, 6 — Мцарехевская, 7 — Иорская, 8 — Дидигорская, 9 — Тарябанская, 10 — Мирзаанская, 11 — Патара-Шаракская, 12 — Назарлебская, 13 — Тукурмишская, 14 — Земокедская, 15 — Понтишара-Дашюзская, 16 — Олеставская, 17 — Калтан-Кудбаркедская, 18 — Эльдарская, 19 — Эйляроюгинская, 20 — Тюлькитепинская, 21 — Чобандагская, 22 — Молладагская, 23 — Байдинская, 24 — Сатибская, 25 — Сахаретбинская, 26 — Нацвалцкальская, 27 — Удабнойская, 28 — Карабыхская, 29 — Кушкунинская, 30 — Мамедтепинская, 31 — Кейрюккеланская, 32 — Гюрзундагская, 33 — Большая Палантеханская, 34 — Малая Малантеханская, 35 — Прикуринская

Цифры в квадратах — синклинали: 1 — Баднаурская, 2 — Цицматнанская, 3 — Удабнойская, 4 — Наомарская, 5 — Набомбревская, 6 — Бурдамтинская, 7 — Дидиширакская, 8 — Джейранчельская, 9 — Эльдарская

Рис. 5. Схема сопоставления разноглубинных сдвиговых структур

1,2 — сдвиговые структуры, выраженные в поверхностном геологическом строении: 1 — сдвиги и разрывы со сдвиговой составляющей, 2 — широкие зоны сдвиговых деформаций, выраженные преимущественно в пластичной форме (горизонтальные флексуры, гирлянды эшелонированных складок), показаны вне масштаба; 3—5 — сдвиговые структуры, выраженные в поднадвиговом деформационном комплексе: 3 — сдвиги и разрывы с вероятной сдвиговой составляющей, 4 — наиболее крупные зоны сдвиговых деформаций, выраженные преимущественно в пластической форме (горизонтальные флексуры, гирлянды эшелонированных складок), показаны вне масштаба, 5 — глубинный разлом фундамента (по данным КМПВ) с вероятной сдвиговой составляющей; 6 — антиклинальные поднятия поднадвигового деформационного комплекса (по данным бурения и сейсморазведки), выраженные: а — в эоцене, б — в миоцене; 7 — Аджаро-Триалетская зона

Цифры в кружках — сдвиговые зоны, выраженные в поверхностном геологическом строении: 1 — Притбилисская, 2 — Гомборско-Сагареджинская, 3 — Красногорская, 4 — Карабыхская, 5 — Сатибская, 6 — Качретская, 7 — Ламбалойская, 8 — Ульяновская, 9 — Мирзаанская, 10 — Квемо-Кедская, 11 — Западно-Чобандагская, 12 — Коджирисийская, 13 — Центральноногорская, 14 — Эйляроюгинская, 15 — Гуйрухэмчи-Кесаманская, 16 — Восточно-Тарсдалларская

Цифры в квадратах — сдвиговые зоны, выраженные в поднадвиговом комплексе: 1 — Манави-Вазинская, 2 — Красногорско-Саждагская, 3 — Накарали-Байдинская, 4 — Центральноногорская, 5 — Мамедтепе-Саждагская, 6 — Эйляроюгинская, 7 — Гюрзундагская, 8 — Восточно-Тарсдалларская

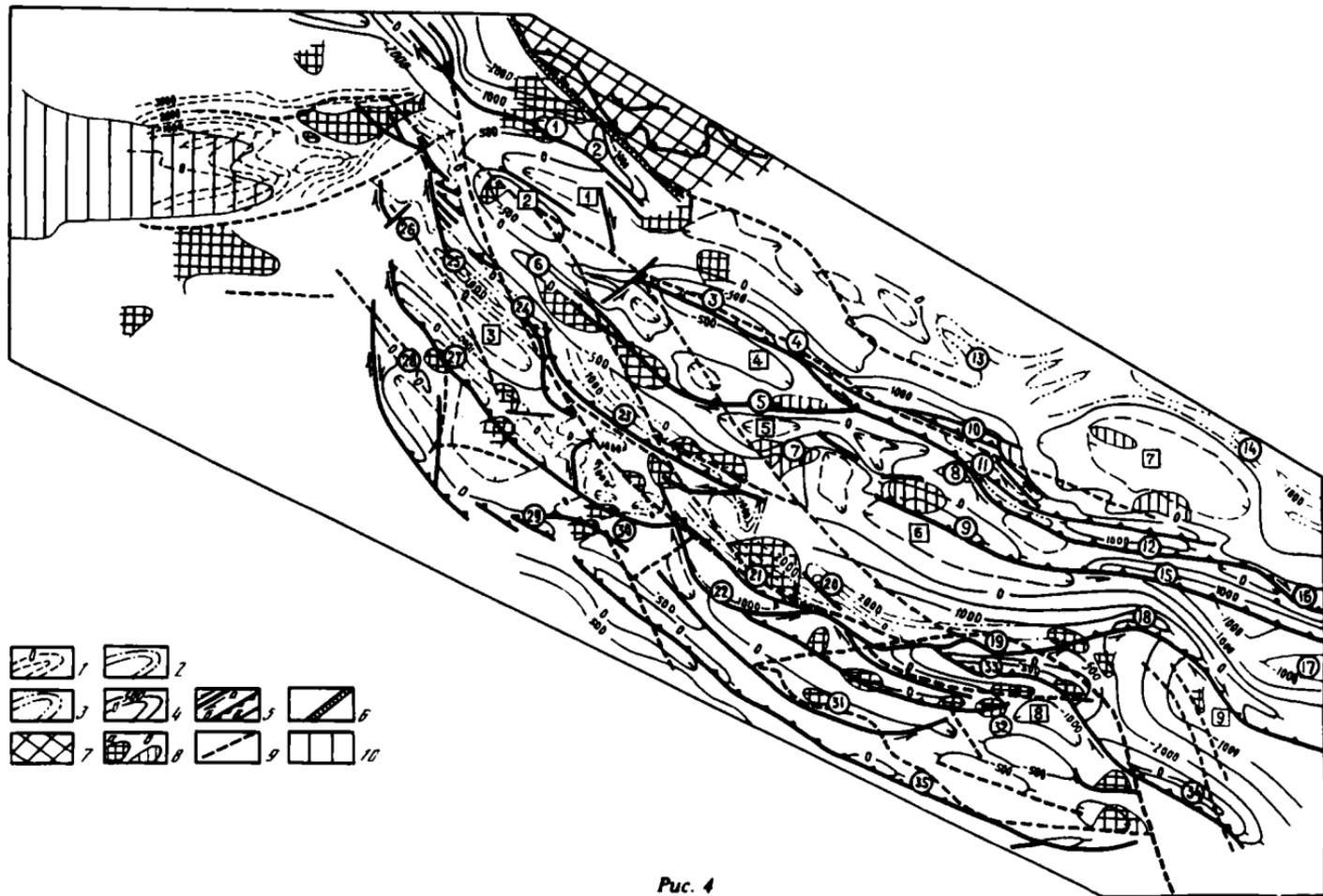


Рис. 4

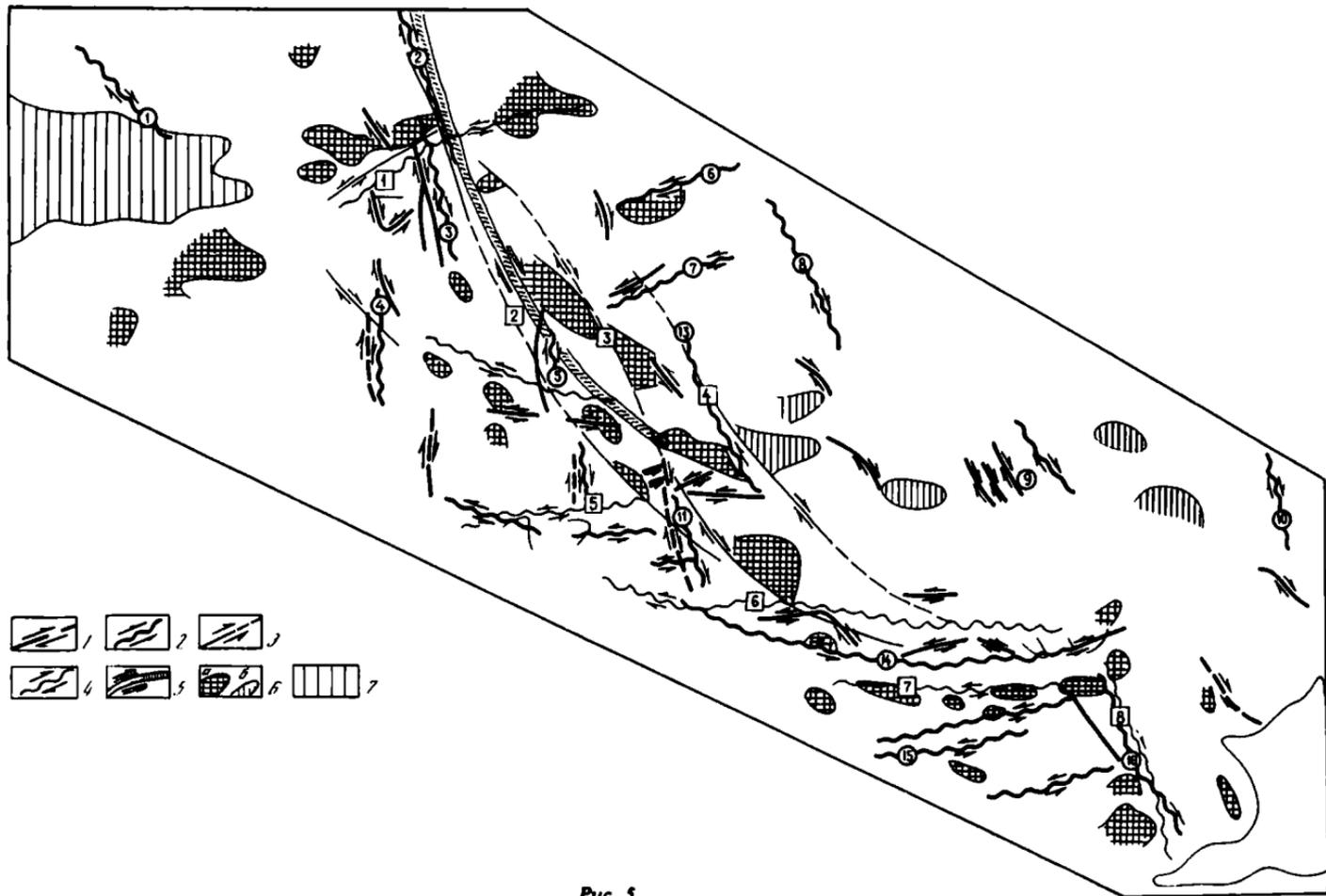


Рис. 5

му синклинорию, а другая — Чатминскому антиклинорию и Джейранчельскому синклинорию вместе взятым. Перепад высот указанного репера составляет в разных пересечениях 3—5 км (см. рис. 1, 2 на вкл.). Ступени имеют доскладчатое происхождение и связаны только с увеличением мощности неогена в Мирзаанском синклинории. Амплитуды же самостоятельных локальных складок первого порядка повсеместно приблизительно одинаковы (в пределах 2—3 км).

Крутизна крыльев складок. Вергентность. В соответствии с общей для Кавказа вергентностью большую крутизну имеют южные крылья антиклиналей. При этом, однако, характер поперечного сечения структур сильно варьирует в разных зонах. Прежде всего выделяется группа резко асимметричных узких складок с очень пологими (10—20°) северными крыльями и весьма короткими, вплоть до полного исчезновения, южными крыльями, которые обязательно сопрягаются с надвигами. Слом в замке обычно бывает настолько резок, что его логично считать околонадвиговым подворотом; места около него развиты зоны пластического течения, выраженные буди-нажем, мелкими складками и флексурами.

Структуры данного типа, по существу представляющие собой чешуи, приурочены только к южным бортам Джейранчельского и Мирзаанского синклинориев, где они набегают наподобие волн навстречу общему подъему стратиграфических горизонтов. Таковы Мирзаанская, Кейрюк-Кейланская, Прикуринская, Ламбалойская, Млашишевская складки-чешуи, по которым происходит неоднократно сдвоение слоев неогенового разреза.

На другом полюсе находятся структуры с крутым, но хорошо развитым широким южным крылом; они присутствуют преимущественно в осевой части Чатминского антиклинория (Сахаретбинская, Сатибская, Байдинская, Тюлькитепенская антиклинали). Надвига на их крутом южном крыле может вообще не быть (Нацвалцкальская, Сахаретбинская антиклинали) или же он выражен слабо. Свод антиклиналей может быть аркообразным или приплюснутым, характерны коробчатые формы (Саждаг, Чобандаг), увеличивается крутизна северного крыла.

Нормальная южная вергентность часто нарушается. Субвертикальные северные крылья имеют многие структуры Чатминского антиклинория: Байдинская, Чобандагская, в ряде мест Эйлярюгинская. Ряд крупных флексур наблюдается в породах алазанской серии на северном крыле Гомборско-Дашюзского антиклинория, северовергентны структуры Аджаро-Триалетской зоны, особенно прилегающие к Карталинской впадине. Эти отклонения от нормальной вергентности нельзя объяснить только гравитационным заваливанием в сторону соседней синклинали, так как они локальны и не обязательно сопряжены с углублением последней.

Форма складок в плане. Чрезвычайно характерно расчленение осевой части линейных в целом антиклинальных зон на локальные брахискладки, группирующиеся в кулисообразные, четковидные или параллельные ряды. Как правило, это структуры второго (в отношении поперечного профиля) типа — асимметричные, коробчатые, с хорошо развитым южным крылом. Складки-чешуи имеют линейную configura-

цию, однако и для них характерны небольшие ундуляции шарнира. Предакчагыльские угловые несогласия на периклиналях ряда брахиморфных структур (Алачик, Молладаг, Большой Палантекан, Сатибе, Натахтари) показывают, что развитие антиклинальной зоны шло по пути объединения брахискладок и куполов в линейные цепи.

Куполовидная складчатость встречается редко. Два главных района ее распространения — участок к югу от Аджаро-Триалетской зоны (Руставская антиклиналь), и Тарсдаллярский блок, включающий Джейранчельский, Северо-Джейранчельский и Тарсдаллярский купола. Все эти структуры имеют пологие крылья; участки их распространения ассоциируют с крупными наложенными впадинами — Алгетской (Руставско-Марнеульской) и Джейранчельской.

Весьма характерны приразрывные структурные носы (гемиантиклинали). Некоторые из них имеют довольно крупные размеры (Тарибанская антиклиналь). Более сложный случай представляют похожие друг на друга Иорская и Эльдарская антиклинали, которые на юге ответвляются от складок Чатминского антиклинория, а на севере сопряжены с разрывами, имеющими правосдвиговую составляющую смещения.

Ориентировка и взаимное расположение складок. Генеральный структурный план района имеет северо-западное—юго-восточное ( $130^\circ$ ) простираие, примерно совпадающее с общекавказским. Однако строго параллельны последнему только складки-чешуи (и то не все и не по всей длине). Складчатые зоны состоят из коленообразно сочленяющихся дугообразных или прямолинейных отрезков, ориентировка которых может различаться на  $90^\circ$ , и поэтому генеральное структурное направление следует рассматривать только в качестве среднестатистического. Наиболее протяженны отрезки субширотного — восток-северо-восточного простираия (восточная часть Аджаро-Триалетской зоны, Кила-Купрская, Эйляроюгинская, Большепалантеканская, Гюрзундагская антиклинали). На западном склоне Чатминского антиклинория присутствуют субмеридиональные сигмоиды — Красногорская и Сатибская. В целом антиклинорий имеет в плане форму дуги, выпуклостью обращенной к югу.

**Морфология разрывов.** Наиболее распространены в поверхностной структуре надвиги, неоднократно описанные в литературе. У пересечения с земной поверхностью они могут иметь довольно крутые наклоны, но с глубиной, как доказано многочисленными буровыми и сейсморазведочными данными, выполаживаются и часто переходят в покровы. Амплитуда горизонтального перемещения составляет обычно 1—4 км. Большинство надвигов имеет антитетический характер — смещение направлено навстречу региональному уклону, синтетические (полутные) надвиги встречаются только на южном борту Гомборского антиклинория.

Большой интерес представляют сдвиги, которым ранее уделялось недостаточно внимания. Впервые обратил внимание на широкое распространение сдвигов в рассматриваемом районе Л.М. Расцветаев [24], который выделил в его пределах широкую Сагурамо-Чатминскую зону правосдвиговых деформаций. На присутствие правых

сдвигов в районе восточного окончания Аджаро-Триалетской зоны указывают и И.П. Гамкредидзе и Т.В. Гиоргибани [8]. Нами [13, 14] подтвержден факт широкого распространения правосдвиговых дислокаций на западе района, где выделен ряд самостоятельных сдвиговых зон, а также обнаружены неизвестные ранее сдвиги (как правые, так и левые) в других его частях (см. рис. 5).

Сдвиговые деформации представлены как разрывами сплошности — сдвигами, так и широкими (до 10 км) зонами сдвигания пластического типа, выраженными горизонтальными флексурами и эшелонированными гирляндами складок. Наибольшие протяженность и амплитуду смещения (по-видимому, и глубинность) имеют именно такого рода широкие зоны пластических сдвиговых деформаций; разрывы-сдвиги и полосы их сгущения обычно входят в эти зоны в качестве составных элементов.

Изученные нами сдвиговые структуры подробно описаны в специальной работе [14]. Здесь же мы рассмотрим только наиболее общие особенности сдвиговой тектоники региона. Сдвиги чаще всего имеют диагональную по отношению к структурному плану ориентировку: левые — от северо-восточной до широтной, правые — от северо-западной до меридиональной. Вместе с тем иногда отмечаются факты пространственного совпадения сдвигов со структурами сжатия, а также близкой ориентировки расположенных по соседству разноименных сдвигов. Последнее, скорее всего, связано с поворотом разрывов в процессе пластической деформации. Амплитуду смещения можно оценить далеко не всегда из-за недостаточно четкой выраженности смещаемых элементов и сильной складчатой переработки крыльев. Применение метода распрямления связанных со сдвигом складок, флексур и надвигов дает очень небольшие, не более 4—5 км, величины горизонтального смещения даже для таких крупных сдвиговых зон, как Эйляроюгинская, протяженностью 40 км. Несколько большие (7—10 км) амплитуды можно предполагать для правых сдвигов на западе района (Красногорский и Гомборско-Сагареджинский).

Сдвиги формировались на всем протяжении складкообразовательной эпохи. Некоторые связанные с ними формы ("запечатанные" ачкагылом эшелонированные складки в пределах Красногорской сигмоиды) почти полностью возникли в течение роданской фазы, другие (Красногорский разрыв, сдвиги Гомборского хребта и др.) секут плиоценовые отложения. Весьма активно развиваются эти структуры и в позднечетвертичное время.

Сдвиги парагенетически связаны со структурами сжатия — складками и надвигами. Это выражается в интенсивной складчатой переработке крыльев сдвигов, в наблюдаемых переходах этих разрывов в надвиги (со сменой ориентировки), в увеличении степени сжатия складок. Со сдвигами связаны практически все наблюдавшиеся нами проявления аномальной северной вергентности. Весьма характерны для рассматриваемого района трапецевидные, ступенчатые и синусоидальные сочетания сдвигов и надвигов. Некоторые структуры, ранее описывавшиеся как надвиги, на самом деле представляют собой сложно построенную, синусоидальной формы в плане, систему из разнои-

менных диагональных сдвигов и продольных надвигов (Эриктарский и Сатибский "надвиги").

Сбросы и раздвиги в целом не характерны для поверхностного строения рассматриваемого района и как самостоятельные структуры встречаются крайне редко. Сбросовую составляющую имеют некоторые сдвиги на краю впадин. Небольшие, связанные с диапиризмом раздвиги, заполненные тектонической брекчией майкопских глин, встречаются в пределах Чатминского антиклинория.

**Парагенетические сочетания складок и разрывов, динамика и кинематика формирования поверхностной структуры района.** Особенности ориентировки и морфологии структурных форм разного кинематического типа убедительно свидетельствуют, что структура района формировалась в обстановке горизонтального сжатия, ориентированного от север-северо-восточного до северо-восточного направления. Внутри этого главного структурного комплекса можно выделить более дробные парагенезисы [15]: надвиговой, сдвиговой и раздвиговой.

Надвиговой парагенезис, представленный южновергентными линейными складками, надвигами и чешуями, развит преимущественно на крыльях крупных антиклинориев. Сдвиговой парагенезис, включающий сдвиги, сигмоиды, гирлянды эшелонированных антиклиналей, поперечные складки и флексуры, больше распространен в сводовой части крупных антиклинориев. Полярность пространственной локализации этих парагенезисов структур обусловлена разным кинематическим видом деформации, который они представляют: в первом случае ось максимального удлинения направлена вверх, во втором — по горизонтали вдоль складчатой зоны. На крыльях антиклинальных цепей, как менее поднятых, горизонтальное укорочение еще может реализовываться удлинением вверх, тогда как более высокий свод растекается по латерали [12]. С наличием гравитационного градиента также связан преобладающий антитетический тип надвигов, один из кинематических эффектов которых — некоторое выравнивание тектонического рельефа.

Раздвиговой парагенезис, выделяемый предположительно, включает крупные впадины, "трансгрессирующие" на антиклинальные цепи, и области развития пологих брахискладок. Эти структурные элементы скорее всего возникли в обстановке ослабленного сжатия и проседания как результат пластического отжимания глин на глубине. Подобные структуры проседания ориентированы приблизительно параллельно общему структурному плану либо имеют изометричные очертания. Встречаются также и поперечные сбросы и раздвиги, возникшие непосредственно в главном поле напряжений.

**Генеральный структурный рисунок региона.** Структурные формы рассмотренных трех парагенезисов закономерно группируются в пространстве. Главный элемент структурного рисунка региона — направленные выпуклостью к юго-западу структурные дуги. Почти на всем протяжении они надвинуты, однако на их флангах сопровождаются попутными сдвигами. К тыловой части дуг приурочены плоскодонные изометричные впадины — вероятные структуры локального растяжения. Восточное крыло каждой дуги подпирается правым сдвигом за-

падного крыла соседней дуги. В зоне сочленения со сдвигом оно может принимать даже совершенно поперечную (северо-восточную) ориентировку. На западном крыле наиболее отчетливо проявляется региональная южная вергентность, обычно надежно доказано надвигание. Во входящем угле между двумя соседними дугами развиты структуры "раздвигового" парагенезиса: куполовидные складки; наложенные впадины, раскрывающиеся к сдвигу; останцовые морфоструктуры. Асимметрия плановой формы структурных дуг района (обычно западное крыло дуги длиннее) связана с преобладающим развитием правых сдвигов на простираннии восточного крыла Малокавказской дуги. В восточном направлении по мере удаления от этого крыла роль левых сдвигов несколько увеличивается. Весьма протяженный, сочетающийся со сжатием, левый сдвиг присутствует вдоль восточного фланга Ширакско-Аджиноурской дуги, к востоку от Мингечаурского водохранилища. Однако в этом районе рассмотренный структурный рисунок выражен уже вяло и вообще отмечается общее, направленное к востоку, затухание структур сжатия.

Особенности структурного рисунка территории со всей очевидностью показывают, что кинематическую природу наблюдаемых в ее пределах складчатых деформаций нельзя описать такими простыми категориями, как надвигание, или поддвигание, или горизонтальное сжатие, как это часто делается. Реальная картина деформаций гораздо сложнее, она неоднократно меняется как в крест простиранния складчатых зон, так и вдоль них.

Особенности проявления в поверхностной складчато-надвиговой структуре элементов поднадвигового комплекса. Анализ структурных рисунков, присущих разноглубинным деформационным комплексам, позволил выделить одну их общую особенность — наличие региональных сдвиговых зон. Результаты сопоставления этих структур, вынесенные на специальную схему (см. рис. 5), достаточно наглядны. Выяснилось очень хорошее совпадение четырех наиболее крупных зон концентрации деформаций: двух протяженных полос правых сдвигов — в центре района и к востоку от Тарсдаллярского участка соответственно, и зон левостороннего сдвигания — Эйляроюгинской и Мамедтепе-Саждагской. Некоторые зоны (Красногорская, Восточно-Тарсдаллярская) совпадают почти целиком, остальные расположены параллельно (с расхождением до 3—5 км). Слабая корреляция отмечается только для северо-восточной части рассматриваемой территории, где существенно ниже геофизическая изученность.

Таким образом, сдвиги (во всяком случае, крупные) представляют собой связующие элементы, которые соединяют два существенно неодинаково деформированных комплекса, разделенных поверхностью дисгармонии. Этого следовало, вообще говоря, ожидать, учитывая субвертикальность сдвигов и возможность их сосуществования со структурами надвигового комплекса в пределах поверхностного слоя земной коры. Вместе с тем убедительного фактического материала, который говорил бы именно о совпадении конкретных структурных элементов, до сих пор не было, и нам неизвестны какие-либо публикации по данному вопросу.

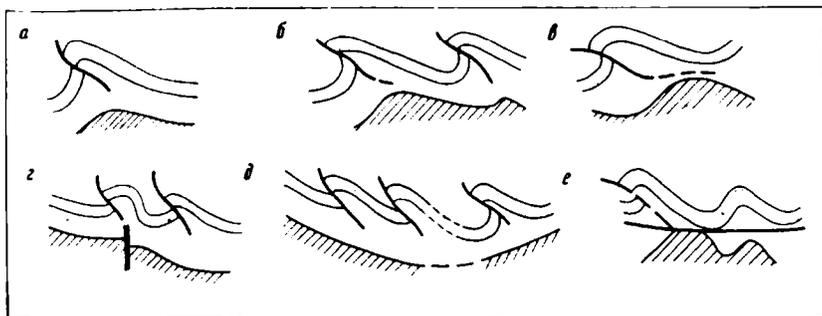


Рис. 6. Типы соотношения сводов структур поднадвигового и надвигового комплексов

Поскольку сдвиги в обстановке сжатия горно-складчатого сооружения часто выражены в той или иной степени приподнятыми зонами (характерны кулисные ряды брахискладок), нет нужды объяснять их важность как индикаторов зон погребенных поднятий. Однако многие законы их "просвечивания" на поверхности неясны, вероятны всякого рода их вторичные деформации в надвиговом поле.

Как уже отмечалось, оживленные дискуссии вызывает вопрос о прямом или обратном типе соотношений разноглубинных локальных складок в вертикальном разрезе. Имеющийся же фактический материал на деле доказывает существование самых разнообразных типов сочетаний сводов поверхностных и глубинных складок (рис. 6). Поэтому данная проблема должна разрешаться не путем поиска единообразного решения, а в форме анализа причин возникновения тех или иных структурных соотношений в конкретных местах. Попробуем разобраться в этом вопросе, "идя сверху вниз", т.е. рассматривая особенности отражения поверхностных складок на глубине.

Случаи совпадения разноглубинных структур (см. рис. 6, а, б) довольно редки. При этом они все-таки сопровождаются некоторым (на 1—2 км) смещением к югу поверхностной части свода (Кила-Купра, Тарибани, Патара-Шираки, Иори, Эльдари). Обращает внимание, что все глубинные структуры такого рода приурочены к поверхностным антиклинальным зонам широтного (северо-восточного) простираения и сами имеют такую же ориентировку. Для некоторых складок (Тарибани) даже устанавливается постепенный, по мере увеличения глубины, разворот против часовой стрелки [26].

Гораздо более распространенный случай — быстрое затухание поверхностных складок на глубине. Прежде всего это относится к складкам-чешуям (см. рис. 6, д) регионального (северо-западного) простираения. Быстро затухают вниз мелкие эшелонированные складки в зонах сдвига. В районе Красногорской сдвиговой зоны (по неогену) в их подошве проходит резко выраженная поверхность шарьяжа (см. рис. 6, е), и залегающие ниже палеогеновые складки совершенно не связаны со структурами поверхности.

Наконец, весьма характерны факты обратного соотношения сводов (см. рис. 6, в, з). Из анализа временных разрезов МОГТ вообще складывается впечатление, что главный вид деформации слоев в рас-

смаатриваемом районе — это не складка в обычном смысле данного термина, а их раздвиг в виде диапировой подушки (см. рис. 1, 2). Однако средний размер большинства таких структур невелик — не более 2—3 км в ширину и 1 км в высоту; чаще всего они не выходят за границы какой-либо отдельной глинистой пачки. Если же говорить о соотношениях более крупных структур, то здесь дело обстоит сложнее.

Для того чтобы попытаться понять природу этих неоднородностей, рассмотрим особенности выражения на глубине главной положительной структуры рассматриваемой территории — Чатминского антиклинория.

На западе, в том участке, где антиклинорий имеет северо-западное простирание, ему соответствует пологое погружение кровли эоцена (см. рис. 1). В 8—10 км севернее главного прогиба подошвы майкопа, под Беребиссерской синклиналью, находится Вашлианское поднятие кровли эоцена, которое в целом параллельно соответствующему отрезку Чатминского антиклинория. Логично поэтому считать рассматриваемое поднятие "антикорнем", изостатически сопряженным с Чатминским антиклинорием. На гравиметрических картах линза майкопа под антиклинорием выражена линейной отрицательной аномалией, тогда как Вашлианскому поднятию соответствует максимум гравитационного поля.

В восточном направлении вдоль оси Чатминского антиклинория происходит постепенная нивелировка "корня", завершающаяся в районе хребтов Алачик и Чобандаг. Одновременно сходит на нет и сопряженный Вашлианский вал. На том участке, где Чатминская структурная дуга приобретает субширотное простирание, "корень" под ней отсутствует уже полностью (см. рис. 2) и, более того, местами (Ахтахтепнская, Кесаманская погребенные брахискладки) кровля эоцена несколько приподнимается непосредственно над осевой Эйляроюгинской антиклиналью. В этом же районе меняет свой знак гравитационное поле: оно увеличивается над антиклиналями и уменьшается над синклиналями. Поскольку Чатминский антиклинорий на всем своем протяжении сложен разновозрастными породами миоцена, которые повсеместно имеют одинаковую плотность, совершенно очевидно, что смена характера гравитационного поля обусловлена нивелировкой "корня".

Следовательно, утонение линзы майкопских глин происходит параллельно с изгибанием структурной дуги. Но асимметричная форма последней в плане обусловлена тем, что она подпирается крупной Восточно-Тарсдаллярской правосдвиговой зоной. Широтная ориентировка данного отрезка антиклинория, повышение степени поперечного сокращения пространства, выражающегося в укручении северного крыла и появлении Эриктарского сдвига-надвига, подъем кровли эоцена — все это связано с увеличением горизонтального сжатия, вероятно, компенсирующего сдвиговое смещение. Принципиально сходная структурная ситуация наблюдается на восточном погружении Аджаро-Триалетской складчатой системы. Заворот к северо-востоку ее крайних структур также логично связывать с компенсацией правосдвиговых перемещений (как и возникновение самой складчатой системы

увязывается с искривлением к северу всей Малокавказской дуги [3, 13, 24]). Аджаро-Триалетская зона — в целом дивергентный антиклинорий и общекавказское надвигание на юг в ее пределах выражено слабо. Поднятие Восточной части Аджаро-Триалетской зоны изостатически нескомпенсировано [2].

Как уже отмечалось выше, на затуханиях сдвигов расположены многие из известных в районе поперечных складок северо-восточного простираия (Тарибани, Иори, Эльдари, Кила-Купра). Все они характеризуются близким к прямому типу структурных соотношений миоцена и эоцена. Однако по сравнению с широтными сжатиями они меньше и в плане имеют форму структурных носов или седловин.

Таким образом, напрашивается вывод о том, что глубинность заложения должна возрастать для структур широтного (северо-восточного) направления, которые часто сопряжены со сдвигами. Широтные складки имеют наиболее сжатый поперечный профиль и, скорее всего, возникли в результате продольного расплющивания, которое может охватывать толщу значительной мощности. Ориентировка складок северо-восточного простираия ближе всего к направлению структур растяжения, способных возникать в главном поле напряжений. Поэтому они менее всего искажаются поверхностным надвиганием. Отклонение же ориентировки складчатых зон к общекавказскому (северо-западному) простираию сопровождается увеличением мощности надвигового деформационного комплекса и(или) раздувом диапировой подушки и соответственным погружением кровли продуктивных горизонтов. Структуры сжатия от меридионального до северо-северо-западного простираия, параллельные правым сдвигам или компенсирующие перемещение по левым, занимают промежуточное положение по своей перспективности в данном отношении.

Уже говорилось, что интерес к поперечным складкам северо-восточного простираия проявляли многие авторы. Наши исследования подтверждают высокую перспективность данных структур в отношении поиска глубинных поднятий. Однако, как следует из их генезиса, предполагаемого нами, структуры такого рода локальны по своей природе и поэтому не следует пытаться их далеко трассировать. Тем более ошибочны, по нашему мнению, представления о наличии на глубине какого-то особого структурного плана северо-восточной ориентировки. Напротив, при изучении таких складок следует обращать внимание на возможность их ограничения разрывами северо-западного простираия, особенно с восточной стороны.

Д. А. Булейшвили, А. В. Мамедов и другие авторы [4, 5, 17] полагают, что изгибание антиклинальных цепей вокруг некоторых изометричных синклинальных депрессий (типа Ширакской, Эльдарской, Аджиноурской и др.) может служить признаком наличия под последними глубинных поднятий, экранирующих складки. Грави- и сейсморазведочные исследования действительно кое-где выявили в районе впадин локальные структуры. Однако, как нам представляется, природа последних неодинакова и, кроме того, наблюдаемые изменения ориентировки складок могут быть объяснены иначе, нежели механизмом "обтекания" жестких массивов.

Например, виргации широтного (северо-восточного) простираения хорошо объясняются локальным кинематогенным сжатием на концах правых сдвигов. Глубинные складки этого типа обычно имеют сжатую в поперечном сечении конфигурацию и находятся либо на самом краю впадин либо почти совмещены с поверхностной складкой того же простираения (Эльдари, Иори). Если глубинные структуры такого рода связывать с локальным присдвиговым сжатием, то впадины в их тылу следует рассматривать как структуры локального растяжения, где продуктивный горизонт должен опускаться. Действительно, на большей части Эльдарской и Бурдамтинской синклинали сейсморазведка фиксирует погружение кровли зоцена. Так что ни о каких жестких массивах в данном случае говорить не приходится.

Совершенно другая структурная позиция у таких расположенных во впадинах структур, как Манавская и Диди-Ширакская. Для них также характерно обратное соотношение с поверхностной структурой и иногда они действительно огибаются антиклинальными зонами (Диди-Ширакское поднятие). Манавское поднятие и его постепенно погружающееся восточное продолжение составляют единую искривленную в плане линейную структуру, прижатую к наложенному северному краю Бадиаурско-Качретской впадины. Таким образом, здесь налицо приуроченность линейной зоны глубинных поднятий к зоне поверхностного растяжения и утонения (отчасти первичного) пластичной глинистой толщи (см. рис. 1, 2). Воздымание глубинной Манавской структуры на запад, несомненно, связано с приближением к региональной сдвиговой зоне и с общим увеличением степени горизонтального сжатия в пределах Транскавказского пережима. Сходную природу имеют, на наш взгляд, Диди-Ширакская и Чатминская глубинные складки.

О.А. Сепашвили [26] обращал внимание на наличие поперечной зональности север-северо-восточного простираения. По нашему мнению, наиболее ярко поперечные зоны выражены только в наиболее сжатой и выдвинутой к юго-западу выпуклой стороне Чатминской структурной дуги (Шорсуйская, Бююк-Аджидеринская, Кушжунинская, Чатминская, Эриктарская депрессии). Подобное расположение наложенных впадин, представляющих собой ограниченные сдвигами и сбросо-сдвигами грабен-синклинали, позволяет связать их генезис с избыточным растяжением в вершине изгибающейся структурной дуги. Практически к каждой из упомянутых поперечных депрессий приурочено глубинное поднятие, как правило, имеющее форму изометричного купола или гемиантиклинали.

Таким образом, контролирующая роль поверхностных деформаций в размещении глубинных структур проявляется и здесь, что опять-таки противоречит представлению о пассивном обтекании жестких массивов. Вместе с тем некоторое деформирующее воздействие глубинных поднятий не исключено: около них часто зарождаются поверхностные складки и надвиги. Очевидно, эти процессы проявляются совместно и взаимосвязано.

В заключение следует еще раз отметить преобладание в целом обратного типа соотношений структуры поверхностных и глубинных

горизонтов. Эта закономерность уже отмечалась для других районов сходного строения — Северного Предкавказья, Кобыстана, Западной Туркмении [10, 27]. Можно предполагать, что в условиях крупномасштабной реологической расслоенности стратиграфического разреза изостатически сбалансированное сжатие вообще является ведущим механизмом складкообразования.

Отметим главные особенности соотношений надвиговой и поднадвиговой структуры.

1. Если в пределах рассматриваемой территории сравнивать области проявления надвиговой и сдвиговой тектоники, то вторые оказываются более благоприятными для поиска зон глубинных поднятий, так как сдвиги вертикальны и эвриструктурны — могут проявляться в разных деформационных этажах и просвечивать на поверхности. Поскольку сдвиги в обстановке сжатия выражены в целом приподнятыми зонами, они представляют большой интерес для поиска глубинных поднятий.

2. Особенности размещения погребенных структур в существенной мере предопределены локальными неоднородностями поля напряжений, которые можно выяснить, применяя структурно-парагенетический анализ. По типу соотношений с поверхностными деформациями можно выделить глубинные поднятия, развивающиеся в обстановках сжатия и растяжения поверхностных горизонтов.

3. В обстановке сжатия возникли складки от северо-восточного до широтного простираения, обычно связанные с компенсацией горизонтального перемещения крыльев правых сдвигов. Для них характерен прямой тип соотношений глубинных и поверхностных горизонтов, близкая к линейной форма в плане и повышенная сжатость поперечного профиля (для широтных складок), увеличение крутизны северного крыла.

4. В обстановке поверхностного растяжения возникают два типа глубинных поднятий: а) складки близкой к линейной конфигурации, возникающие на крыльях (чаще северных) крупных продольных депрессий из-за диапирового перетекания глинистых толщ в сторону соседних антиклинальных зон, обусловленного изостатически сбалансированным горизонтальным сжатием; б) брахиоморфные и куполовидные складки, приуроченные к поперечным грабенообразным впадинам в месте наибольшего изгиба и растяжения Чатминской структурной дуги.

5. Антиклинально-надвиговые (без сдвигов) зоны общекавказского простираения менее всего благоприятны для поисков глубинных поднятий из-за особенно сильно проявляющегося в их пределах надвигания.

6. В целом преобладает обратный характер соотношений сводов глубинных и поверхностных складок.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОДНАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ С НОВЕЙШЕЙ (ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ) СТРУКТУРОЙ

Общая характеристика новейшей тектоники района. В качестве неотектонического этапа развития рассматриваемой территории наиболее целесообразно рассматривать позднечетвертичное (после-бакинское) время. Только в начале плейстоцена структуры начали оформляться в современном рельефе. В это время происходила перестройка складок, созданных в восточно-кавказскую фазу, выразившаяся в усложнении формы структур, возникновении поперечных перемычек, брахиоморфных наростов, блоков, образовании наложенных впадин и интенсивном воздымании до того прогибавшихся синклиналей.

Наибольшей (2—2,5 км) амплитудой четвертичного воздымания характеризуется Тriaлетское поднятие, испытавшее складчатость в конце миоцена и в позднем плиоцене вовлеченное в слабо дифференцированное сводовое поднятие. Слабой дифференцированностью новейших деформаций отличаются также Кахетинское (Цив-Гомборское) поднятие (амплитуда 1,8—2 км) и расположенная к северу Алазанская впадина (амплитуда опусканий — 1—2 км). Плиоценовые отложения, однако, секутся сдвигами (Орхевский сдвиг-надвиг) и в местах перехода последних в продольные надвиги интенсивно деформированы и местами запрокинуты к северу.

Мирзаанский синклиниорий, отделенный от Кахетинской мегантиклинали Орхевским региональным надвигом, поблизости от последнего смят в линейные, запрокинутые к югу складки, на крыльях которых плиоценовые отложения дислоцированы почти совместно с миоценовыми. В центральной, глубоко погруженной части синклинория в ряде мест отмечается несопадение плана позднеплейстоценовых деформаций с раннечетвертичными: выполненные современными отложениями плоскостонные мульды нарушены поперечными перемычками, в пределах которых выходят коренные породы и нижнечетвертичные осадки. Сами же мульды резко наложены на линейные складки.

Находящиеся южнее Чатминской антиклинорий и Джейранчельский синклиниорий (в особенности последний) также представляют собой области весьма интенсивного четвертичного складкообразования. В пределах Чатминского антиклинория (суммарная амплитуда новейших движений 1—1,5 км) оно завершилось в основном к началу среднего плейстоцена, после чего началось сводовое поднятие. Отмечается осложнение сводов и крыльев линейных антиклиналей брахиоморфными выступами и флексурами. Джейранчельский синклиниорий выполнен мощными (до 1,5—2 км) верхнеплиоцен-четвертичными осадками, залегающими с небольшим несогласием на миоцене; смятие этих образований активно продолжалось в позднечетвертичное время, о чем свидетельствует дислоцированность средне- и верхнечетвертичных террас.

Характерный элемент новейшей структуры района — крупные впадины, заполненные четвертичными осадками. В плане они имеют самую разнообразную конфигурацию — от строго продольной к глав-

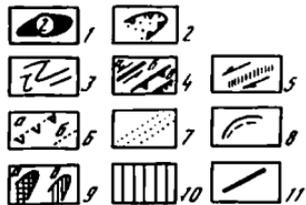
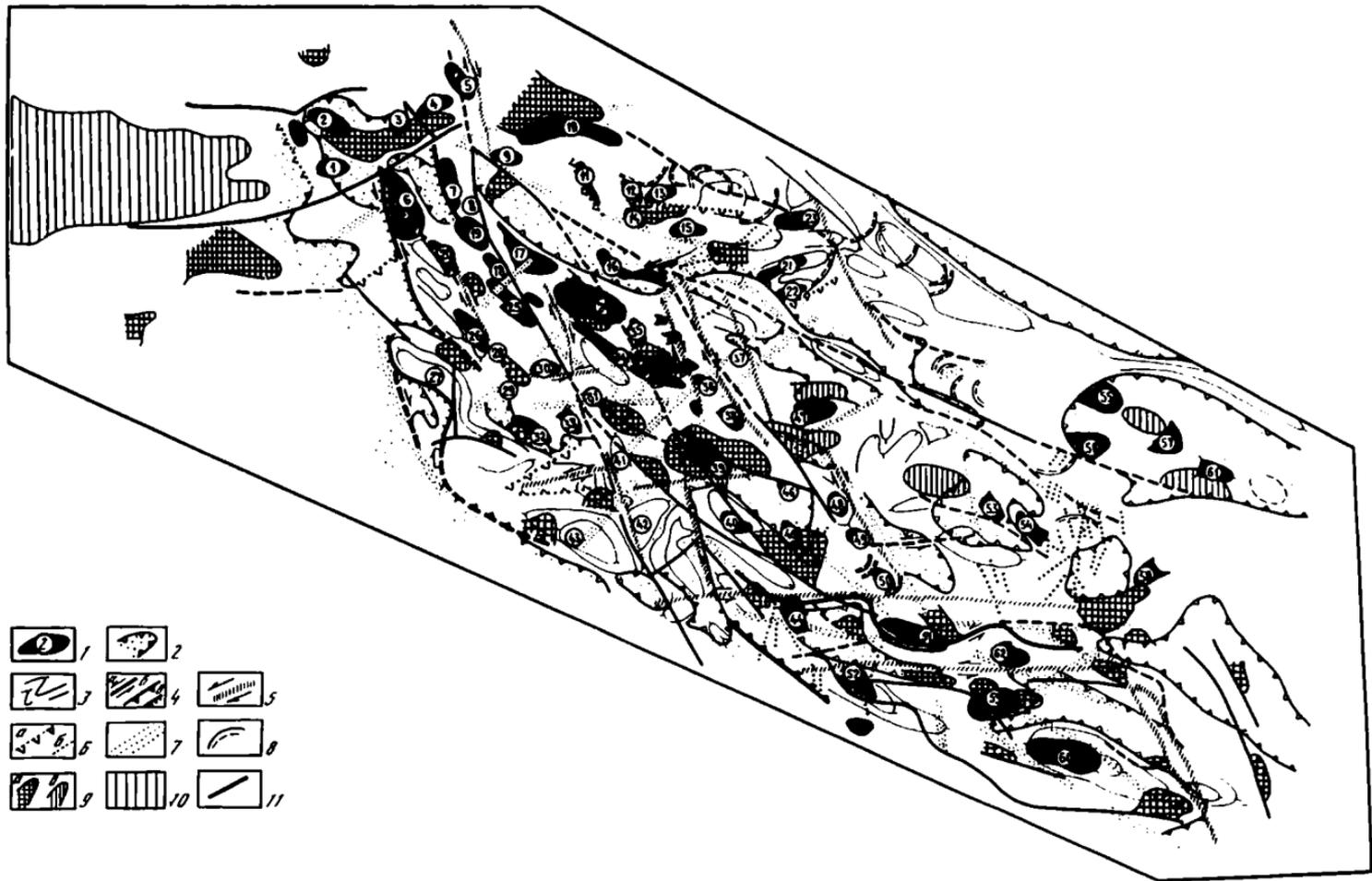
ному структурному плану до поперечной, характерны изометричные, треугольные и ромбовидные формы. Эти различия строения predeterminedены особенностями развития и механизма формирования впадин. Продольные впадины наследуют остаточные синклинальные прогибы между линейными складчатými зонами. Однако, как хорошо видно на примере Бадиаурско-Качретско-Ульяновской продольной системы впадин, унаследованный тип развития обычно проявляется лишь в пределах южных бортов. Последовательное выдвигание на север все более и более молодых конусов выноса маркирует здесь постепенное разрастание антиклинального поднятия за счет впадины. На северных бортах депрессий часто проявляется диаметрально противоположная ситуация: делювиально-пролювиальная равнина резко сокращена, наблюдается вложение более молодого пролювия в более древний. Характерны останцовые морфоструктуры, соответствующие отдельным наиболее активно растущим поднятиям: Кошка (Цицматнани), Зелаани, Вертюшковская. Наложённые части продольных впадин имеют изометричную или даже поперечную форму, часто ограничены сбросо-сдвигами. Подобный "трансгрессивный" характер новейшего развития был отмечен Е.Е. Милановским и для северного борта Алазанско-Агричайской впадины [18].

Таким образом, геоморфологические данные подтверждают представление о сопряженном развитии надвигающихся структурных дуг и их тыловых впадин. Последние представляют собой структуры локального горизонтального растяжения и проседания, сопровождающихся диапировым выжиманием глин в соседние зоны сжатия.

Поперечные грабенообразные впадины северо-восточного простиранья сосредоточены в юго-западной части района, в месте наибольшего изгиба Чатминской структурной дуги, что позволяет связать их с продольным растягиванием последней. Наиболее крупная здесь Кушкун-Чатминская система поперечных впадин пересекает антиклинорий полностью. Впадины такого рода наложены почти целиком, их бортовые ограничения сопровождаются сдвигами или прямолинейными уступами северо-восточного простиранья, которые можно связать со сбросами.

Наконец, характерный тип составляют присдвиговые впадины, обычно имеющие форму треугольника, раскрывающегося к сдвигу. Таковы Руставско-Марнеульская, Кушкунинская, Ульяновская, Эльдарская впадины, углубляющиеся к правым сдвигам, и Чатминская, связанная с Коджирисийским левым сдвигом.

Неотектоника рассматриваемого района рассматривалась в обзорных работах Ф.С. Ахмедбейли, М.Ф. Гаврилова, Д.А. Лиленберга, Е.Е. Милановского, А.А. Мусебова. Среднемасштабные геоморфологические и неотектонические исследования здесь, по существу, не проводились. Нами по материалам дешифрирования аэро- и космоснимков и топокарт составлена схема позднечетвертичной тектоники, в результате чего был выделен ряд активно развивающихся в четвертичное время участков [21], не всегда совпадающих по своему местоположению со складками неогеновых отложений (рис. 7).



**Особенности проявления структур поднадвигового комплекса в новейшей тектонике.** Как уже отмечалось, структурные соотношения мезозойско-эоценового и неогенового комплексов носят преимущественно инверсионный характер. Это значит, что погребенные поднятия приурочены преимущественно к новейшим впадинам. Некоторые из них занимают большую часть последних (Чатма, Саждаг, Восточный Молладаг, Западный Палантекян), и тогда факт наличия обращенного рельефа можно использовать как индикатор глубинных поднятий. Однако чаще последние имеют значительно меньше размеры по сравнению с впадинами и в этом случае необходимо искать дополнительные признаки их существования.

В некоторых местах удается установить признаки заметного новейшего воздымания в районе погребенной структуры. Так, в При-тбилисском нефтеносном районе структуры Самгори, Патардзеули и Ниноцминда приурочены к приподнятому блоку, разделяющему крупную Цицматанскую синклиналь и Руставско-Марнеульскую наложенную впадину к востоку от Тбилиси. В пределах нефтегазоносных структур на поверхности отмечается повышенная расчлененность, "просвечивание" коренных пород из-под четвертичных отложений, посветление фототона на аэрофотоснимках. В районе Телетской антиклинали подгорная равнина заметно расчленена, из-под четвертичных отложений выступают выположенные останцы коренных пород. Хуже всего выражен на поверхности Южный Купол.

**Рис. 7.** Схема сопоставления элементов глубинной (поднадвиговой) структуры с позднечетвертичной структурой (составлена с участием Ар.В. Тевелева)

1 — позднечетвертичные поднятия, установленные по данным дешифрирования аэро- и космоснимков; 2 — позднечетвертичные впадины; 3 — условные морфоизогипсы рельефа; 4 — разрывные нарушения, установленные по особенностям геологического строения и морфоструктуры; а — с видимым горизонтальным смещением (предполагаемые сдвиги), б — предполагаемые надвиги, в — с видимым вертикальным смещением; 5 — широкие сдвиговые зоны, выраженные в особенностях геологического и геоморфологического строения; 6 — разрывные нарушения, установленные по геоморфологическим признакам; а — с видимым вертикальным смещением, б — с неясным характером смещения; 7 — линсаменты, дешифрируемые на космических снимках; 8 — кольцевые структуры, дешифрируемые на космических снимках; 9 — антиклинальные поднятия поднадвигового деформационного комплекса, выраженные: а — в эоцене, б — в миоцене; 10 — Аджаро-Триалетская зона; 11 — разрывы поднадвигового деформационного комплекса

Цифры в кружках — позднечетвертичные поднятия: 1 — Южный Купол, 2 — Самгори, 3 — Патардзеули, 4 — Ниноцминда, 5 — Восточно-Ниноцминдское, 6 — Нахтаhari, 7 — Красногорское, 8 — Качалгби, 9 — Кошка (Цицматнани), 10 — Манави, 11 — Зелаани, 12 — Верхвиани, 13 — Квемо-Кондаури, 14 — Сакарауло, 15 — Богдановка, 16 — Ламбалло, 17 — Бедлашвили, 18 — Горис-Сагарис, 19 — Южное Красногорское, 20 — Демурдаг, 21 — Михай, 22 — Вертушкова, 23 — Чалоуани, 24 — Джагиани, 25 — Тауртепе, 26 — Большой Удабно, 27 — Сокизлуктепе, 28 — Центральное Удабно, 29 — Гареджи, 30 — Дибсис, 31 — Яйладжи, 32 — Кешишдаг, 33 — Малое Удабно, 34 — Мамедбаши, 35 — Каранлык-Дар, 36 — Млаше, 37 — Квабесис, 38 — Пиргукхма-мта, 39 — Байда, 40 — Учбулак, 41 — Демир-тала (Саждаг), 42 — Саждаг, 43 — Кушкуна, 44 — Казангель, 45 — Западное Тюлькитепе, 46 — Полпойтепе, 47 — Кечалдаг, 48 — Коджириси, 49 — Далидаг, 50 — Центральное Тюлькитепе, 51 — Эриктари, 52 — Гедакташ, 53 — Восточное Тарибани, 54 — Натбеури, 55 — Диднаури, 56 — Мирзаани, 57 — Диди-Шираки, 58 — Сатарги, 59 — Сармагыз, 60 — Джейранчель, 61 — Патара-Шираки, 62 — Келлудат

Структуре Накарали (в западной ее части) соответствует участок интенсивного расчленения поверхности с концентрическим расположением водотоков. В районе Вашлианской группы поднятий отмечается сильно расчлененная возвышенность, в пределах которой имеются многочисленные выходы коренных пород. Структура Восточное Удабно также выражена повышенной расчлененностью, здесь же отмечается локальное поперечное воздымание поверхности рельефа: среднесарматская куэста достигает максимальных отметок. В районе Саждагского поднятия новейшее воздымание фиксируется по увеличению вреза оврага и просвечиванию коренных пород из-под четвертичного покрова. Западная часть поднятия приурочена к высоко поднятой седловине между Кушкунинской и Саждагской неогеновыми складками. В пределах Ширакской впадины дешифрируются Диди-Ширакская и Патара-Ширакская погребенные структуры по значительно более дробной горизонтальной расчлененности и осветленному фототону, связанному с выходами коренных пород.

Однако контуры новейших поднятий и глубинных структур совпадают лишь частично. На юго-востоке Мирзаанского синклинория и на востоке Джейранчельского некоторые поднятия кровли эоцена, как уже отмечалось, частично совпадают с растущими неогеновыми складками (Тарибани, Эльдари, Большой Палантекян, Кила-Купра). Тарсдаллярская структура находится на северном крыле антиклинали, выраженной в неогеновых отложениях, но на поверхности ей соответствует широкий позднечетвертичный свод — восточное окончание крупного Джейранчель-Тарсдаллярского поднятого блока.

Привода все эти факты, свидетельствующие в пользу прямого выражения в рельефе ряда глубинных поднятий, нельзя не отметить и обратных соотношений. Так, Джандаргельская, Чатминская, Восточно-Актафинская и Восточно-Молладагская гемиантиклинали находятся в пределах наложенных впадин и внутри них не выделяются в ландшафте. На востоке Чатминского поднятия имеется отчетливо дешифрирующийся на снимках поднятый участок, выраженный интенсивным расчленением конусов выноса и суффозией; однако по своим размерам он не сопоставим с глубинной складкой. С другой стороны, многие позднечетвертичные своды не соответствуют известным глубинным поднятиям либо даже совпадают с прогибаниями кровли эоцена. Таковы продольные "хребты-антиклинали" Чатминского антиклинория, а также Саждагский, Центрально-Байдинский и Централно-Эриктарский поперечные своды, образованные нагромождением надвигов и характеризующиеся синклинальным строением на глубине.

В целом складывается впечатление, что при применении неотектонического анализа для рекогносцировки глубинной структуры следует ориентироваться на поиск локально воздымающихся участков в пределах депрессий и локально погружающихся, в особенности поперечных участков, в пределах складчато-надвиговых хребтов. Нужно отметить также, что признаки "просвечивания" глубинной структуры в ландшафте никоим образом не могут считаться разгаданными и поэтому неотектонические данные сами по себе явно недостаточны для прогноза глубинной структуры рассматриваемого

района. Их обязательно нужно сочетать с другими данными. Совершенно несомненным представляется значение неотектонического анализа для выявления всякого рода поперечных разрывов — сдвигов и сбросов.

### ПРЕДПОЛАГАЕМАЯ МОДЕЛЬ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ДИСГАРМОНИЧНОЙ СТРУКТУРЫ

Для объяснения особенностей формирования покровно-складчатой структуры южного склона Большого Кавказа привлекались следующие механизмы: гравитационного надвигания [7, 10], пододвигания [1, 8, 9, 25, 29], внешнего горизонтального сжатия — как в мобилистическом варианте [1, 8, 9, 12, 13, 24, 28], так и связанного с боковым давлением глубинного диапира [31]. Применительно к проблеме формирования складчатости Куринской впадины рядом авторов допускается участие в этом процессе явлений глиняного диапиризма [4, 5]. Ни один из этих механизмов (если считать, что они действуют обособленно) не способен, однако, исчерпывающим образом объяснить весь комплекс особенностей структуры.

Так, *гравитационное соскальзывание*, понимаемое в форме объемного пластического течения, объясняет генезис вергентности и срыв поверхностного слоя. Однако этот механизм не дает ответа на вопросы, почему отсутствует соскальзывание к северу на северных крыльях структур и как возникают встречные (антитетические) надвиги, по которым происходит перемещение из впадин в сторону поднятий. Гравитационное соскальзывание не способно объяснить сжатие на глубине и возникновение сдвигового парагенезиса. Вместе с тем без привлечения гравитационного фактора нельзя вообще понять такие явления, как пространственная приуроченность надвигового парагенезиса преимущественно к крыльям, а сдвигового — к сводам крупных поднятий, а также изостатическое перераспределение глинистых пород. Очевидно, гравитационный фактор играл пассивную (стабилизирующую) роль в процессе деформирования.

Широко распространенное ныне представление о том, что главной причиной покровно-складчатых деформаций является *пододвигание* Закавказской плиты под Большой Кавказ, способно объяснить, помимо вергентности, еще и причину возникновения сжатия в глубинных горизонтах. Однако и это представление, взятое само по себе, наталкивается на ряд серьезных трудностей, прежде всего в отношении места для поддвига. Кровля эоцена, судя по имеющимся данным, в рассматриваемом районе нигде не погружается под мезозойские отложения. Ее геометрия совершенно иная — это субгоризонтальная или даже синклинирного типа поверхность, смятая в пологие складки (см. рис. 1, 2). Все отмечающиеся здесь разрывы имеют крутой наклон и, как уже говорилось, по ряду признаков похожи на сдвиги и сбросо-сдвиги, а не на надвиги. Сказанное не отрицает существования поддвиговой поверхности на более глубоком уровне, однако в этом случае она не представ-

ляет никакой ценности для объяснения срыва именно на границе олигоцена и эоцена и тем более выше.

Проявление *глиняного диапиризма*, если его понимать, вслед за А.Д. Архангельским, как процесс перераспределения пластичной толщи в процессе сжатия, несомненно в рассматриваемом районе. Более проблематична возможность диапиризма, связанного с инверсией плотности. Как показывают исследования физических свойств пород в скважинах, таковая действительно существует: майкопские глины имеют плотность 2,33—2,38, тогда как вышележащие отложения — 2,44—2,47 г/см<sup>3</sup> (данные Д.И. Гирсиашвили и др.). Однако для объяснения многих особенностей структуры района (генезис региональных сдвигов, единообразной вергентности; черты сходства деформаций с соседними районами южного склона Большого Кавказа) данный механизм не пригоден. Вместе с тем весьма вероятно инверсионный диапиризм на доорогенном этапе, когда он мог обусловить возникновение начального поднятия на месте нынешнего Чатминского антиклинория.

Направленное извне *горизонтальное сжатие* в наиболее полной мере способно объяснить структуру района, особенно его нижних горизонтов. Вместе с тем если допустить, что горизонтальное укорочение реализуется удлинением деформируемого объема только вверх, этого будет недостаточно для решения проблем возникновения структурной дисгармонии и вергентности. Затруднение не может быть преодолено и привлечением механизма выжимания покровов из корневых зон: в нашем случае срыв осуществляется внутри стратиграфического разреза (более молодые породы проскальзывают по более древним).

Полученные нами данные о наличии в пределах рассматриваемого района региональных сдвигов глубокого заложения, а также о резком изменении характера структуры в разных крыльях этих разломов позволяют предложить *новую модель происхождения дисгармоничной структуры*, учитывающую наиболее достоверные элементы предшествующих моделей и вместе с тем основанную на современном представлении о горизонтальном выдавливании масс в сторону менее сжатых участков [12, 13, 19, 28, 32]. Краткая суть ее заключается в следующем. Горизонтальное сжатие и изгибание фундамента Закавказской плиты привели к его скальванию и возникновению серии глубинных сдвигов (в данном районе преимущественно правых), прорезающих насквозь весь осадочный чехол. В северных, фронтальных частях сдвинутых блоков возникало повышенное сжатие, которое частично реализовывалось перетеканием материала в тыловую часть противоположного крыла сдвига. Это перемещение происходило в форме поверхностного надвигания, определившего возникновение двуслойной дисгармоничной структуры. В соседнем, сжатом крыле степень дисгармонии меньше, однако здесь возрастает вероятность пододвигания на глубине.

Рассмотрим подробнее данный механизм применительно к условиям рассматриваемого района. Согласно широко известной схеме Дж. Андерсона, во фронтальной части крыльев разрыва сжатие

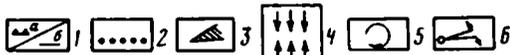
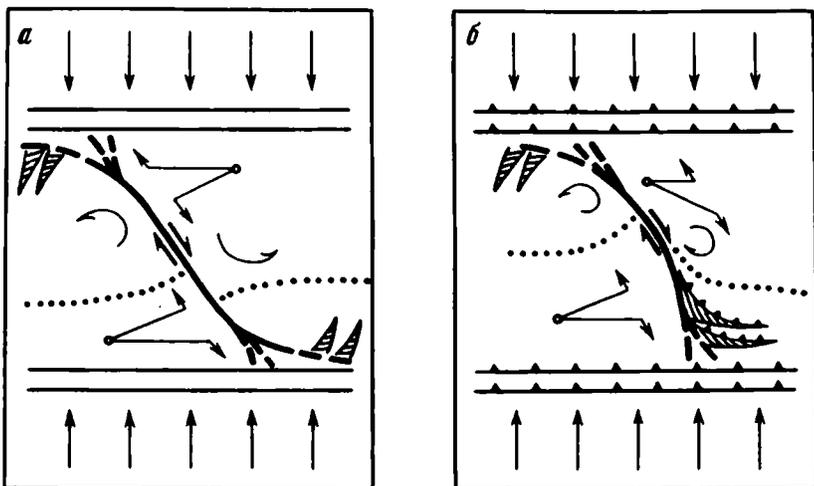


Рис. 8. Приспособление сдвигов и связанных с ними структур к условиям деформации  
 а — гравитационный градиент отсутствует; б — имеется гравитационный градиент, проявляющийся в вергентности

1 — структуры сжатия: а — с южной вергентностью, б — без выраженной вергентности; 2 — досдвиговой смещаемый элемент; 3 — структуры сжатия, компенсирующего сдвиговое перемещение; 4 — векторы сжатия главного поля напряжений; 5 — направление поворота крыльев сдвига; 6 — направление раскрытия структур растяжения в тылу смещаемого крыла

направлено параллельно сместителю, а в тыльной — поперек. В соответствии с этим на затуханиях сдвига могут формироваться поперечные складки и надвиги, постепенно погружающиеся по мере удаления от линии разрыва (рис. 8,а) [6, 12, 24]. В тыльной же части смещающегося крыла проявляется горизонтальное растяжение (или ослабленное сжатие), увеличивающееся по мере приближения к линии сдвига; кроме того, непосредственно рядом со сместителем здесь могут сформироваться структуры сжатия, параллельные последнему.

В конкретных условиях деформации эта картина способна искажаться. В частности, существенное значение, на наш взгляд, имеет наличие или отсутствие региональной вергентности (рис. 8,б; 9).

То крыло сдвига, которое смещается навстречу общему движению масс, сжимается в гораздо большей степени, чем противоположное. Кроме того, оно стремится развернуться вдоль складчатой зоны, и поэтому компенсирующие перемещение структуры сжатия именно здесь приобретает наиболее ярко выраженную поперечную ориентировку. Раздвиговые структуры, если они возникают, раскрываются к сдвигу. Все эти особенности деформации характерны только для верхней части данного крыла, вектор смещения которой в наибольшей степени противоречит гравитационному скашиванию

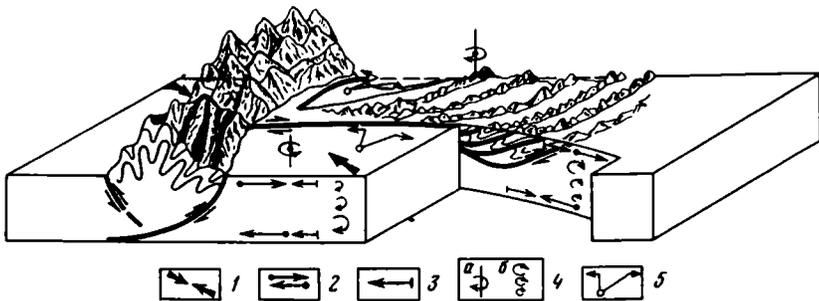


Рис. 9. Блок-диаграмма, иллюстрирующая различие характера деформаций в разных крыльях сдвига при наличии региональной вергентности

1 — направление главного сжимающего напряжения; 2 — сжимающие усилия в вертикальной плоскости; 3 — направление смещения крыла; 4 — направление поворота крыльев: *a* — в горизонтальной, *b* — в вертикальной плоскости; 5 — направление раскрытия структур растяжения в тылу сдвиговых крыльев

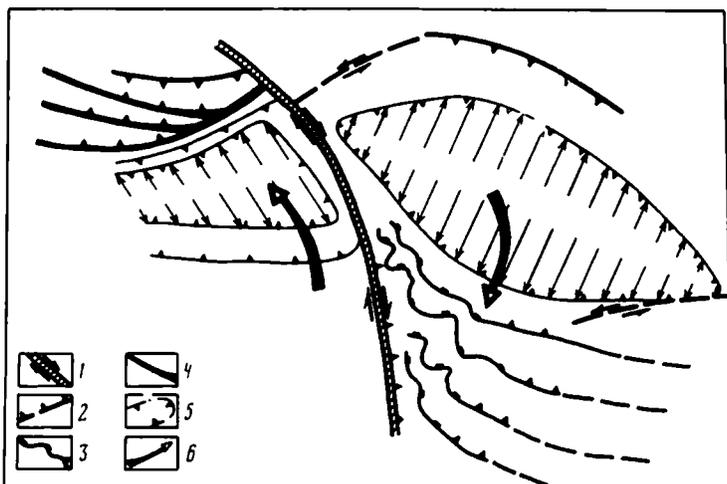


Рис. 10. Характерный структурный рисунок, возникающий в месте сочленения региональных сдвигов Закавказья с южным склоном Большого Кавказа

1 — региональный сдвиг; 2 — надвиги; 3 — покровы; 4 — разрывы шовного типа; 5 — раздвиговые впадины в тылу смешаемых крыльев; 6 — направления поворота крыльев

в вертикальной плоскости (см. рис. 9). Смещение же нижних горизонтов, напротив, в большей степени согласуется с последним. Из-за этого в нижнем этаже рассматриваемого крыла может происходить подвиг по субгоризонтальной поверхности.

Картина деформации крыла, смещаемого попутно региональной вергентности, оказывается прямо противоположной. Горизонтальное сжатие здесь увеличивается, наоборот, в нижнем этаже. Однако из-за большой литостатической нагрузки оно предпочтительно будет реализовываться сдвиговым полем напряжений. В верхней части данного крыла сжатие меньше, но зато усиливается надвига-

ние в сторону общей вергентности. В месте срыва покрова возникает раздвиговая впадина (рис. 9, 10), раскрывающаяся в данном случае в противоположную сторону от сдвига. Надвигающаяся часть крыла последнего разворачивается так, чтобы приблизиться к направлению регионального уклона. Вследствие этого поперек плоскости сместителя происходит как бы перекатывание покрова через сдвиг. Структуры горизонтального укорочения, компенсирующие надвигание крыла, ориентированы в соответствии с общим структурным планом, никаких поперечных структур при этом не возникает.

Таким образом, суммарный эффект перемещения каждого из крыльев сдвига принципиально неодинаков. Для крыла,двигающегося навстречу вергентности, — это сужение и одновременное увеличение степени сжатия складчатой зоны, некоторое ее продольное удлинение, а также поддвиг в нижней части крыла. Кинематический эффект соседнего крыла сдвига прямо противоположен: он заключается в поперечном разваливании складчатой зоны, ее расширении и надвигании в сторону регионального уклона. В первом случае возникает недостаток пространства и может заметно нарушиться изостатическое равновесие, в другом же, наоборот, изостатическое равновесие должно восстанавливаться. Именно в последнем случае резко увеличивается степень дисгармонии и возникает обращенный рельеф поверхностных и глубинных горизонтов.

Приведенные рассуждения можно отнести и к проблеме генезиса покровов южного склона Большого Кавказа. Согласно современной точке зрения, они возникли за счет поддвига и выжимания материала вверх из корневой зоны [1, 8, 9, 11]. По нашему мнению, в этом процессе существенную роль играет и выжимание материала по латерали.

В связи с этим отметим характерный, неоднократно повторяющийся структурный рисунок (см. рис. 10). Центральный его элемент — региональная правосдвиговая зона северо-западного (в целом) простирания, протягивающаяся к южному склону Большого Кавказа из Закавказья. Таковы Ленгербиз-Сальянская и Сомхито-Кафанская зоны, а также северное продолжение последней — Сагурамо-Чатминская зона. На севере они приобретают более близкое к широтному направление и разветвляются. Во фронтальной части западного крыла сдвиговой зоны наблюдаются сильно сжатые подобные складки, субвертикальные чешуи, кливаж; встречаются северовергентные складки и надвиги. Простирание структур в таких участках становится широтным или даже восток-северо-восточным, они довольно резко сочленяются со сдвигом. В этих же местах наблюдаются выходы нижних горизонтов разреза Закавказской плиты (Дзиркульский массив, Коринтская чешуя, Вандамский антиклинорий) и ограничивающих их с севера разрывов шовного типа. Характерны тесная сближенность и тектоническое выклинивание структурно-фациальных зон. Южный склон резко сужается, зато становится круче и сопровождается новейшими разломами, здесь же отмечается повышенная сейсмичность (Шемахинский сейсмоопасный район). Все это свидетельствует о резком недостатке пространства.

Прямую противоположность представляет строение восточных крыльев сдвигов. Ширина южного склона здесь резко увеличивается за счет появления относительно более слабо деформированных, но зато с несомненными признаками надвигания (ярко выражена обычная для Кавказа южная вергентность и др.) покровных пластин. Последние смяты в гребневидные складки и наслаиваются друг на друга в виде субгоризонтальных ступеней. Характерные районы такого типа — Кобыстан и Южная Кахетия. Чрезвычайно характерно перехлестывание покровов через сдвиги, выраженное в их субпараллельности и подтвержденное буровыми данными. Таким образом, структуры сжатия приобретают здесь почти меридиональное простирание, но по мере удаления от сдвига постепенно приобретают общекавказскую ориентировку.

Отмеченные особенности можно объяснить только одним механизмом: выжиманием осадков из лобовых частей сдвигаемых блоков в сторону отстающего крыла. Следовательно, покровы перемещались посредством надвигания к югу (относительно Большого Кавказа). Однако исходный материал шарьяжей выжимался в процессе направленного к северу поддвига западных крыльев сдвигов.

Полученные выводы о происхождении покровов южного склона Большого Кавказа позволяют высказать мнение о генезисе Алазано-Агричайской и Бадиаурско-Качретской межгорной впадин. Можно предполагать, что они возникли в результате локального растяжения, связанного с изгибанием к югу и надвиганием Гомборской и Ширакско-Аджиноурской складчатых дуг (что в свою очередь было вызвано выжиманием материала из контрфорса смещенного к северу Малокавказского блока).

### **ПРОГНОЗ ПОДНАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ УЧАСТКОВ, СЛАБО ИЗУЧЕННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКОЙ И БУРЕНИЕМ**

В предыдущих разделах статьи были разобраны признаки "прочечивания" на поверхности погребенных локальных поднятий. Выявленные закономерности пространственных соотношений структур надвигового и поднадвигового комплексов позволили составить прогнозную схему (рис. 11) для более обширной территории, включающей, помимо района междуречья Куры—Иори, также и восточную часть Карталинской впадины и западную — Аджиноурской складчатой зоны. Две последние территории весьма слабо изучены геофизически и в их пределах почти отсутствуют глубокие скважины. Весьма неоднородно изучена и территория междуречья Куры—Иори, где в некоторых местах (Качретская и Ширакская впадины, район восточного продолжения Гомборского хребта) налицо явный недостаток буровых и геофизических данных. Поэтому полученные нами выводы, как представляется, могут быть полезны при разработке рекомендаций для поиска региональных зон погребенных поднятий.

В пределах Карталинской впадины перспективными на поиски нефти в эоцене могут являться только северный и южный борта, где присутствуют палеогеновые осадки. К погребенному продолжению Дируль-

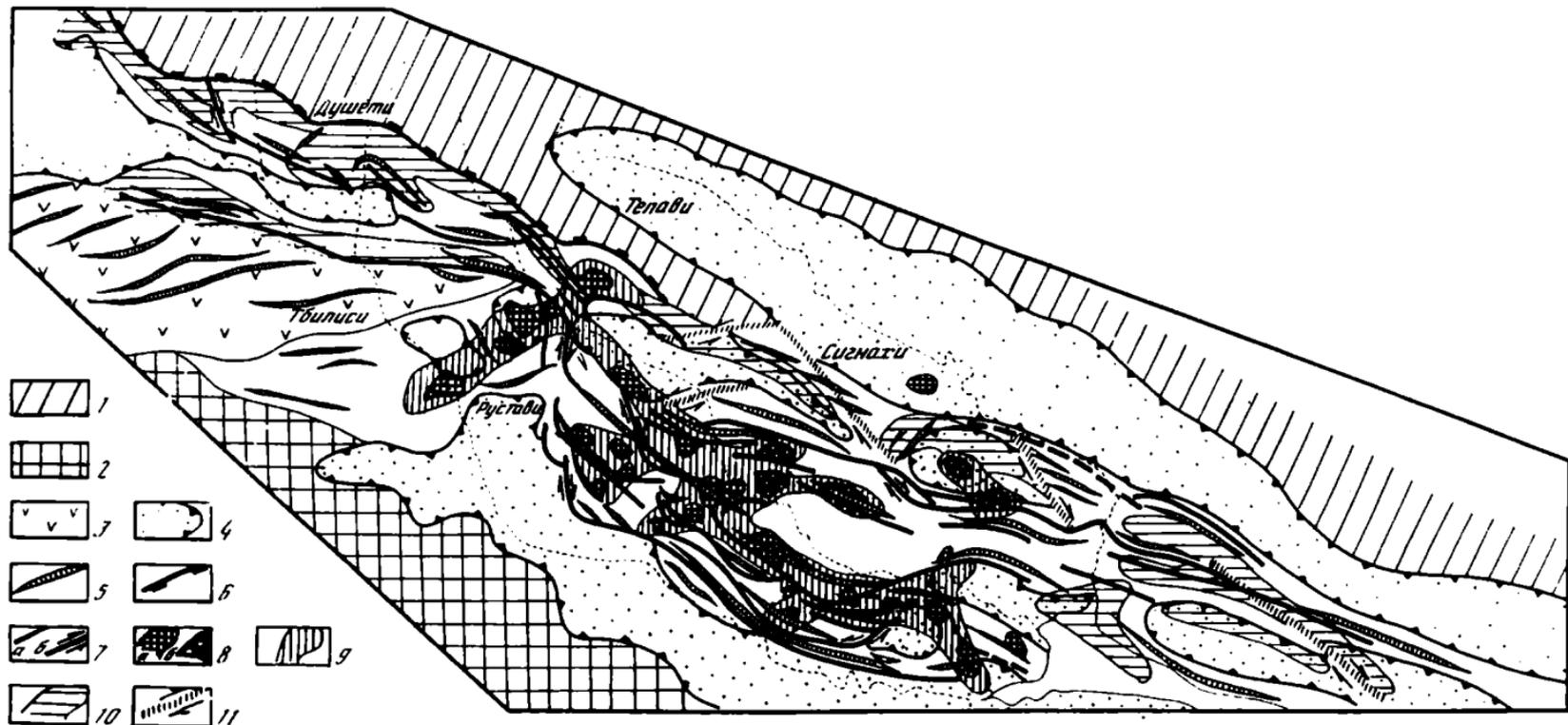


Рис. 11. Схема тектонического районирования поднадвигового деформационного комплекса Среднекуринской впадины

1 — покровы южного склона Большого Кавказа; 2 — Малый Кавказ; 3 — Аджаро-Триалетская складчатая зона; 4 — позднеорогенные впадины; 5 — оси антиклинальных складок; 6 — Орхевский надвиг; 7 — прочие разрывы: а — надвиги и взбросы, б — сдвиги; 8 — локальные поднятия поднадвигового комплекса, выраженные: а — в эоцене, б — в миоцене; 9 — зоны приподнятого залегания поднадвигового деформационного комплекса; 10 — зоны предполагаемого приподнятого залегания поднадвигового деформационного комплекса; 11 — зоны сдвиговых деформаций

ского массива последние выклиниваются, и здесь неогеновые молассы ложатся сразу на мезозой (данные Р.М. Зиракадзе, Д.Ю. Папава, Т.Г. Сванидзе). Внутренняя структура впадины в существенной мере определяется правыми сдвигами. Прослеживающаяся сюда с Малого Кавказа широкая зона правостороннего сдвигания [13, 24], в главной своей части имеющая простираение от меридионального до северо-западного, здесь расщепляется на несколько ветвей, расходящихся в виде веера примерно от Патардзеульской перемычки. Ориентировка этих ветвей меняется от север-северо-западной на востоке (Красногорская, Гомборско-Сагареджинская зоны) до запад-северо-западной и даже широтной на западе (Сурамско-Гокишурский разрыв, где сжатие и надвигание сочетались с почти продольным правосторонним смещением — [8, 13] и данные Л.В. Башелишвили). С одним из правых сдвигов связано новейшее поднятие Дзирульского массива, имеющее в целом поперечную ориентировку, тогда как Карталинская впадина, в особенности ее западная — Тирфонская — мульда, скорее всего, является присдвиговой впадиной (это подтверждается ее углублением к северо-востоку, т.е. к сдвигу). Напрашивается определенная аналогия с парой несколько более крупных присдвиговых структур, связанных с Талассо-Ферганским разломом: Чаткало-Кураминской мегантиклиналью и Ферганской впадиной.

В подобной структурной обстановке наиболее перспективным представляется южный борт впадины, около которого развиты системы эшелонированных складок. Представляет интерес также и северо-западный борт впадины, где, во-первых, имеются представленные в благоприятных песчаных фациях эоценовые и майкопские отложения (отсутствующие или редуцированные на продолжении Дзирульского массива) и, во-вторых, присутствуют компенсирующие горизонтальные смещения по сдвигам складки северо-восточного простираения. Северо-восточный борт впадины, хотя там есть благоприятные в литологическом отношении горизонты, представляется нам менее всего перспективным на поиски в эоценовой толще из-за очень большой мощности моласс и сильного надвигания. В районе широтного отрезка Орхевского сдвига-надвига, к югу от Душети, возможно некоторое уменьшение последнего.

В центральной части Карталинской впадины обращает на себя внимание серия складок северо-восточного простираения, присутствующих во фронтальной части западного крыла Лелубанского правого сдвига. Однако разрез подмолассовых отложений здесь пока неизвестен, не исключено отсутствие или сильное сокращение мощности палеогена. Как и в рассматривавшемся нами детально районе между речья Куры—Иори, в Карталинской впадине проявляется накатывание к северу некоторых мульд — Мухранской и Эрцойской. Это позволяет предполагать наличие локальных поднятий под их северными бортами.

В слабо изученной геофизически северной части Ширакско-Аджиноурской складчатой зоны (Качретская впадина, восточное продолжение Гомборского хребта, хребет Дашюз) весьма вероятно наличие про-

тяженной зоны поднятий, надстраивающей к востоку Самгори-Ниноцминдскую антиклинальную цепь. Она выделяется на основании имеющихся данных сейсморазведки о далеком продолжении на восток Манавского поднятия (при постепенном его погружении), а также широкого развития здесь наложенных впадин (Качретская, Ширакская и др.), возникших в результате отжимания со сводов глубинных структур пластичных майкопских глин. Около г. Цители-Цкаро и в западной части хребта Дашюз присутствуют складки северо-восточного простирания, приуроченные к затуханиям правых сдвигов. Выше уже не раз приводились аргументы в пользу того, что многие структуры такого типа обладают корнями в поднадвиговом комплексе.

В пределах Аджиноурской складчатой области сдвиговый парагенезис проявляется слабо. Присутствующие здесь антиклинальные складки резко асимметричны и имеют огромную (до 200 км) протяженность. По всем признакам они напоминают структуры типа чешуй и скорее всего являются бескорневыми. Это означает, что поднадвиговой комплекс здесь деформирован слабо и либо полого погружается к осевой зоне впадины, либо имеет обратные структурные соотношения с поверхностными складками. Здесь так же, как и в соседних районах, отмечается трансгрессивное накатывание синклиналей на север, поэтому в соответствующих зонах возможно уменьшение мощности пластичных пачек. По данному признаку можно предполагать некоторое воздымание поднадвигового комплекса (в данном случае, скорее всего, кровли сармата) в северных частях Аджиноурской и ей подобных изометричных в плане депрессий.

Локальный подъем поднадвигового комплекса можно ожидать в районе хребта Камыкая. По данным дешифрирования космических снимков, аэровизуальных наблюдений и анализа геологических карт здесь обнаружена Центрально-Аджиноурская правосдвиговая зона, пересекающая по диагонали всю складчатую систему аджиноурских предгорий. Она выражена линсаментом северо-западного простирания, в западном крыле которого наблюдается увеличение количества складок в пределах Дашюзского антиклинория, появляется северная вергентность. На юге, в междуречье Турианчая—Геокчая, коленообразно изогнута самая южная антиклинальная цепь. Локальные поднятия могут быть обнаружены как вдоль простирания сдвига, так и в районе его северного затухания, где антиклиналь Камыкая приобретает широтную ориентировку. Отделяющая ее от Дашюзской антиклинали овальная Сарыджинская впадина напоминает Ширакскую, здесь возможно вторичное утонение мощности глинистых пачек. Западное крыло сдвига во фронтальной части в целом довольно сильно приподнято, именно в этом районе вдоль хребта Дашюз появляется выход эоценового олистодрома, включающего блоки верхнеюрских известняков.

Другой участок возможного подъема поднадвигового комплекса находится западнее, где резкое сочленение в виде "входящего угла" образуют дугообразно изогнутая Коджашенская антиклиналь и Аджиноурская складки.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы, изложенные в настоящей статье, позволяют сделать вывод, что по данным изучения ряда особенностей поверхностного геологического строения и неотектоники можно прогнозировать структуру поднадвигового комплекса. Главные из полученных результатов сводятся к следующему.

1. Отмечается уменьшение мощности глин верхнего эоцена — нижнего миоцена над крупными зонами погребенных поднятий, которое связано с особенностями седиментации или с деформационным отжиманием, или с тем и другим одновременно. Неогеновые осадки, напротив, склонны утолщаться в местах уменьшения мощности верхнего эоцена — майкопа, т.е. над зонами поднятий поднадвигового комплекса.

2. Особенности размещения погребенных структур в существенной мере предопределены локальными неоднородностями поля напряжений, которые можно выяснить, применяя структурно-парагенетический анализ. По типу соотношений с поверхностными деформациями можно выделить глубинные поднятия, развивающиеся в обстановках сжатия и растяжении поверхностных горизонтов. В обстановке сжатия формировались складки от широтного до северо-восточного простирания, возникшие в результате перемещения на север блоков, ограниченных сдвигами. Для структур такого рода характерен близкий к прямому тип соотношений глубинных и поверхностных горизонтов, повышенная сжатость поперечного профиля, часто северная вергентность. В обстановке поверхностного растяжения формируются складки двух типов: а) близкой к линейной конфигурации, возникающие под северными крыльями продольных депрессий из-за диапирного перетекания глинистых толщ в сторону соседних антиклинальных зон, обусловленного изостатически сбалансированным горизонтальным сжатием; б) брахиоморфные и куполовидные поднятия, приуроченные к поперечным грабенообразным впадинам в месте наибольшего изгиба и растяжения структур дуг. В целом в районе преобладает обратный тип соотношений сводов поверхностных и глубинных складок.

3. Если в пределах рассматриваемой территории сравнивать области проявления надвиговой и сдвиговой тектоники, то вторые оказываются более благоприятными для поиска зон глубинных поднятий, так как сдвиги вертикальны и эвриструктурны — могут проявляться в разных деформационных этажах и "просвечивать" на поверхности. Наиболее крупные сдвиговые зоны примерно совпадают на поверхности и в глубине. Поскольку сдвиги в обстановке сжатия выражены в целом приподнятыми линейными и кулисными зонами, они представляют большой интерес для поиска зон глубинных поднятий.

4. При применении неотектонического анализа для рекогносцировки глубинной структуры следует ориентироваться на поиск активно воздымающихся участков — в пределах депрессий и локально погружающихся участков, в особенности поперечных — в пределах

складчато-надвиговых хребтов. Конкретное ландшафтное выражение поднадвиговых структур весьма разнообразно. Неотектонические исследования дали важный материал для обнаружения в пределах рассматриваемой территории сдвигов, структур горизонтального растяжения.

5. Установленные признаки проявления на поверхности глубинных поднятий позволили составить прогнозную схему для соседних, значительно более слабо изученных территорий Карталинской впадины и Аджиноурских предгорий (см. рис. 11).

6. Материал изучения структуры рассматриваемого района позволил разработать модель проявившихся в его пределах тектонических деформаций. Согласно этой модели, структурная дисгармония и тектонические покровы возникают в результате горизонтального выжимания осадков из лобовых частей блоков, сдвигаемых к северу навстречу общей вергентности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А., Беридзе М.А., Кипиани Я.Р. и др. Проблемы альпийской геодинамики Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 55—61.
2. Артемьев М.Е., Голланд В.Э., Ниаури Г.А. Новые данные по изостазии Кавказа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. N 2. С. 3—15.
3. Баженов М.Л., Буртман В.С. Происхождение структурной дуги Малого Кавказа // ДАН СССР. 1987. Т. 293, N 2. С. 416—419.
4. Булейшвили Д.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности межгорной депрессии Восточной Грузии. М.: Гостоптехиздат, 1960. 239 с.
5. Булейшвили Д.А., Эбралидзе Т.П., Охромчедлидзе Д.П. Роль неотектонических движений в формировании залежей нефти и газа в пределах Прииорского поднятия Гарс-Кახетии // Геология нефти и газа. 1981. N 12. С.31—34.
6. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5—34. (Тр. ГИН СССР; Вып. 83).
7. Вассоевич Н.Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье // Зап. Всесоюз. Минерал. О-ва. 1940. Т. 69, вып. 2/3. С. 395—417.
8. Гамкрелидзе И.П., Гиоргибиди Т.В. Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 35—39.
9. Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 81 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 57).
10. Григорьянц Б.В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе // Геотектоника. 1982. N 4. С. 42—53.
11. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. N 5. С. 94—106.
12. Копп М.Л. Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, N 2. С. 14—28.
13. Копп М.Л. Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Carp.-Balc. Geol. Assoc., XIIIth Congr., Proceed. reports. 1985. Part 1. P. 298—302.
14. Копп М.Л., Блюмкин Е.И., Курдин Н.Н. Региональные сдвиги Ширакско-Аджиноурской складчатой зоны Закавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 4. С. 14—28.
15. Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднemasштабных структурных карт складчатых областей // Принципы тектонического районирования. М.: Наука, 1972. С. 15—24.
16. Макаров В.И., Трифионов В.Г., Щукин Ю.К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках // Геотектоника. 1974. N 3. С. 114—132.

17. Мамедов А.В. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Баку: Элм, 1973. 193 с.
18. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
19. Милеев В.С. К проблеме выделения интерференционной складчатости // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1977. N 6. С. 3—19.
20. Николаев П.Н. Напряженное состояние и механизм деформации земной коры Альпийской складчатой области // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. N 11. С. 65—79.
21. Ованесов Г.П., Красовский А.М., Копп М.Л., Блюмкин Е.И. Особенности прогноза нефтегазоносности локальных объектов в эффузивно-осадочных отложениях Восточной Грузии // Методы прогноза нефтегазоносности локальных объектов. М., 1968. С. 86—92.
22. Пазинич В.Г., Пономаренко С.А., Филиппович В.Е. Аэрокосмогеологические исследования в Притбилисском нефтеносном районе // Поиски нефтяных и газовых месторождений. М., 1986. С. 108—116.
23. Папава Д.Ю. Геологическое строение восточной части Тriaлетского хребта (в связи с перспективами нефтегазоносности): Автореф. ... дис. канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1956. 27 с.
24. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенных областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. 1973. Вып. 5. С. 57—108.
25. Ренгартен В.П. Общий очерк тектоники Кавказа // Тр. XVII сес. МГК. М., 1937. Т. 2. С. 415—427.
26. Сепашвили О.А. Тектоника и нефтегазоносность Гаре-Кахети: Автореф. ... дис. канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1979. 24 с.
27. Талалаев В.Д. Тектоника и нефтегазоносность глубокозалегающих толщ мезозоя Терско-Каспийского прогиба // Тр. Севкавказнефть. 1980. Вып. 33. С. 33—42.
28. Трифионов В.Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. N 11. С. 54—64.
29. Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. N 4. С. 3—13.
30. Чичуа Г.К. Особенности тектоники Горной Кахетии в связи с ее нефтегазоносностью: Автореф. ... дис. канд. геол.-минерал. наук. М., 1975. 25 с.
31. Шолто В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
32. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision // Science. 1975. Vol. 189, N 8. P. 419—426.

УДК 551.242.3

*М.Г. Леонов*

## **СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ**

### **ВВЕДЕНИЕ**

Южный Тянь-Шань представляет собой юго-западную часть Урало-Монгольского пояса. На севере по Южно-Ферганскому и Иньльчекскому разломам он граничит с более древними структурами Среднего Тянь-Шаня, на юге — с древними кристаллическими массивами Тарима—Южного Гиссара и структурами Памира. Образование структурного плана области происходило в герцинское время, и в позднем палеозое возникла покровно-складчатая зона со сложным

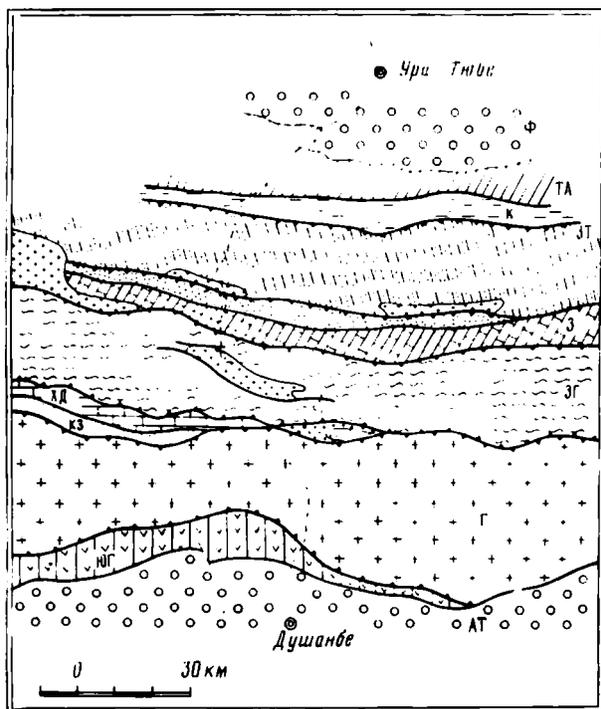


Рис. 1. Основные структурно-формационные зоны Южного Тянь-Шаня (Центрально-таджикский сектор).

Ф — Ферганская впадина; зоны: ТА — Туркестано-Алайская, К — Курганакская, ЗТ — Зеравшано-Туркестанская, З — Зеравшанская, ЗГ — Зеравшано-Гиссарская, АД — Хазрет-Дукдонская, КЗ — Каракуль-Зиддинская, Г — Гиссарская, ЮГ — Южно-Гиссарская; АТ — Афгано-Таджикская впадина. Пунктиром показана дорога Душанбе—Ленинабад, остальные объяснения в тексте

и неоднородным строением. Именно эти сложность и неоднородность вызвали появление различных представлений о закономерностях геотектонического развития Южного Тянь-Шаня. Некоторые исследователи [4, 5, 19] придерживаются концепции преобладания вертикальных движений блоков земной коры, другие геологи [2, 13, 16 и др.] связывают образование структуры Южного Тянь-Шаня с горизонтальными перемещениями и трактуют его современную структуру как единый пакет залегающих друг на друге тектонических покровов (протяженных пластин относительно небольшой толщины). В то же время изучение тектонического строения Южного Тянь-Шаня показывает [9, 10, 20, 21, 29], что вопрос этот не может быть решен столь упрощенно.

В структуре Южного Тянь-Шаня выделяется по крайней мере три типа зон с различным тектоническим стилем и формационным выполнением. Первый тип представлен складчатыми зонами антиклинорного строения с крутыми залеганиями пластов и осевых плоскостей складок, осевым кливажом и общим антивергентным строением. Для

второго типа характерны синклинирное строение, надвиги и тектонические покровы, лежачие складки, структуры пластического течения и сланцеватость, субпараллельные первичному положению напластования горных пород. Третий тип — это узкие шовные зоны с субвертикальным залеганием пластов, будиначем, сдвиговыми деформациями и пластическим течением масс вдоль простирания складчатой области. Мы рассмотрим структурно-тектонические элементы с различным стилем строения на пересечении покровно-складчатого сооружения Южного Тянь-Шаня в полосе между 68° и 69° восточной долготы (рис. 1).

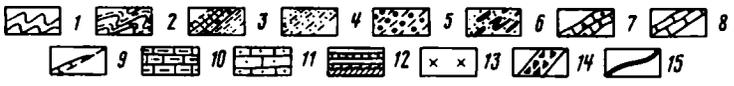
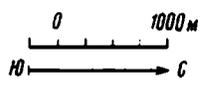
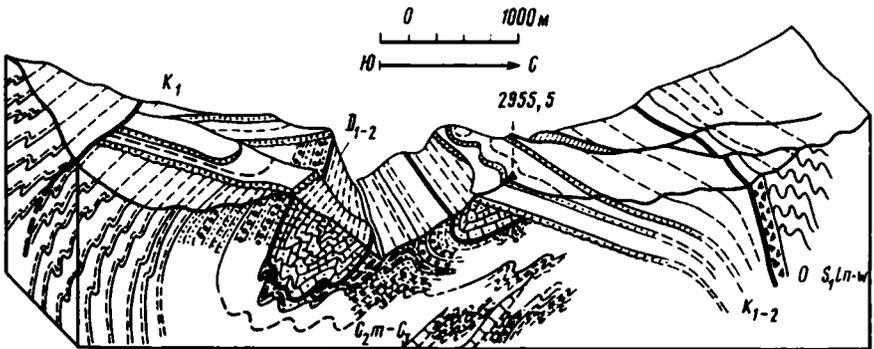
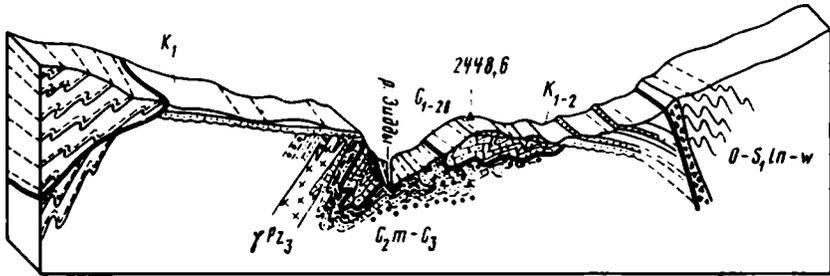
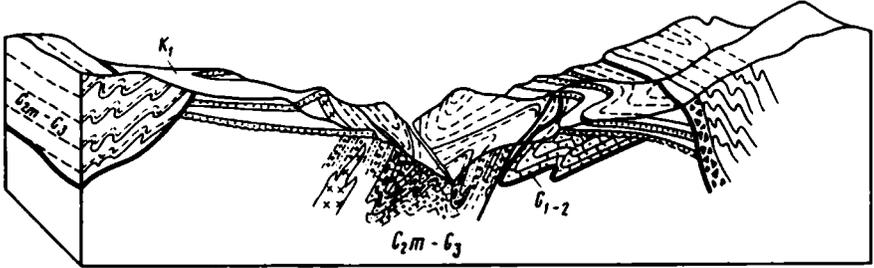
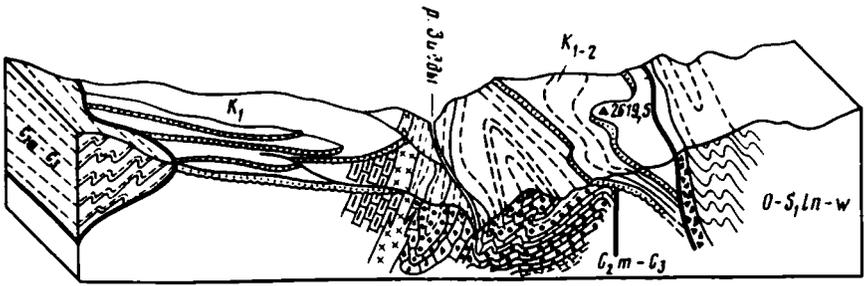
### КАРАКУЛЬ-ЗИДДИНСКАЯ ЗОНА

Каракуль-Зиддинская тектоническая зона протягивается в широтном направлении в соответствии с общим простираем структур Южного Тянь-Шаня и занимает в западной части района северный, а в восточной — южные склоны Гиссарского хребта. Тектонический стиль зоны определяется серией надвигов и покровов, наклоненных во встречном направлении, сложноскладчатой структурой флишевых и молассовых отложений центральной части зоны и наличием двух структурных ярусов. Нижний структурный ярус сложен породами палеозойского возраста, верхний — породами мезозоя и кайнозоя. С юга Каракуль-Зиддинская зона ограничена надвигом, по которому на отложения зоны надвинуты граниты Центрально-Гиссарского батолита и палеозойские породы Гиссарской зоны. С севера эта зона ограничена поверхностью надвига Зеравшано-Гиссарской (Ягнобской) зоны. Надвиги сопровождаются зоной (до 100 м) брекчирования, тектонического расчешуивания и милонитизации. Поверхность надвигов волнистая, углы падения от 30—40° до 70—80°. Максимальная ширина зоны 5—7 км, по простираению она меняется и в местах схождения северного и южного надвигов зона выклинивается. Выклинивание (схождение надвигов) наблюдается в наиболее высоко гипсометрически расположенных участках зоны. Таким образом формируется как бы четкообразный рисунок зоны. Нами были изучены две "четки", которые в современном рельефе соответствуют Зиддинской и Каракульской впадинам.

Зиддинская впадина. Она выполнена флишондными и молассовыми толщами верхнего палеозоя с телами хаотических брекчий, которые перекрыты мелководными и континентальными отложениями

Рис. 2. Тектоническая структура Зиддинской котловины

1 — доломиты, известняки, зеленые сланцы; 2 — глинистые сланцы, песчаники, известняки (Майхуринская свита); 3 — глинистые сланцы, песчаники, прослой оползневых брекчий; 4 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 5 — песчаники, конгломераты; 6 — глинисто-песчаные толщи хаотического строения; 7 — карбонатные брекчии; 8 — прослой пелитоморфных, шламовых и водорослевых известняков; 9 — пластины известняков (олистоплаки) в песчано-сланцевом матриксе; 10 — мраморы; 11 — известняки девона и нижнего карбона; 12 — трансгрессивное залегание отложений мезозоя, маркирующие горизонты; 13 — дайки гранодиоритов; 14 — зона тектонического брекчирования; 15 — разломы



мезозоя и кайнозоя. Отметим главные черты, определяющие тектонический стиль зоны (рис. 2).

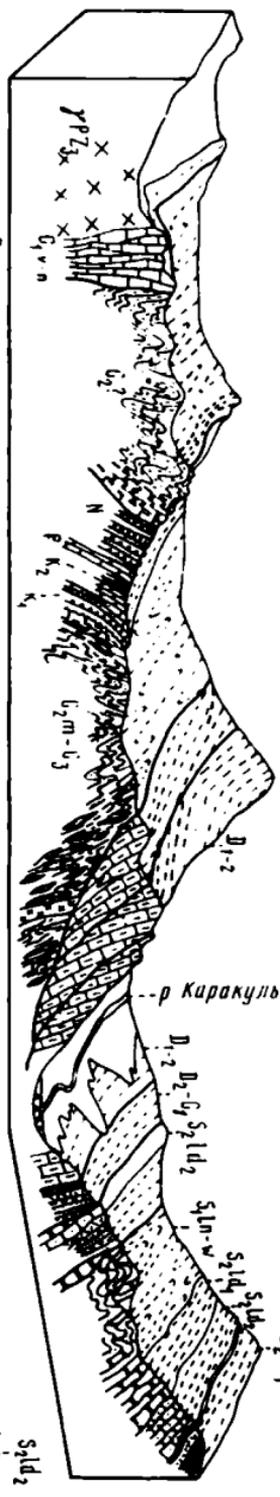
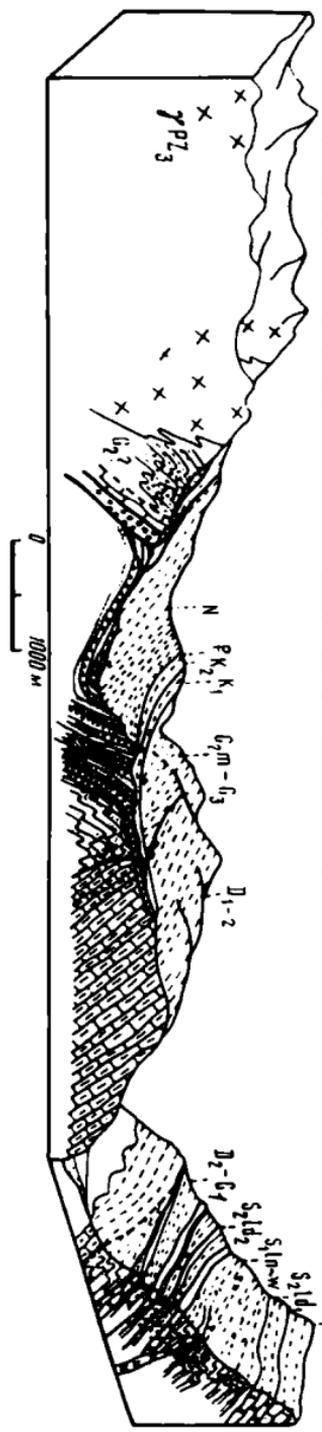
Палеозойские образования центральной части впадины формируют крупную синклиналь с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями, что создает ложную картину антиклинорного строения. Из южного запрокинутого крыла развивается надвиг, по которому нижние горизонты палеозойского разреза впадины тектонически перекрывают мезозойские отложения. Мегасинклиналь осложнена двумя асимметричными синклинальными складками второго порядка с запрокинутыми южными крыльями. Синклинали разделены сжатой гребневидной антиклиналью. Оси складок ориентированы в направлении запад-северо-запад—восток-юго-восток, несколько косо к генеральному простиранию структуры. Крупные складки осложнены более мелкими, либо приуроченными к замкам крупных пликативных структур, либо осложняющими напластование тонкослоистых песчано-глинистых и карбонатных пород. В ядрах крупных синклиналей расположены карбонатные массивы, которые представляют собой дислоцированные останцы тектонических покровов или гигантские олистоплаки. Палеозойские отложения долины р. Зидды принадлежат категории хаотических комплексов типа гравитационных и тектоногравитационных микститов. Их образование связано с массовым развитием обвально-оползневых процессов, обусловленных в значительной мере разрушением конседиментационных тектонических покровов, которые в современном срезе слагают ядра синформ.

Мезозойские отложения залегают на сложноскладчатых породах верхнего палеозоя с резким угловым несогласием. Они представлены угленосной толщей нижней—средней юры, которая трансгрессивно перекрыта красноцветами нижнего мела. Выше следуют верхнемеловые и палеогеновые известняки, глины и гипсы. Венчается разрез мощной толщей красноцветных песчаников и конгломератов олигоцена—неогена. Структура мезозойских и кайнозойских отложений представляет собой пологую, наклоненную к северу моноклинали. В узкой приразломной зоне вдоль северного обрамления впадин углы наклона слоев резко увеличиваются, возникают крупноамплитудные складки, появляются небольшие срывы надвигового типа. В горизонтах гипсов проявлены следы пластического течения. Песчано-конгломератовая толща олигоцена—миоцена образует в зоне северного контакта крупные асимметричные складки. Наибольшее усложнение структуры мезозойско-кайнозойских толщ наблюдается

Рис. 3. Тектоническая структура Каракульской впадины

1 — четвертичные отложения; 2 — конгломераты и песчаники миоцена; 3 — известняки, глины, мергели верхнего мела—палеогена; 4 — песчаники, конгломераты, брекчии нижнего мела; 5 — верхнепалеозойский флиш; 6 — глинистые сланцы, песчаники, известняки муринской свиты; 7 — известняки карбона; 8 — кремни, туфоалеволиты, песчаники и сланцы среднего девона — нижнего карбона; 9 — известняки нижнего—среднего девона; 10 — доломиты нижнего лудлова; 11 — известняки верхнего лудлова; 12 — доломиты, известняки, кварциты лландовери—венлока; 13 — туфобрекчии неясного возраста; 14 — зона тектонического брекчирования; 15 — гранитоиды Гиссарского батолита; 16 — разломы

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16



в районах западного и восточного замыкания впадины, в зоне, где молодые отложения тектонически перекрыты сходящимися надвигами. В этих местах отложения вздернуты, имеют субвертикальное залегание, запрокинуты; отложения центральной части впадины практически не затронуты тектоническими деформациями.

**Каракульская впадина.** При движении на запад Зиддинская впадина выклинивается (задавливается) между северным и южным надвигами — образуется так называемая структура тектонического сшивания [12]; затем надвиги расходятся, и на поверхности вновь появляются образования Каракуль-Зиддинской зоны. Эта более западная часть зоны соответствует Каракульской впадине, общее тектоническое строение которой сходно с таковым Зиддинской впадины (рис. 3).

Центральную часть района слагают отложения верхнепалеозойского флиша с прослоями конгломератов и брекчий и погруженными в основную массу пластинами известняков карбона, девона и силура(?). Флишевые толщи смяты в мелкие складки, образующие веерообразную (раскрывающуюся книзу) структуру. В южной и северной частях области распространения флиша породы раздроблены, развальцованы, пласты песчаников будинированы и разорваны. Флиш в этих зонах превращен в тектоническую смесь (осадочный меланж). Северный участок меланжированного флиша приурочен к надвигу, по которому флиш перекрыт карбонатными разрезами Хазрет-Дукдонской зоны. Углы наклона разрыва от 60—70° и до 30—40°. Карбонатные массивы Хазрет-Дукдонской зоны структурно соответствуют тектоническим покровам известняков девона и карбона, слагающих ядра синформ в Зиддинской котловине.

Мезозойско-кайнозойские отложения залегают на палеозойских толщах трансгрессивно и с большим угловым несогласием. Они образуют асимметричную синклиналь с запрокинутым и срезанным разломом южным крылом. Северное крыло пологое, почти горизонтальное, но при движении к центру структуры происходит резкий флексуорообразный перегиб, и пласты принимают почти вертикальное положение. Вдоль южного ограничения в породах неогена также фиксируются флексуорообразные перегибы пластов и пологие малоамплитудные срывы. В центральной части области распространения молодых толщ внутренние деформации практически отсутствуют.

Таким образом, в пределах Каракуль-Зиддинской зоны верхний и нижний структурные ярусы резко отличаются по интенсивности деформаций. Нижний представлен интенсивно дислоцированными породами палеозоя; верхний, сложенный юрскими—миоценовыми отложениями, испытал относительно незначительную деформацию. Морфология и ориентация структур показывает, что их формирование шло в условиях внешнего по отношению к Каракуль-Зиддинской зоне поперечного сжатия, обусловленного движением масс в обрамляющих зону областях. Интенсивное сжатие палеозойских толщ Каракуль-Зиддинской зоны находит объяснение с позиции общего поперечного сокращения пространства всей складчатой области, основной этап которого приходится на поздний палеозой. Об этом свиде-

тельствует весь комплекс структурно-тектонических соотношений в пределах Южного Тянь-Шаня [2, 5, 9, 10, 16 и др.].

В то же время необходимо обратить внимание на две особенности: 1) современные впадины, выполненные отложениями мезозойского и кайнозойского возраста, пространственно наследуют области позднепалеозойских флишевых прогибов; 2) при значительном размахе вертикальных движений горизонтальное сжатие, выраженное в структуре молодых толщ, на новейшем этапе невелико и приводит к деформации только краевых частей впадин.

Эти две особенности заставляют наряду с общим субмеридиональным сжатием всей системы Южного Тянь-Шаня искать механизм формирования тектонических структур, которые локально проявляются в альпийское время и приводят к деформации горных пород лишь в прибортовых частях зоны. Что касается задавливания зоны с юга, то вопрос этот трудно решить однозначно; возможно, заложение впадин связано с перетеканием магматических масс и формированием Гиссарского батолита в позднем палеозое [1] и гравитационным разваливанием гранитного массива на новейшем этапе. Подчеркиваю, что эти механизмы действовали на фоне общего поперечного сокращения пространства. Задавливание Каракуль-Зиддинской впадины с севера обусловлено иным механизмом, к рассмотрению которого мы перейдем при описании структуры Ганза-Чимтаргинского массива, расположенного непосредственно севернее Каракуль-Зиддинской зоны.

### ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКИЙ МАССИВ

Этот массив является составной частью Зеравшано-Гиссарской тектонической зоны. В строении массива принимают участие три литостратиграфических комплекса, образующие первично непрерывный разрез.

Нижний — вулканогенно-терригенный метаморфизованный литостратиграфический комплекс (рифей? — нижний силур) залегает в основании разреза и представлен мощной (до 2,5 км) серией горных пород разнообразного состава. Главную массу составляют различные разновидности зеленых сланцев, сформированных по вулканогенным породам основного (реже среднего и кислого) состава, по терригенным породам (гравелитам, песчаникам, алевролитам), по глинистым сланцам и кремнистым образованиям.

Средний — карбонатный литостратиграфический комплекс (верхний силур — эйфельский ярус среднего девона) сложен толщей (более 2 км) известняков и доломитов, среди которых основной объем занимают рифогенные образования.

Верхний — кремнисто-терригенный литостратиграфический комплекс (средний девон — верхний? карбон) представлен двумя разнородными сериями пород. Нижние горизонты — кремнистые и кремнисто-карбонатные породы незначительной мощности (до 150 м) с прослоями туфов. Верхние — мощная (не менее 500 м) толща глинистых сланцев, алевроитов, песчаников с прослоями конгломератов (реже глыбовых брекчий).

Область распространения разрезов палеозоя описанного типа ограничена с севера и с юга надвигами, наклоненными во встречном направлении. Плоскости надвигов совпадают или близки поверхностям напластования пород. Подробное описание структуры массива приведено в соответствующих публикациях [7, 9, 10 и др.], здесь я подчеркну только наиболее существенные черты тектонического строения, имеющие принципиальное значение для понимания механизма его формирования.

**Покровно-чешуйчатое строение.** Массив представляет собой сложный постройный пакет тектонических клиньев, чешуй, пластин и покровов различной мощности и протяженности, разделенных поверхностями разрывов, ориентированными субпараллельно первичным плоскостям раздела горных пород (слоистости, границам пачек и толщ пород разного состава и строения). Характерно, что все тектонические элементы сформированы породами одного типа разреза, и следовательно, единой формационной зоны.

**Структурная симметрия.** Несмотря на сложное внутреннее строение, общая тектоническая структура массива достаточно проста и представляет собой синформу с пологим волнистым дном. Структурный план симметричен относительно оси массива, что находит отражение в вергентности тектонических структур: наклон поверхностей напластования, сланцеватости, осевых плоскостей складок и поверхностей сместителей покровно-надвиговых структур направлен к центру массива, где они выполаживаются вплоть до горизонтального положения.

**Тектоническое расслоение массива.** В пределах нижнего и среднего литостратиграфических комплексов выделяются зоны пластического течения горных пород, которые реализуются в развитии сланцеватости, послыном течении вещества, будинаже, формировании послынных срывов. Неоднородность пластической деформации приводит к тектоническому расслоению массива, которое происходит обычно в плоскости первичного напластования пород и субпараллельно плоскостям первичных разделов. Изучение структур пластического течения и замеры величин деформации по методике А.В. Лукьянова [11] указывают на течение вещества в субгоризонтальной плоскости при горизонтальном растяжении (удлинении) различных по механическим свойствам пород при их вертикальном сжатии (укорочении). Интенсивность пластического течения, а следовательно, и интенсивность расслоения изменяется по разрезу: горизонты интенсивно пластически деформированных пород перемежаются с горизонтами менее деформированных пород. В то же время наблюдается и уменьшение интенсивности деформации снизу вверх по разрезу: в наибольшей степени расслоение проявлено в пределах нижнего и среднего литостратиграфических комплексов, для верхнего комплекса расслоенность менее характерна.

**Существование двух структурных планов.** Морфология структур и форма проявления деформаций в пределах Ганза-Чимтаргинского массива меняется от места к месту и при переходе от одного литостратиграфического комплекса к другому. Это изменение

особенно четко проявлено при переходе от среднего литостратиграфического комплекса к верхнему. В пределах нижнего и среднего комплексов фиксируется интенсивная пластическая деформация, связанная с возникновением послойных срывов, будинажа, сланцеватости и других структур, которые свидетельствуют о реальном течении горных масс в субгоризонтальном направлении. Для нижнего и среднего комплексов не характерны структуры горизонтального сжатия (складки с крутыми осевыми плоскостями, осевой кливаж, крутые разрывы) — они проявлены преимущественно в краевых зонах массива. Структура верхнего комплекса, напротив, свидетельствует о наличии поперечного сжатия: отложения комплекса смяты в систему складок с крутыми (30—60°) осевыми плоскостями и развитым осевым кливажом; происходит их скупивание перед фронтом надвигов; единый первоначально разрез превращается в систему тектонических чешуй, надвигов скальвания, покровных пластин.

Современная структура массива является следствием суммарного эффекта длительной тектонической эволюции. Весь комплекс структурных наблюдений показывает, что формирование тектонической структуры массива и его обрамления связано, главным образом, с двумя явлениями: с процессом тектонического расслоения массива в условиях субгоризонтального растекания горных масс — на ранних этапах, и процессом поперечного сжатия и горизонтального скупивания — на более поздних этапах. Очевидно, что породы не могут быть деформированы до того, как они будут сформированы. Поэтому можно говорить, что первый этап деформации, связанный с субгоризонтальным расслоением массива в условиях неоднородного пластического течения, в основном закончился к началу формирования верхнего литостратиграфического комплекса, т.е. к началу среднего девона. Ориентация складок, будинажа, зон пластического течения, послойных срывов, удлинения галек и остатков ископаемой фауны [6], замеры величин деформации свидетельствуют об интенсивном (до 300—1000%) удлинении геологических тел в продольном направлении и их укорочении в вертикальном. Для карбонатного комплекса характерно затухание послойных срывов на границах зон пластического течения разной интенсивности при приближении к центральным частям массива. При горизонтальном тектоническом течении под действием вертикальной нагрузки именно в центральной части массива могут сохраниться участки с ненарушенной последовательностью залегания толщ и отсутствием явных признаков срывов [11, 18]. Поскольку деформация, приведшая к расслоению, в разных горизонтах неоднородна и различна по величине, то естественно, что одни горизонты испытывают большее удлинение, чем другие, в результате чего уже на ранних этапах формировались покровно-надвиговые структуры.

С позднего девона до раннего (возможно, позднего) карбона формируется верхний литостратиграфический комплекс. Структурные признаки, характеризующие деформацию пород на данном этапе, установить не удастся, однако в этот период на поверхность морского дна выводятся породы базитового основания, что подтверж-

дается присутствием массового количества хром-шпинелидов в терригенных отложениях верхнего комплекса [29]. Структура верхнего комплекса и ее соотношение с общей структурой массива свидетельствуют о движениях, связанных с горизонтальным скучиванием горных масс. Наличие интенсивного поперечного сжатия подтверждается и сложноскладчатой структурой верхнепалеозойского флиша, о которой речь шла в предыдущем разделе (Каракуль-Зиддинская зона), и складчато-надвиговой структурой краевых зон Ганза-Чимтаргинского массива и его сложным расчлениванием с образованием надвигов скальвания и покровов. На этом этапе в деформацию вовлекаются породы всех трех литостратиграфических комплексов, которые зачастую образуют конформные структуры. В это время происходит и изгибание поверхностей первоначально пологих "покровов расслоения". Верхний возрастной предел этого этапа деформаций определяется трансгрессивным залеганием на сложно деформированных породах палеозоя триас-юрских и нижнемеловых отложений.

Таким образом, в Ганза-Чимтаргинском секторе деформация горных масс на палеозойском этапе развития происходит в результате действия двух процессов: горизонтального расслоения на ранних этапах и общего сокращения пространства (поперечного сжатия) на поздних. При поперечном сжатии происходит и "выжимание" горных масс Ганза-Чимтаргинского массива в более высокие горизонты земной коры.

За позднепалеозойским этапом тектогенеза наступает период относительного покоя, фиксируемый мезозойско-кайнозойскими отложениями эпиплатформенного чехла. Следующий этап деформаций, фиксируемый в структуре палеозойских и мезозойско-кайнозойских толщ — это этап новейшего орогенеза. Структура впадин, расположенных в пределах развития палеозойских толщ массива, показывает, что деформация молодых отложений в новейшее время связана с дифференциальными движениями палеозойских масс по регенерированным в новейшее время зонам пластического течения, и надвиги, ограничивающие впадины, являются структурным выражением интрапалеозойских зон пластического течения на границе с мезозойско-кайнозойскими отложениями.

В результате пластического перераспределения палеозойских масс в новейшее время происходит одностороннее или двухстороннее (в зависимости от конкретных условий) задавливание впадин, выполненных мезозойскими и кайнозойскими отложениями и формирование на их границах покровно-надвиговых структур небольшой амплитуды (1—3 км). Пластическое движение вещества, так же как и в палеозойское время, осуществляется в латеральном направлении от центра массива к его периферии или (в случае двухстороннего задавливания) от приподнятых бортов к центру впадин. Ориентировка общего движения масс, фиксируемая по структуре палеозойских толщ и по периферии мезозойско-кайнозойских отложений, показывает, что латеральное перераспределение вещества связано с вертикально направленным односторонним давлением, которое

в данном случае может быть вызвано только весом вышележащих пород. Реальная возможность субгоризонтального пластического течения пород создается наличием сложно расчлененного рельефа, определяющего гравитационную неустойчивость горных масс.

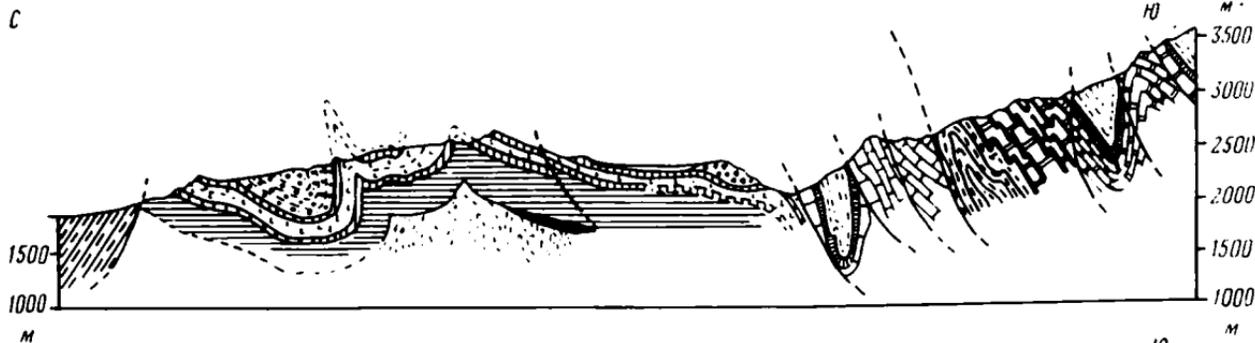
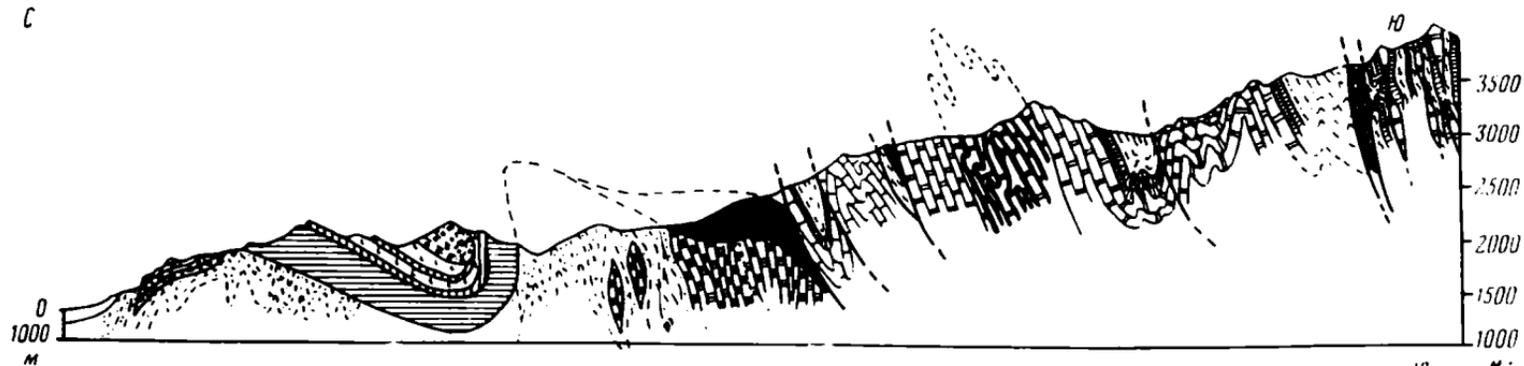
Процесс структурообразования в пределах Ганза-Чимтаргинского массива был длительным и многоэтапным. Четко фиксируются: 1) деформации раннего этапа (до среднего девона), связанные с проявлением пластического течения и тектоническим расслоением массива; 2) деформации среднего этапа (поздний палеозой), отражающие процесс общего поперечного сжатия и продолжающегося латерального центробежного тектонического течения горных масс; 3) деформации новейшего этапа, свидетельствующие о возобновлении в пределах массива субгоризонтального течения горных пород в условиях их гравитационной неустойчивости, вызванной формированием высокогорного расчлененного рельефа. Именно этот процесс приводит к задавливанию с севера молодых впадин, расположенных южнее массива (Каракуль-Зиддинская зона) и внутри области распространения метаморфических толщ нижнего литостратиграфического комплекса (Раватская впадина).

### ЗЕРАВШАНСКИЙ ХРЕБЕТ

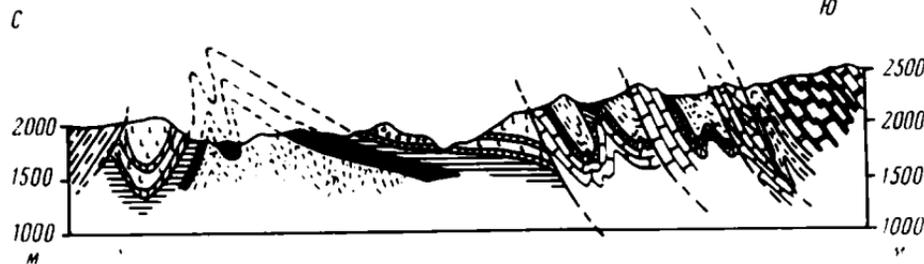
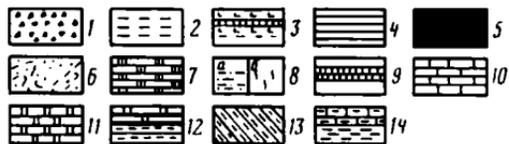
В пределах Зеравшанского хребта обнажены отложения трех структурно-формационных зон (см. рис. 1, рис. 4). Южный и часть северного склона принадлежит Зеравшано-Гиссарской зоне; центральная часть северного склона — Зеравшанской; северные подножия хребта входят в состав Зеравшано-Туркестанской зоны. Зоны разделены крупными разрывами надвигового типа. Надвиг, ограничивающий Зеравшано-Гиссарскую зону, имеет наклон к югу; разрыв, являющийся южной границей Зеравшано-Туркестанской зоны, склонен в северном направлении. Таким образом, Зеравшанская зона оказывается зажата между двумя встречными надвигами. Каждая из упомянутых зон обладает специфическим набором формаций и собственным стилем тектонического строения.

**Северный борт Зеравшано-Гиссарской зоны.** В предыдущем разделе описана структура центральной части Зеравшано-Гиссарской зоны. При движении от центра зоны к ее северному борту стиль тектонического строения палеозойских образований меняется. Надвиги постепенно делают все более и более крутыми (углы наклона — 60—70°), иногда в верхних своих частях имея вертикальное падение. С глубиной разрывы выполаживаются. Разрывы обычно субпараллельны поверхностям напластования пород. Наблюдается интенсивное расчешуивание разреза. Горизонты известняков и доломитов верхнего силура растащены, разлинзованы и будинированы. Пласты карбонатных пород образуют пластины и линзы, вытянутые вдоль простирания толщ. Пластины и линзы окружены метаморфизованными и рассланцованными породами нижнего и верхнего литостратиграфических комплексов. Образуется своеобразный сланцевый меланж.

Вдоль верхней части северного склона Зеравшанского хребта



M 500 0 500 1000 M



прослеживается разлом, по которому происходит изменение тектонического стиля. К северу от этого разлома палеозойские отложения образуют систему тектонических чешуй, разделенных крутыми в верхней части и выполаживающимися вниз разрывами. Разрывы ветвятся, сливаются друг с другом, образуя сложный петельчатый рисунок. Простираение разрывов соответствует субширотному простираению зоны. В пределах чешуй породы смяты в систему сопряженных складок с крутыми ( $50-70^\circ$ ) осевыми плоскостями, которые субпараллельны разрывам, разделяющим чешуи. Разрывы и осевые плоскости складок наклонены к югу. Крупные складки фиксируются по толще массивных известняков среднего литостратиграфического комплекса. Пластичные толщи верхнего литостратиграфического комплекса, слагающие ядра синклиналей, смяты в мелкие складки более высоких порядков. Аналогичная картина наблюдается и в тонкослоистых кремнисто-карбонатных породах нижней части разреза, выполняющих ядра антиклиналей. Рассланцевание и метаморфические преобразования фиксируются лишь вдоль зон послонных срывов.

Общий характер складчатых и разрывных структур северного крыла Зеравшано-Гиссарской зоны показывает, что их формирование связано с поперечным сжатием и нагнетанием горных масс в северном направлении. Проследивая изменение структурного плана от центральной части зоны (от Ганза-Чимтаргинского массива) к ее северному борту, можно видеть, что образованные в результате субгоризонтального тектонического течения горных масс пологие структуры Ганза-Чимтаргинского массива и система складок поперечного сжатия (в совокупности с крутыми, выполаживающимися книзу надвигами) образуют единый структурный ансамбль. Парагенетическое единство структур "растяжения — сжатия" показывает, что горизонтальное растяжение центральных частей массива могло компенсироваться сжатием и нагнетанием материала в краевых частях зоны.

**Зеравшанская зона.** На рассматриваемом пересечении Зеравшанская зона представляет собой узкий, зажатый между двумя встречными надвигами клин, расширяющийся книзу и в восточном направлении. В месте схождения надвигов образуется субвертикальный сутурный

←  
 Рис. 4. Геологические профили через северный склон Зеравшанского хребта (бассейн рек Мадм, Риват, Вашан)

1 — четвертичные тектоногравитационные микститы; 2 — неоген: конгломераты, песчаники, глины; 3 — верхний мел — палеоген: мергели, глины, песчаники, гипсы (вертикальная штриховка — маркирующие горизонты известняков и известковистых песчаников); 4 — верхний мел: конгломераты, песчаники, глины; 5 — лейас: конгломераты, песчаники; 6 — верхнепалеозойский флиш с глыбами; 7 — средний (нижний?) карбон: известняки, кремни; 8 — средний девон — нижний карбон (пушневатская свита); а — метаморфизованные разности, б — метаморфизованные разности; 9 — нижнепушневатская (акбасайская) свита: кремни; 10 — верхний лудлов: известняки; 11 — нижний лудлов: известняки, доломиты; 12 — лландовери—венлок: известняки, кремни, терригенные породы, зеленые сланцы; 13 — нижний силур: песчано-сланцевые породы Зеравшано-Туркестанской зоны; 14 — олистолит, сложенный породами Кштут-Урметанского типа разреза

шов, по которому в соприкосновение приходят отложения двух различных структурно-формационных зон: Зеравшано-Гиссарской на юге и Зеравшано-Туркестанской на севере.

В пределах Зеравшанской зоны выделяются два структурных этажа, разделенные поверхностью размыва и резкого (до 90°) углового несогласия.

Нижний этаж сложен двумя сериями пород [22, 30]: вашанской свитой нижнего—среднего карбона и дарахтисурхской свитой среднего—верхнего карбона [30]. В.Д. Салтовская [22] придерживается мнения о несколько более древнем возрасте свит, считая, что вашанская свита имеет намюрский возраст, а дарахтисурхская — нижнемосковский. Вашанская свита представлена толщей кремнистых сланцев серого, серо-зеленого и зеленого цвета с прослоями известняков и залегающей на них толщей тонкослонистых известняков и полимиктовых песчаников с прослоями темно-серых кремнистых сланцев, карбонатных песчаников и гравелитов. Мощность свиты 250—500 м. Дарахтисурхская свита представлена серией (не менее 500—700 м) терригенного флиша с прослоями и пачками гравелитов, конгломератов, глыбовых брекчий. В толщу флиша заключены протяженные (до 1 км и более) пластины более древних, чем вмещающая масса, пород [30]. Эти пластины, которые зачастую ассоциируют с пластами глыбовых брекчий, являются крупными олистолитами или конседиментационными покровами. Отложения дарахтисурхской свиты могут быть отнесены к категории флиша с телами тектоногравитационных микститов [8]. Флишевые толщи залегают на отложениях вашанской свиты.

В исследуемом районе глыбы и пластины пород вашанской свиты расположены внутри флишевых отложений в виде глыб и пластин, что четко фиксируется в долине р. Вашан. Более восточные выходы пород вашанской серии могут или быть пластинами внутри флишевой толщи, или слагать ядра антиклинальных складок. Вопрос этот не решен однозначно в силу сложности общей тектонической структуры района и условий обнаженности.

В пределах зоны давно известен так называемый Кштут-Урметанский конденсированный тип разреза, представленный мало-мощными преимущественно карбонатными отложениями верхнего силура — нижнего карбона. Характер осадков и содержащиеся в них фаунистические комплексы показывают [23, 25], что данный разрез формировался в пределах подводной отмели, приподнятой над общим уровнем морского дна. Выход этих пород трактовался как коренной, однако наши исследования показали, что данный тип разреза слагает тонкую протяженную пластину — олистоплаку, заключенную в песчано-глинистый матрикс верхнепалеозойского флиша или сланцевого меланжа. Таким образом, мы имеем дело с отторженцем неизвестной в коренном залегании зоны, скрытой от нас в пределах сутурного шва.

Породы нижнего структурного этажа сильно дислоцированы, смяты в крутые, сжатые до изоклинальных складки с субвертикальными осевыми плоскостями. Пласты стоят на головах или наклонены к

югу (на южном борту) или к северу (на северном борту) под углами 50—70°, образуя веерную структуру, раскрывающуюся книзу. В отдельных горизонтах флишевого разреза тектоническая переработка столь интенсивна, что породы практически теряют слоистость и стратификацию. Слои разорваны, будинированы, развальцованы, глинистые разности образуют бесструктурную скорлуповатую массу. Образуется хаотическая структура со сложными петельчатыми складками и будинажем, свидетельствующими о тектоническом нагнетании отдельных объемов пород, что четко проявляется в ядрах складок, образуемых породами верхнего структурного этажа.

На палеозойских отложениях с резким угловым несогласием залегают породы мезозоя и кайнозоя. Самые нижние горизонты разреза слагают серые толстослоистые конгломераты, песчаники и серые глины лейаса. Мощность юрских пород меняется на коротком расстоянии. В южной части района мощность юрских конгломератов достигает 250—300 м, при движении в северном направлении мощность уменьшается до 20—30 м. На юрских и палеозойских отложениях трансгрессивно залегают породы мелового возраста, представленные его верхним отделом от сеномана до датского яруса включительно. Меловые отложения представлены красноцветными мелкогалечными конгломератами (сеноман?), зеленовато-серыми глинами и пестроцветными известковистыми песчаниками (турон), грубослоистыми карбонатными песчаниками с прослоями мергелей и известняков и детритовыми известняками (сенон), массивными белыми мелкозернистыми гипсами с прослоями зеленых глин (даний?). Выше залегают гипсы, пестрые глины, песчаники и известняки палеогена, которые трансгрессивно перекрыты красноцветными молассовыми конгломератами и песчаниками миоцена [3].

В северо-западной части зоны горизонты мела—палеогена образуют пологую моноклираль, наклоненную к югу под углами 10—15°. При приближении к надвику, ограничивающему Зеравшанскую зону с юга, моноклираль приобретает более крутой наклон (60—70°) и слои уходят под надвинутые на них палеозойские образования. В центральной части зоны моноклираль испытывает резкий коленообразный перегиб, который входит в расположенную севернее систему линейных, сильно сжатых, запрокинутых к северу килевидных складок. Система сжатых складок сопряжена с крупной асимметричной синклиалью с запрокинутым южным крылом, которая занимает северную часть Зеравшанской зоны. Ядро складки выполнено красноцветными молассами неогена. Структура молодых отложений представляет собой (см. рис. 4, профиль 2) сопряженные синклиальную и антиклиальную складки. Южное крыло антиклинали имеет в основании разреза мощные компетентные пласты юрских конгломератов; ядро синклинали также сложено массивными конгломератами неогенового возраста. Наличие массивных жестких горизонтов обуславливает достаточно простые структурные формы. Ядро антиклинали сложено пластичными породами: глинами, известняками и гипсами верхнего мела — палеогена, которые сминаются в сжатые напряженные складки, осложняющие шарнир антиклинали.

Южная граница распространения мезозойских и кайнозойских отложений Зеравшанской зоны повсеместно тектоническая, но если в западной части района на молодые отложения надвинуты палеозойские толщи Зеравшано-Гиссарской зоны, то восточнее надвиг, срезающий молодые толщи, сформирован в породах самой Зеравшанской зоны из крыла запрокинутой к северу складки. С севера зона также почти на всем протяжении ограничена надвигом, но нужно отметить, что надвиг этот, в отличие от северного, обновлен в новейшее время не повсеместно: в восточной части района разрыв этот трансгрессивно перекрывает отложениями верхнего мела.

Судя по морфологии структур палеозойских и мезозойских пород, тектонический стиль Зеравшанской зоны сформирован в условиях поперечного сжатия, которое проявилось в два этапа. Общее сжатие зоны началось, по-видимому, в середине карбона, что подтверждается формированием в это время мощного комплекса флишевых отложений с телами тектоногравитационных микститов и конседиментационных покровов. Смятие в складки произошло в позднем карбоне после отложения флиша. Возможность поперечного сокращения пространства за счет складчатости была при этом практически исчерпана в результате формирования пликативных структур со сжатыми параллельными крыльями. На самых поздних этапах палеозойского развития образовались тектонические чешуи надвигового типа. Второй этап поперечного сжатия приходится на неоген-четвертичное время. Структура зоны в новейшее время формировалась в условиях задавливания по разломам-надвигам при вертикальном выжимании флишевых толщ. Боковое сжатие привело к пластическому перераспределению масс с формированием во флишевой толще диапироподобной структуры с хаотическим внутренним строением. Особенно активен в новейшее время южный разлом, что подтверждается наличием практически современных тектоногравитационных микститов, которые слагают обширные поля перед фронтом этого надвига.

Заканчивая раздел, подчеркнем, что Зеравшанская впадина по вещественному выполнению и по характеру внутренней структуры обнаруживает большое сходство с описанной ранее Каракуль-Зиддинской зоной. Однако если в Каракуль-Зиддинской зоне задавливание впадины сопровождается общим погружением горных масс (задавливание в прямом смысле), то в пределах Зеравшанской впадины новейшая структура формировалась в условиях "выдавливания" материала не только вниз, но и в верхние горизонты коры.

### ТУРКЕСТАНСКИЙ ХРЕБЕТ

В пределах Туркестанского хребта выделяются три структурно-формационные зоны (см. рис. 1): Зеравшано-Туркестанская, Курганакская и Туркестано-Алайская. Первая и третья зоны сходны в общих чертах по стилю тектонического строения и формационного выполнения. Курганакская зона резко от них отличается, и ее описание будет приведено в конце данного раздела.

**Зеравшано-Туркестанская и Туркестано-Алайская зоны.** Описание структуры этих зон дается по данным Е.А. Рогожина [20, 21]. Отложения, слагающие перечисленные зоны, представлены мощным (до 4,5 км) комплексом. Их можно отнести к трем формационным типам: терригенно-карбонатному (нижний палеозой), глинисто-сланцевому (лландовери) и флишевому терригенному (венлок—лудлов). В поперечном разрезе отложения нижнего палеозоя — силура образуют два антиклинория, разделенных узкой Курганакской шовной зоной.

В пределах южного Зеравшано-Туркестанского антиклинория наблюдается следующее распределение структурных форм. В осевой зоне отчетливо вырисовывается крупная антиклинальная веерообразная складка и две обрамляющие ее с юга и с севера синклинали, опрокинутые в направлении от осевой части антиклинория. В ядре и на северном крыле преобладают более древние нижнепалеозойские и лландоверийские породы. На южном крыле — более молодые венлокские и лудловские отложения. Эти крупные структуры осложнены складками и разрывами более высоких порядков, запрокинутыми на северном крыле на север, а на южном — на юг и образующими открытый кверху веерообразный рисунок. В целом антиклинорий имеет вид антивергентного складчатого сооружения. Морфология складок в разных частях зоны различна. Мелкие складки, осложняющие крупные антиклинали, более сжаты и имеют более сложную форму, чем складки, осложняющие крупные синклинали.

Севернее Курганакской зоны протягивается широкая полоса нижнепалеозойских и лландовери-венлокских преимущественно терригенных отложений, формирующих структуру антиклинорного типа. Ядро представлено крупной антиклиналью, запрокинутой на юг и осложненной многочисленными сжатыми мелкими складками, также запрокинутыми в южном направлении. Северное крыло антиклинория — это широкая открытая синклиналь, осложненная мелкими сжатыми складками без ясно выраженной вергентности. Таким образом, отложения палеозоя Туркестанского хребта смяты в складки полного (голоморфного) типа [21]. Южное крыло антиклинория срезано разломом, по которому отложения Туркестано-Алайской зоны контактируют с полифациальными и разновозрастными отложениями Курганакской зоны.

Исходя из детального анализа морфологии складчатой структуры описанных зон и сравнения их тектонического стиля с экспериментальными моделями, Е.А. Рогожин [21] приходит к выводу, что формирование структурного плана региона связано не с поперечным внешним сжатием, а с действием механизма адвективного нагнетания прогретых масс осадочного материала в ядрах крупных антиклинориев под действием объемной силы тяжести. Мне представляется, что формирование структуры описанных зон можно объяснить и несколько иначе (к обсуждению этого вопроса мы вернемся после описания Курганакской зоны), но в одном, по-видимому, Е.А. Рогожин совершенно прав: "Полная складчатость ... формируется в результате внутренней активности толщ осадочных пород" [2, с. 132]. Действительно, в данном случае мы не можем ука-

зять жестких ограничений, между которыми могло бы происходить сдавливание и, кроме того, наиболее напряженная структура характерна не для внешних, а для внутренних участков области, охваченной складкообразовательным процессом, что в определенной мере противоречит механизму поперечного сжатия за счет внешних сил.

**Курганакская зона.** Курганакская тектоническая зона<sup>1</sup> расположена непосредственно южнее рассмотренной нами Зеравшано-Туркестанской зоны и протягивается в субширотном направлении [5, 6] несколько косо по отношению к генеральным простираниям структур Южного Тянь-Шаня. Зона служит как бы разделом между различно развивающимися в палеозое северо-восточным и юго-западным секторами складчатой области. Протяженность зоны более 400 км, ширина 12—15 км, на отдельных участках до 30—40 км.

Южной границей Курганакской зоны служит надвиг, по которому разновозрастные и разнофациальные отложения зоны перекрыты мощной серией терригенных флишеподобных пород Зеравшано-Туркестанской зоны (рис. 5, см. вкл.). Поверхность сместителя надвига имеет волнистую форму и наклонена в южном направлении под углом 10—60°. В пределах Курганакской зоны сохранились останцы некогда более широко распространенных аллохтонных масс нижнего силура, которые залегают в виде синформ на различных горизонтах разреза. С севера отложения Курганакской зоны ограничены Заамин-Каравшинским разломом. В данном районе разлом имеет субвертикальную поверхность сместителя, которая наклонена к северу или к югу под углом 60—80°. В западной части района разлом или затухает, или теряется в поле монотонных отложений ордовика—силура Туркестано-Алайской зоны, которые располагаются в северном крыле разлома.

В Курганакской зоне обнажаются породы широкого возрастного диапазона (от кембрийских до неоген-четвертичных) и разнообразного состава. Большая часть территории сложена породами палеозоя, которые формируют серию ограниченных разломами субвертикальных или наклоненных к югу тектонических чешуй субширотного простираания. Вдоль северного края зоны протягивается тектоническая пластина, сложенная глинистыми сланцами и филлитами с горизонтами известковистых сланцев кембрийского возраста [14, 27, 28, 32]. Породы кембрия формируют крутую, наклоненную к югу моноклинали, ограниченную с севера разрывом. Разрыв, ограничивающий с севера пластину кембрийских пород, крутой, но крутые залегания, по-видимому, отражают последующую деформацию первично пологого надвига, так как в долине ручья Алтыкол наблюдается изгиб поверхности разрыва, и из-под кембрийских пород в тектоническом окне появляются раздавленные и метаморфизованные конгломераты верхнепалеозойского возраста, более обширные выходы которых расположены севернее.

Непосредственно севернее пластины кембрийских пород протягивается чешуя, сложенная толщей черных ожелезненных и загип-

<sup>1</sup> Курганакская зона изучалась автором совместно с В. Г. Коньгиным и Е. В. Лошмановым.

сованных углисто-глинистых сланцев с прослоями песчаников, гравелитов, конгломератов и глыбовых брекчий (грубообломочные разности редки). Среди тонких глинистых отложений заключены крупные пластины (олистоплаки) известняков нижнекаменноугольного облика. Возраст отложений — верхнемосковский подъярус среднего карбона — верхний карбон [5, 30]. Породы смяты в складки незакономерной формы, разорваны, будинированы; отдельные пачки как бы перемешаны между собой. Общий облик толщи хаотический.

Большую часть площади изученного отрезка Курганакской зоны занимают отложения силура — верхнего палеозоя, образующие непрерывный разрез. Отложения нижнесилурийского возраста (ландовери—нижний венлок) представлены толщей песчаников, глинистых сланцев, глинистых известняков, гравелитов и конгломератов. Верхневенлокские—лудловские отложения представлены тонкослоистыми биоморфными, детритусовыми, шламовыми известняками, мергелями, известковистыми алевролитами, реже песчаниками. Девон — нижний карбон выражен исключительно в карбонатных фациях. Это согласно пластиующиеся тонко- и толстослоистые известняки и доломиты. Наличие в непрерывном разрезе девона турнейского и визейского ярусов нижнего карбона свидетельствует о непрерывном осадконакоплении в этот отрезок времени [5, 31]. На известняках нижнего карбона без видимого углового несогласия залегает толща конгломератов верхнего карбона — нижней перми [30]. В разрезе чередуются пласты разногалечных конгломератов, полимиктовых и мономиктовых, карбонатных глыбовых брекчий, песчаников. В толще конгломератов заключены многочисленные глыбы и пластины известняков нижнекаменноугольного облика. Размер изометричных глыб достигает нескольких метров в поперечнике, пластины при толщине в 20—100 м достигают протяженности до километра и более. Особенности строения глыбово-конгломератовой толщи позволяют рассматривать ее как типичную молассу с телами гравитационных и тектоногравитационных микститов. Толща конгломератов трансгрессивно залегает на нижнекаменноугольных известняках и на углисто-глинистых отложениях среднего карбона, описанных выше.

Четкая стратиграфическая последовательность фаунистически охарактеризованных отложений позволяет с большой степенью детальности расшифровать внутреннюю структуру района. В пределах зоны выделено три тектонических блока — пластины, сложенные: южная — породами кембрия, центральная — породами среднего—верхнего карбона, северная мощным разрезом силурийско-верхнепалеозойских отложений. Структура южной и центральной пластин была вкратце охарактеризована выше. Наиболее информативной является структура северного блока.

В западной части района структура северного блока достаточно проста и представлена серией открытых складок. Перегибы складок плавные, округлые. Породы разбиты серией разрывов с незначительной амплитудой смещения. В восточном направлении

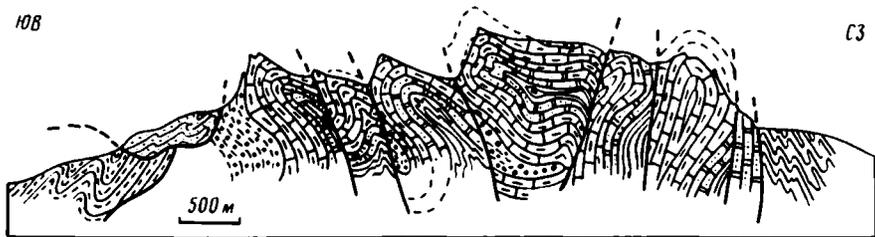


Рис. 6. Принципиальная схема строения Курганакской зоны

1 — глинистые и известковистые сланцы, кембрий; 2 — песчано-глинистый флиш, нижний силур; 3 — песчаники, сланцы, ордовик — верхний силур; 4 — известняки, гравелиты, песчаники, верхний силур — девон; 5 — известняки, нижний карбон; 6 — глыбово-конгломератовая толща, верхний палеозой; 7 — разрывы

структура усложняется. Породы смяты в серию сопряженных антиклинальных и синклинальных складок с сильно сближенными крыльями и субвертикальным падением осевых плоскостей. При движении на восток складки делаются все более сжатыми. Антиклинали приобретают каплевидную форму, обращенную выпуклостью вверх (рис. 6). Замки синклиналей редуцированы, растянуты и оборваны. На месте синклинальных перегибов развиваются разрывы — взбросо-сдвиги с вертикальной и горизонтальной составляющей смещения около 200—300 м. В центральной части района геологические границы и структурные элементы образуют S-образный изгиб, отражающий наличие горизонтальной складки с вертикальным шарниром. На северо-восточном окончании сигмиды известняки выклиниваются и прослеживаются вдоль Заамин-Каравшинского разлома в виде отдельных четкообразных бескорневых линз. Некоторые из них имеют форму антиклинальных капель. S-образный изгиб осложнен серией левосторонних взбросо-сдвигов.

Кроме крупных складок и разрывов, захватывающих весь комплекс пород в целом, в изученном районе широко развиты структуры пластического течения, приуроченные к определенным зонам и горизонтам. Геологическим следствием пластической деформации являются: сланцеватость, пльчатость, гофрировка, микроскладки, будинаж и разлинзование, структуры вращения, удлинение (уплощение или другое изменение формы) первоначально изометричных включений, линейность структурных элементов и пр. Пластическое течение наиболее четко проявлено в глыбово-конгломератовой толще верхнего палеозоя. В зонах деформации гальки и обломки приобретают линзовидную, уплощенную или веретенообразную форму. Степень изменения первичной формы колеблется в широких пределах. В заполняющем веществе зерна кварца и карбоната вытянуты, расплющены, развиваются дворки давления из волокнистых агрегатов кальцита, слюды или гранулированного кварца.

Степень пластической деформации галек и обломков зависит от

различных причин: литологического состава пород, размера включений, процентного соотношения объемов цемента и включений. Поскольку различные породы в сходных условиях деформируются по-разному, интенсивность пластической деформации в пределах глыбово-конгломератовой толщи варьирует от горизонта к горизонту, что приводит к тектоническому расслоению единой первоначально толщи пород и проскальзыванию горизонтов относительно друг друга. Тектоническое расслоение фиксируется в виде зон пластического течения различной интенсивности и послынных срывов.

Но, несмотря на значительную неоднородность пластической деформации, выявляются и общие закономерности ее проявления. Давленные, пластически деформированные конгломераты приурочены к изгибу горизонтальной складки и к узкой присдвиговой полосе, протягивающейся в восточном направлении. Там, где структуры делаются более открытыми и менее напряженными, пластическая деформация отсутствует. Исчезают ярко выраженные следы пластического течения и вне зоны распространения верхнепалеозойских конгломератов, которая представляет собой зону концентрации пластической деформации. Деформация галек и цемента позволяет восстановить направления максимального растяжения (до 300, местами до 1000%) в плоскости первичного напластования пород (в современной структуре их залегание близко к вертикальному). Длинные оси деформированных включений расположены субгоризонтально или под углом 20—30° к горизонту. Таким образом устанавливается субгоризонтальное растяжения в направлении простирания верхнепалеозойских толщ. Пластическая деформация конформна изгибу сигмоиды и общему простиранию структур Курганской зоны.

Все горные породы зоны в той или иной степени подвержены вещественным преобразованиям. В целом степень преобразований не выходит за рамки ката- и метазенеза, но отдельные объемы горных пород изменены в значительно большей степени и представлены карбонат-серицитовыми, карбонат-серицит-хлоритовыми, серицит-хлоритовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, хлорит-сланцевыми и карбонат-сланцевыми сланцами. Наибольшая степень вещественных преобразований приходится на толщу верхнепалеозойских конгломератов и залегающих с ними в едином разрезе нижнекаменноугольных известняков. Конгломераты и песчаники превращены в комплекс зеленых сланцев упомянутых выше разновидностей. Известняки мраморизованы. При этом подстилающие их более древние породы и соседствующие с ними среднекаменноугольные и кембрийские отложения изменены в значительно меньшей степени: максимальные изменения в них сводятся к появлению глинисто-серицитовых сланцев.

Проявление метаморфизма пространственно совпадает с зонами развития пластического течения, причем степень деформации неким образом связана со степенью вещественного преобразования. В зонах незначительной пластической деформации мы видим появление в цементе серицита, реже хлорита, намечается перекристаллизация

цемента и краевых зоны деформируемых пластически обломков. В зонах повышенной пластической деформации цемент преобразован до серицит-хлоритовых, карбонат-серицит-хлоритовых, хлорит-биотитовых и хлоритовых сланцев. Происходит дифференциация вещества, возникает метаморфическая полосчатость. Гальки карбонатных пород, особенно черных известняков, осветляются и мраморизируются. В сильно пластически деформированных сланцеватых породах происходит интенсивная дифференциация вещества, в частности, выделения карбоната, который образует стяжения лепешки или сигарообразной формы. Размер стяжений от 1—5 мм до 10—30 см по длинной оси. Карбонат розово-белый, сахаровидный, легко рассыпающийся, равномерно-кристаллический. Степень вторичных структурно-вещественных преобразований зависит от литологического состава пород, но изменение интенсивности деформации и метаморфизма фиксируется и в горизонтах литологически единых. Особенно четко это явление прослеживается по простирацию пластов — максимальная степень деформации и метаморфизма проявляется в зонах максимального растяжения на изгибе сигмоиды.

Приуроченность интенсивных вещественных преобразований к зонам пластической деформации, определенное соответствие интенсивности вещественного преобразования степени структурно-текстурных изменений, отсутствие метаморфизма в расположенных в непосредственной близости более древних породах (в рамках непрерывного разреза в том числе) и отсутствие молодых интрузий в пределах района заставляют предполагать наличие парагенетической связи между процессами пластического течения горных пород и их метаморфическими преобразованиями (более детальному рассмотрению этого вопроса посвящена следующая статья данного сборника).

Судя по особенностям стратиграфического разреза можно полагать, что Курганакская зона с лудловского времени и до середины карбона являлась приподнятым над общим уровнем морского дна отмельным участком типа карбонатной платформы. В западном направлении платформа расширялась, в восточном, по всей вероятности, представляла собой систему карбонатных банок с мелководными условиями осадконакопления.

Основной этап структурообразования в Курганакской зоне приходится на конец палеозоя. Тектонические движения проявились уже в период накопления углисто-глинистой толщи среднего карбона и были достаточно интенсивны во время образования мощных глыбово-конгломератовых отложений. Наличие гигантских олистоплак — отторженцев карбонатных массивов нижнего карбона — свидетельствует о формировании в теле карбонатной платформы тектонических чешуй и надвигов. На первом этапе в условиях поперечного сжатия были сформированы тектонические покровы и надвиги в пограничных областях зоны. Отложения карбонатной платформы с мощным молассовым чехлом были смяты в систему сложных складок, разбитых надвигами на отдельные блоки.

В последующем возможность поперечного сокращения пространства путем образования складчатой структуры и системы надвигов в пределах зоны была исчерпана (складки превратились с изоклинальные, надвиги и осевые плоскости складок в результате поворота, вызванного продолжающимся сжатием, были поставлены в вертикальное положение). Блоки горных пород, проскальзывая относительно друг друга, выжимались вверх или погружались и перекрывались толщами песчаников и конгломератов.

Непосредственно после формирования глыбово-конгломератовой серии начинают преобладать сдвиговые смещения по разломам и латеральное пластическое течение горных масс. Гетерогенность отложений, слагающих Курганакскую зону, создавала благоприятные условия для пластической деформации и дифференциального течения. Замер ориентировок длинных осей деформированных галек показывает, что течение и сдвиговые перемещения осуществлялись по простиранию зоны и под небольшим ( $20^\circ$ ) углом к горизонту.

Латеральное течение требует пространственной компенсации, что нашло отражение в образовании системы эшелонированных взбросо-сдвигов и пластическом изгибании пород. Кроме главной горизонтальной складки массива Токаличука, фиксируется и менее выраженные горизонтальные флексурные перегибы, компенсирующие горизонтальное перетекание горных масс. Наиболее интенсивному пластическому течению подвержена толща наиболее гетерогенных пород — конгломератов. Карбонатные породы, смятые в систему изоклинальных складок, также подверглись латеральному растяжению. Ядра антиклинальных складок образуют каплевидные линзы и будины, расположенные вдоль северного разлома в виде отдельных четок, выклинивающихся по простиранию и по падению. Синклинальные прогибы редуцируются, образуя хвосты "каплевидных" складок.

Латеральное хрупко-пластическое течение горных масс в пределах Курганакской зоны продолжается (или возобновилось?) в настоящее время. Об это свидетельствует обновление разрывов, а также заложение и развитие в пределах зоны впадин, выполненных мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Впадины фиксируют области локальных растяжений. На соседних участках растяжение компенсируется сжатием с образованием горизонтальных флексур и S-образных складок. Формируется тектонопара: впадина растяжения — горизонтальная складка сжатия.

Морфология структурных форм Курганакской зоны и их сопряженность в пространстве указывают, что формирование современного тектонического стиля зоны связано с условиями поперечного субмеридионального сжатия. Но механизм возникновения сжимающих напряжений остается проблематичным. Привлекательно было бы связать поперечное сжатие с общим сокращением пространства в результате раздавливания между жесткими блоками. Но при этом неясно, каким образом сжимающие напряжения передаются на породы Курганакской зоны через обрамляющие ее с севера и с юга протяженные пластичные толщи Зеравшано-Туркестанской и

Туркестано-Алайской зон (которые, кстати, деформированы значительно слабее, чем отложения Курганакской зоны).

Чтобы снять это противоречие, нужно, вероятно, привлечь механизм, обуславливающий внутреннюю активность всего объема осадочных толщ и приводящий к обстановке дефицита пространства. Для формирования структуры осадочных пластичных толщ Зеравшано-Туркестанской и Туркестано-Алайской зон Е.А. Рогожин [20, 21] предложил механизм адвекции, т.е. нагнетания масс осадочного материала в ядра крупных антиклинорий под действием объемной силы тяжести. Альтернативой адвективному механизму может служить механизм поперхностного дисгармоничного сжатия, возникающего при общем сокращении пространства, которое сопровождается дифференциальным перемещением квазипластичных объемов вещества и тектоническим расслоением литосферы [15, 17, 24, 26]. Такое решение представляется более оправданным, так как лучше вписывается в общие закономерности тектонического строения и истории формирования Южного Тянь-Шаня.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. В пределах Южного Тянь-Шаня в период развития и формирования складчато-покровной области действовало несколько в определенной степени независимых механизмов структурообразования: пластическое течение горных масс в условиях их гравитационной неустойчивости; пластическое течение и нагнетание материала по простиранию складчатой области; общее поперечное сокращение пространства; некоторые другие, более частные механизмы. Во времени и пространстве ведущая роль в пределах конкретных ансамблей переходит от одного механизма к другому при ведущей роли в процессе структурообразования поперечного сжатия. Современная структура складчатой области (рис. 7) есть результат интерференции различных по генезису структурных планов.

2. Складчатой области в данном пересечении (несмотря на наличие надвиговых и покровных структур) не свойственны шарьяжные перекрытия с перехлестыванием отложений различных структурно-формационных зон друг через друга — закономерность, характерная и для более восточных районов Южного Тянь-Шаня [9, 10]. Общее сокращение пространства, помимо образования складок и надвигов, компенсируется дифференциальными движениями горных масс: одни зоны (Каракуль-Зиддинская, Зеравшанская, Курганакская) испытывают погружение, другие (Гиссарская, Зеравшано-Гиссарская, Зеравшано-Туркестанская, Туркестано-Алайская) выжимаются на более верхние гипсометрические уровни; происходит надвигание приподнятых объемов горных пород на отложения, слагающие пониженные участки земной коры. В результате образуются крупные синформы, разделенные узкими шовными зонами.

При этом внутренняя структура синформ различна: Ганза-Чимтаргинский массив является синформным в прямом смысле этого

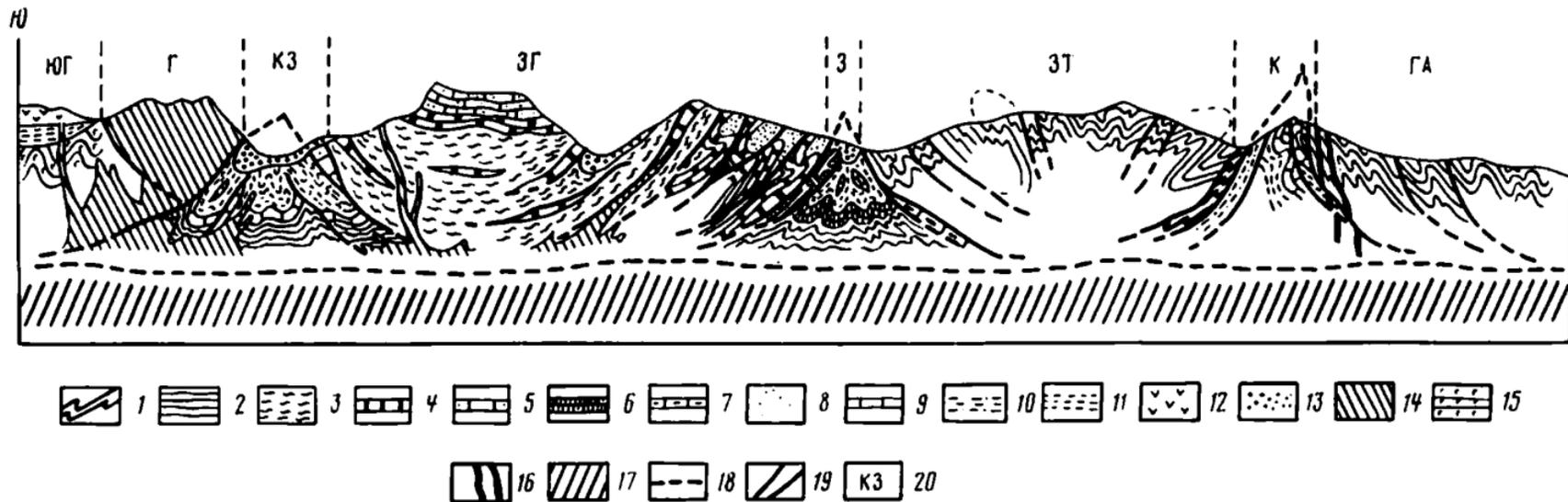


Рис. 7. Тектоническая структура Центральнотаджикского сектора Южного Тянь-Шаня

1 — глинистые и карбонатные отложения, кембрий; 2, 3 — песчано-глинистые, кремнистые, вулканические образования, ордовик — нижний силур; 4 — доломиты, известняки, верхний силур; 5 — известняки, девон; 6 — кремнистые отложения, девон(?) — средний карбон; 7 — карбонатные отложения Кштут-Урметанского типа разрезом, верхний силур — нижний карбон; 8 — кремнистые и терригенные отложения акбасайской и пушневатской свит, девон — нижний карбон; 9 — известняки, нижний карбон; 10 — терригенные отложения среднего (?) карбона; 11 — верхнепалеозойский флиш; 12 — кислые вулканы, пермь; 13 — мезозойские и кайнозойские отложения: конгломераты, глины, известняки; 14 — гранитоиды; 15 — основные вулканы, нижний—средний карбон; 16 — дайки габбро-диоритов; 17 — молодой гранитно-метаморфический слой; 18 — граница региональной дисгармонии структурно-вещественных преобразований; 19 — разломы; 20 — структурно-формационные зоны, названия см. на рис. 1

термина; синформные структуры Зеравшано-Туркестанской зоны вырисовываются только по подошве структуры, а внутренняя структура имеет антиклинорный стиль. На отдельных участках, там, где надвиги, ограничивающие синформы, сходятся, возникают сутурные швы или структуры тектонического сшивания [12]. Вниз, расширяясь в виде веера, шовные зоны уходят под синформные, в значительной мере аллохтонные структуры. Но при этом отложения всех структурно-формационных зон, несмотря на их значительное общее латеральное перемещение, относительно друг друга сохраняют первоначальное положение — то, которое они занимали в период осадконакопления.

3. Формирования подобной структуры невозможно объяснить без допущения резкой дисгармонии между осадочной оболочкой и верхним коровым слоем. По всей вероятности, основной механизм образования тектонического стиля Южного Тянь-Шаня — это механизм аккреции, сопровождающейся отслоением осадочной оболочки от подстилающего корового слоя и дисгармоничным скупиванием отложений перед более древним и стабильным блоком Среднего Тянь-Шаня, расположенного севернее.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баратов Р.Б., Шукин С.И. Взаимосвязь гранитообразования и тектоники // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 9—11.
2. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 289).
3. Давидзон Р.М., Крайденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.
4. Довжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 170 с.
5. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.
6. Лелешус В.Л. Будинаж в силлурийских отложениях Зеравшано-Гиссарской горной области // Геотектоника. 1966. № 6. С. 100—104.
7. Леонов М.Г. Тектонические покровы и метаморфизм горных пород Зеравшано-Гиссарской области // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 217—229.
8. Леонов М.Г. Олистохромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 344).
9. Леонов М.Г. "Фиксизм" или "мобилизм" // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 126—149.
10. Леонов М.Г. Южный Тянь-Шань. Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития // Геотектоника. 1985. № 5. С. 45—61.
11. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105—146. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
12. Лукьянов А.В. Структуры тектонического сшивания в земной коре и на моделях // Тез. II Всесоюз. симпоз. "Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии". Киев, 1987. С. 108—109.
13. Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 318).
14. Марковский А.П. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Туркестанского хребта // Вестник Геолкома. 1928. № 8. С. 11—13.

15. *Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. N 5. С. 3—23.
16. *Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.
17. *Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. N 5. С. 5—13.
18. *Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1986. 399 с.
- ✓ 19. *Резвой Д.П.* Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959. 370 с.
20. *Рогожин Е.А.* Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 97 с.
21. *Рогожин Е.А.* Морфологическая неоднородность полной складчатости как показатель механизма складкообразования // Строение и эволюция тектоносферы. М., 1987. С. 107—132.
22. *Салтовская В.Д.* К стратиграфии терригенных толщ девона и карбона Зеравшано-Гиссарской горной области // Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1964. С. 126—139.
23. *Синицын Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.
24. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
25. *Торшин Н.С.* Зональность девонского осадконакопления в Зеравшано-Гиссарской горной области // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1970. Т. 168. С. 185—199.
- ✓ 26. *Трифонов В.Г.* Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. N 1. С. 25—38.
27. *Хайруллина Т.И.* Трилобитовая фауна раннего кембрия Туркестанского хребта // Сб. науч. тр. Ин-та геол. и геофиз. АН УзССР. 1964. Вып. 3. С. 123—124.
28. *Хайруллина Т.И., Яскович Б.В.* Новые данные о нижнекембрийских отложениях бассейна р. Алтыкол // Изв. АН ТаджССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук. 1961. Вып. 2(4). С. 111—117.
29. *Шванов В.Н.* Литоформационная корреляция терригенных и метаморфических толщ Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 213 с.
30. *Черенков И.Н.* Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 170 с.
31. *Чехович В.Д.* О фациальной зональности и типах разреза силура Туркестано-Нуратинской горной системы (Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1956. Т. 107, N 2. С. 306—308.
32. *Яскович Б.В.* К характеристике кембрийских отложений западного окончания Туркестанского хребта. Ташкент: Фан, 1962. С. 3—6. (Тр. Главгеологии УзССР; Сб. 2).

*М.Г. Леонов, Е. Кожухарова*

## СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

### ВВЕДЕНИЕ

В последние годы большое внимание уделяется изучению взаимодействия между вещественными и структурными преобразованиями горных пород в процессе метаморфизма. В этой общей проблеме одним из актуальных аспектов является вопрос о роли и месте в процессе метаморфизма пластической деформации, которая во многих случаях приводит к частичной или полной структурной перестройке горных масс.

Поскольку пластическая деформация является, прежде всего, отражением реакции горных пород на их сложное напряженное состояние, при котором на гидростатическое давление накладывается простое одноосное сжатие, растяжение или чистый сдвиг, исторически сложилось так, что в геологической литературе чаще обсуждается вопрос не о значении пластического течения в процессе метаморфических преобразований, а о роли одностороннего давления (стресса). Влияние одностороннего давления на метаморфические преобразования установлено давно — оно выражено в том, что повышение направленного давления может несколько понижать температуру кристаллизации минералов, структурно-текстурная перестройка облегчает циркуляцию поровых растворов и тем самым способствует ускорению метаморфических реакций и т.д. Но по вопросу об общем принципиальном значении одностороннего давления при процессах метаморфизма мнения ученых расходятся, и вопрос этот вплоть до настоящего времени остается открытым.

Согласно одной точке зрения, минеральные реакции определяются исключительно составом породы и существующими условиями литостатического давления и температуры [3], тогда как функцией стресса является только структурообразование [11—13]. Другие исследователи [5] придают одностороннему давлению значение самостоятельного фактора метаморфизма. Некоторые геологи [21] считают, что существенным фактором метаморфических преобразований является пластическая деформация, отражающая сложное напряженное состояние горных пород.

Исследования, проведенные в области развития зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня, позволили получить новый материал, раскрывающий некоторые особенности соотношений между структурными (пластическое течение) и вещественными (метаморфизм) преобразованиями горных пород. Работа выполнена по плану проблемной комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран "Земная кора (структура, эволюция, металлогения)"

©М.Г. Леонов, Е. Кожухарова, 1990

Прежде чем перейти к основной части работы, необходимо сделать предварительные замечания, касающиеся понимания некоторых использованных здесь терминов и способа изложения фактического материала.

1. Геотектонические условия образования зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня и механизм структурообразования не рассматриваются — эти данные содержатся в соответствующих публикациях [2, 4, 6, 7, 19, 22] и в предыдущей статье, однако принимается, что формирование структуры областей зеленосланцевого метаморфизма и проявление метаморфических преобразований происходили в условиях длительного действия (и многоэтапного проявления) ориентированного давления (стресса), вызывающего сложное напряженное состояние горных масс [6, 7, 9].

2. Взаимодействие вещественного и структурного преобразования горных пород анализируется в двух планах. С одной стороны, современный состав и структура горных пород отражают суммарный эффект действия тектонических и метаморфических процессов в течение длительного времени и многократного их проявления. С другой стороны, в породах наблюдаются следы процессов структурной и вещественной перестройки последнего этапа — и это позволяет проследить взаимодействие между этими процессами в наиболее чистом виде. Мы рассмотрим и общий — суммарный — эффект структурно-вещественных преобразований (на макроуровне) и эффект последнего этапа проявления этих процессов (главным образом, на микроуровне).

3. В работе использованы термины "пластическая деформация" и "пластическое течение". В соответствии с общепринятым мнением, пластической деформацией мы называем необратимую деформацию твердых тел без потери ими сплошности, невзирая на наличие местных хрупких нарушений, возникающих при этом процессе [18]. Пластическая деформация на микроуровне может проявляться как межзерновое скольжение, трансляционное скольжение по кристаллографическим плоскостям, растворение и перерождение вещества и т.д. Геологическим выражением пластической деформации на микроуровне являются: изменение формы зерен, образование двойников, грануляция, вращение минеральных зерен, микросланцеватость, ориентированное расположение кристаллов и агрегатов и т.д.

Поскольку для горных пород пластическая деформация может рассматриваться как течение материала в твердом состоянии [1], под пластическим течением понимается [18] дифференциальное движение частиц напряженного тела, являющееся следствием пластической деформации, при сохранении пространственной целостности массы. Геологическим следствием пластического течения горных масс на макроуровне являются: сланцеватость, пльчатость, гофрировка и микроскладки, будинаж и разлинзование, структуры вращения, удлинение (уплощение или другое изменение формы) первоначально изометричных включений, линейность структурных элементов и пр. В процессе пластического течения возникают хруп-

кие деформации. Те из них, которые не приводят к нарушению внутренней целостности пластически деформируемого объема пород, можно рассматривать как одно из проявлений общего пластического течения. Хрупкие деформации, которые нарушают внутреннее единство деформируемого тела, имеют самостоятельное значение. Таким образом, пластическое течение — это суммарный эффект пластической (и хрупкой, не нарушающей внутренней связности деформируемого тела) деформации, которая захватывает определенный объем горной породы и находит отражение в образовании геологических структур, свидетельствующих о реальном перемещении вещества без нарушения его сплошности.

### **РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ НА МЕГАУРОВНЕ (В МАСШТАБЕ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ)**

В пределах Южного Тянь-Шаня метаморфические комплексы представлены различными типами, но наиболее характерной особенностью этой складчатой области является региональное развитие зеленосланцевого метаморфизма [2]. Зеленосланцевый метаморфизм приурочен, как правило, к зонам проявления раннегерцинского основного вулканизма, которые образуют в настоящее время крупные вытянутые на сотни километров синформные (синклинорные) структуры со сложным внутренним строением [9, 15], разделенные зонами, имеющими в общих чертах антиформное строение. Синформные зоны выполнены мощными вулканогенными толщами (с участием офиолитовой ассоциации), кремнистыми, терригенными и карбонатными (часто рифового типа) образованиями. К синформным зонам приурочено проявление зеленосланцевого метаморфизма, которым охвачены гигантские объемы горных пород. Антиформные зоны сложены терригенно-кремнистыми и карбонатными отложениями с незначительным развитием или полным отсутствием вулканических пород и проявлений метаморфизма. Отметим, что отложения синформных и антиформных зон первично являлись членами синхронного по возрасту единого латерального ряда формаций.

Тектоническое строение синформных и антиформных зон различно. Антиформные зоны характеризуются крутыми (до вертикальных) залеганиями слоев, интенсивно сжатыми (в отдельных случаях — коробчатыми) складками с крутыми осевыми плоскостями, развитием осевого кливажа и общим антивергентным строением. Для синформных зон типичны пологие надвиги и тектонические покровы (которые могут "выплескиваться" на соседствующие структурно-формационные зоны иного строения), лежащие складки с пологими осевыми плоскостями, интенсивно развитая сланцеватость и структуры пластического течения, субпараллельные поверхностям первичного напластования пород. Пластические деформации фиксируются и в антивергентных зонах, однако интенсивность пластических деформаций в среднем там намного слабее. Относительные величины пластической деформации, определенные по методике [10], составляют для синформных структур в среднем

300—400%, достигая 1000%, тогда как для антивергентных зон она колеблется от 0 до 100%, на отдельных участках до 300%. Интенсивные структурно-вещественные преобразования с развитием пластической деформации и метаморфизма проявлены и в пределах узких шовных зон типа описанной в предыдущей статье Курганской зоны.

Таким образом, в масштабе складчатой области выявляется неравномерность проявления метаморфизма и пластического течения. Вывод тривиальный, но обратим внимание на пространственное совпадение областей наиболее интенсивного проявления этих процессов.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ НА МАКРО- И МИКРОУРОВНЕ

В этом разделе мы рассмотрим распределение в пространстве и соотношение структурных и вещественных преобразований горных пород на примере конкретных регионов Южно-Тянь-Шаньской складчатой области: Ганза-Чимтаргинского массива и Сугутского метаморфического блока.

#### *Ганза-Чимтаргинский массив*

Положение Ганза-Чимтаргинского массива в общей структуре складчатой области и его внутреннее строение описаны в предыдущей статье. Характерной чертой геологического строения района является широкое развитие метаморфических образований главным образом зеленосланцевой фации метаморфизма. Основной объем зеленых сланцев (60—80%) сформирован [8, 9] по породам нижнего литостратиграфического комплекса, 20—40% сланцев образовано за счет пород верхнего комплекса. Выходы метаморфических пород образуют обширные поля или узкие полосы, форма которых соответствует общему структурному рисунку района. Сланцы обычно пространственно приурочены к тектоническим линиям, отражающим поверхность плоскостей надвигов, тектонических покровов и тектонических чешуй.

Комплекс зеленых сланцев включает несколько типов пород: метавулканы основного состава и метатUFFы, метапесчаники и метаалевролиты с прослоями кремней.

Метаморфические преобразования проявлены неравномерно, что фиксируется, прежде всего, в региональном плане. В пределах нижнего литостратиграфического комплекса по минеральным ассоциациям выделены [19, 22] образования фации зеленых сланцев, эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев, стильпно-мелан-пумпеллиновой субфации зеленых сланцев, глаукофан-зеленосланцевая фация, т.е. вторичные преобразования горных пород происходили в условиях различных субфаций зеленосланцевой фации метаморфизма. Нужно отметить, что распределение субфаций метаморфизма ни по разрезу, ни в пространстве отнюдь не кон-

тролируется какой-либо единой метаморфической зональностью. Есть указания [14] на наличие среди зеленых сланцев мощных (до 100 м) и протяженных горизонтов амфиболитов.

Вторичные метаморфические преобразования захватывают, однако, не весь объем отложений описываемой территории. По простиранию и по разрезу они могут сменяться слабо измененными или практически неизменными отложениями. В породах нижнего комплекса наблюдается [22] изменение степени вторичных преобразований от начального катагенеза до зеленосланцевой фации метаморфизма. В толще пород так называемой мокшеватской свиты этого комплекса наблюдается [22] постепенное нарастание степени вторичных преобразований от центра структуры к ее периферии. В центральной части породы принадлежат зеленосланцевой фации, при движении в северном и южном направлениях (в пределах единого горизонта) степень вторичных изменений по количественным и качественным показателям (методику анализа см. [22]) сначала соответствует зоне глубокого метагенеза с элементами зеленосланцевого метаморфизма, затем начального метагенеза — глубокого катагенеза. Аналогичные изменения степени вторичных преобразований устанавливаются [22] и для пород верхнего литостратиграфического комплекса. В целом толщи метаморфических пород образуют область "пятнисто-зонального" метаморфизма, которая постепенными переходами через зоны глубокого и начального метагенеза связаны с отложениями, не затронутыми метаморфическими проявлениями" [22. С. 142]. Области метаморфических преобразований всегда являются и областями интенсивной пластической деформации.

Степень количественных и качественных преобразований пород зависит как от первичного состава исходных пород, так и от характера и интенсивности структурных деформаций.

**Характер метаморфических изменений в породах различного первичного состава.** Основные вулканиты и их туфы обычно довольно сильно метаморфизованы. В этом случае породы сложены главным образом метаморфическими минералами с типоморфным парагенезисом: хлорит + кварц ± плагиоклаз ± серицит ± карбонат ± тальк ± эпидот ± актинолит и с редкими реликтами первичных магматических минералов — пироксена и оливина. Основная масса полностью замещена метаморфическими минералами и имеет четкую сланцеватую текстуру и лепидобластовую до гранобластовой структуру. Порфиновые магматические реликты, как более устойчивые, часто сохраняют неизменные идиоморфные очертания или частично псевдоморфизованы.

Метаморфическая дифференциация в основных вулканитах проявлена чрезвычайно неравномерно и зависит от степени структурных преобразований пород. Местами в обнажениях долины Пасрутдарьи в породах наблюдается полная карбонатная дифференциация. Основные метавулканиты превращены в серо-зеленые хлоритовые сланцы со слабо проявленной сланцевой текстурой. В зоне активного рассланцевания начинается выделение карбонатного вещества, вероятно, за счет разрушения основных плагиоклазов, вначале in

situ в форме гнездовидных, неясно сегрегированных агрегатов. Постепенно оформляются тонкополосчатые и линзообразные послойные карбонатные сегрегации, которые в отдельных зонах достигают мощности 1 м. Кроме послойных сегрегаций, наблюдается много поперечных трещин, выполненных карбонатом или кварцем и карбонатом.

Метатерригенные породы — метапесчаники и метаалевролиты с прослоями метакремней поддаются метаморфизму в различной степени. Самые интенсивные преобразования из названных пород претерпели метакремни. Они обычно сильно рассланцованы с четко выраженной метаморфической дифференциацией в виде послойных кварцевых сегрегаций линзовидной или жильной формы. Типоморфный метаморфический парагенезис следующий: хлорит ± кварц ± серицит ± кислый плагиоклаз.

В метапесчаниках и метаалевролитах наблюдаются все степени метаморфических преобразований — от частичного до полного замещения первичных пород метаморфическими минералами: хлорит + серицит + кварц ± кислый плагиоклаз. Начиная с мелкозернистой основной массы пелитового состава, перекристаллизация постепенно охватывает все первичные минералы в порядке и в зависимости от их размеров и индивидуальной устойчивости. Метаморфические изменения сопровождаются структурными деформациями минералов. Это отражается как в появлении отдельных зон интенсивного рассланцевания и повышенной степени метаморфической перекристаллизации и дифференциации, так и в возникновении специфических микроструктур: флазерных, будинажных, "теней давления", разнообразных хрупких и пластических деформаций и ротации реликтовых протокластов и т.д.

Метаморфические и структурные преобразования проявлялись неоднократно в течение геологического развития района. Часто наблюдается наложение на уже метаморфизованные породы новых изменений — складкообразования, гофрировки дифференцированных слоев, будинажа и разрыва послойных кварцевых жил, вторичной сланцеватости и т.д. Местами поздние структурно-метаморфические преобразования вызывают новую дифференциацию вещества и изофациальную перекристаллизацию, а в приповерхностных условиях — преимущественно деструктивные изменения: брекчирование и милонитизацию пород. Самые поздние структурно-метаморфические преобразования проявляются в зонах надвигов и областях пластического течения, обновленных в альпийское время.

Типы структурно-вещественных преобразований и способ определения их интенсивности. Устанавливается три типа структурно-вещественных преобразований масс: хрупкая деформация, пластическая деформация и перекристаллизация. Суммарный эффект этих преобразований проявляется в виде пластического течения горных пород.

Хрупкая деформация на минеральном уровне выражена в механической дезинтеграции зерен. Наиболее легко хрупкому разрушению подвергаются плагиоклазы. Появляются плоскопараллельные

микроразрывы. По последним фиксируется разъединение и скольжение одних частей зерен относительно других. Аналогично проявляется хрупкая деформация и в породах. По субпараллельным микроразрывам наблюдается ступенчатое смещение кварцевых и карбонатных прожилков и ротационные структуры, свидетельствующие о внутреннем ламинарном скольжении микрообъемов вещества.

Пластическая деформация на микроуровне фиксируется по изменению формы минеральных зерен (удлинение, расплющивание) без видимого в обычном петрографическом микроскопе нарушения их целостности. Отмечается изгибание кристаллов, в особенности слюд. В кварце образуются деформационные домены — узкие субпараллельные плоскостные или линзовидные пластинки, оптически проявляющиеся в виде волнистого погасания. Сущность этого явления состоит во внутрикристаллическом трансляционном скольжении субпараллельно (0001), в результате которого кристаллы кварца расплющиваются, удлиняются в направлении общего пластического течения, приобретают линзовидную форму. Аналогично деформированы и слюды, в которых скольжение осуществляется в базальной плоскости (001). При этом образуются деформационные полоски различных размеров и формы.

Синкинематическая метаморфическая кристаллизация осуществляется несколькими способами.

1. Регенерация или частичная периферийная перекристаллизация, которая приводит к образованию вокруг ядра протокристалла новообразованной каймы того же минерала. Чаще всего нарастание происходит асимметрично, что свидетельствует о неравномерном распределении давления: более интенсивное нарастание происходит в направлении областей относительно пониженного давления — "теней давления".

2. Грануляция или полная перекристаллизация минералов, сопровождающаяся образованием мелкозернистого агрегата менее напряженных кристаллов за счет более крупного и более напряженного кристалла. При этом образуются кварцевые агрегаты без волнистого погасания. Такой тип перекристаллизации происходит без существенной латеральной миграции компонентов.

3. Образование и рост новых минеральных (кристаллических) фаз. Этот процесс начинается с процесса нуклеации, т.е. появления новообразованных зародышей кристаллов, но рост продолжается только в случае приобретения кристаллом благоприятной ориентировки относительно существующего поля напряжений. Эти новые минералы фиксируют последнюю, наиболее позднюю сланцеватость и определяют фацию метаморфизма на этом этапе. Все новообразованные минералы имеют удлиненную форму, ориентированное положение, но обычно не несут деформации и напряженного состояния, что свидетельствует о релаксации напряжений в местах формирования новых минеральных фаз.

Процесс формирования новых минералов идет двумя путями: — кристаллизация слабо устойчивых к давлению минералов происходит в участках относительно пониженных давлений — в "тенях

давления". Образуются зоны агрегатов вновь выкристаллизовавшихся минералов: кварца, слюд, полевых шпатов, эпидота. Морфология агрегатов разнообразная, они имеют преимущественно характерную хвостобразную треугольную форму. Острые окончания зачастую слегка изогнуты, что свидетельствует об относительном скольжении во время роста агрегатов. Если при этом протокласт и кристаллизующаяся фаза имеет один и тот же минеральный состав, то в конечном счете формируется единый мономинеральный агрегат линзообразной формы. Часто протокристалл в результате деформации оказывается будинирован, разорван. В этом случае перешеек между двумя разошедшимися полукристаллами заполняется агрегатом мелкокристаллического кварца. Кристаллизация подобного типа может осуществляться в межслойных пространствах, и тогда образуются сегрегированные агрегаты, имеющие форму удлинённых линз или лентообразных полос. Таким образом осуществляется миграция компонентов и метаморфическая дифференциация вещества, которая является одним из наиболее выразительных результатов действия динамического фактора при структурно-вещественном преобразовании горных пород;

— кристаллизация фаз, устойчивых при повышенном давлении, происходит в участках наиболее интенсивной деформации. В зонах интенсивного хрупкого разрушения и полной милонитизации, где такие минералы, как кварц, полевые шпаты и слюды претерпевают только деструктивную деформацию, иногда появляется рутил. Он кристаллизуется в виде очень мелких, длиной 1,15 и шириной 0,001—0,005 мм кристаллов игольчатого габитуса, двойников и сферических агрегатов. Рутиловые агрегаты маркируют зоны милонитизации. В аналогичных зонах происходит и образование глаукофана среди метаморфизованных в зеленосланцевой фации вулканических туфов.

Формы структурно-вещественных преобразований в условиях пластического течения горных пород чрезвычайно разнообразны и определяются наличием хрупких деформаций (деструктивный процесс) и пластической деформации, сопровождающейся процессами кристаллизации и перекристаллизации минеральных фаз (конструктивный процесс). Пластическое течение, таким образом, является суммарным эффектом деструктивно-конструктивного процесса.

Существует мнение [11—13], что степени вещественной и структурной переработки пород необходимо изучать отдельно, а затем проводить их корреляцию. В идеале это правильно, так как действительно в природе существуют случаи полной структурной переработки пород без сколько-нибудь значительного преобразования минерального состава, и наоборот — полное вещественное переобразование породы практически без изменения ее структуры и текстуры. В первом варианте это соответствует чисто стрессовому метаморфизму (в понимании А.В. Лукьянова), во втором, напротив, стрессовая составляющая равна нулю [11].

Но опыт показал [22] (это находит подтверждение и в наших исследованиях), что во всех промежуточных случаях, когда вто-

ричные преобразования развиваются в условиях сложного напряженного состояния (а именно этот случай мы разбираем), степень минеральных преобразований коррелятивно связана со степенью преобразований тектоно-структурных, которые являются количественным и пространственным отображением минеральных превращений, и разделить эти стороны единого процесса практически невозможно. Поэтому мы вслед за В.Н. Швановым [22] выделяем (с определенными изменениями и дополнениями) три степени структурно-высших преобразований.

1-я степень (зона глубокого катагенеза по В.Н. Шванову). Породы сохраняют признаки первичного состава и строения (слоистость, стратификация, первичные структурные и текстурные особенности). Под микроскопом наблюдаются пелитовые (в глинистых породах) и обломочные (в зернистых породах) структуры с элементами регенерационных, инкорпорационных и микростилолитовых образований. Прослойки компетентных пород будинированы (часто без разрыва сплошности), в тонкозернистых породах проявляется послойный квиваж, элементы сланцеватости. Ориентировка зерен выражена слабо, метаморфические минералы появляются вдоль плоскостей делимости, в тонкозернистой или пелитовой массе, частично ее замещая. Минеральные превращения охватывают отдельно цемент и зерна (в незначительной степени), последние отчетливо обособляются от цемента независимо от состава. Вторичные минералы занимают не более 30% условного объема. Микролитоны толщиной 1—5 мм.

2-я степень (зона начального и глубокого метагенеза по В.Н. Шванову). Толщина микролитонов уменьшается до 0,1—1 мм, число плоскостей делимости на условную единицу длины увеличивается. Текстуры массивные и сланцеватые, с неправильной зачаточной кристаллизационной сланцеватостью (слоеватостью). Степень рассланцовки и кристаллизационной сланцеватости сильно варьирует. Границы плоскостей делимости становятся волнистыми, появляется гофрировка, микроскладчатость. Границы пелитовых и зернистых слоев видны не всегда. Появляется шелковистость на поверхностях сланцеватости. В кремнях и вулканитах проявляется линзовидное строение, обусловленное наличием неизмененных участков породы, как бы плавающих в рассланцованной основной массе. В пелитовых породах преобладают тонкочешуйчатые лепидобластовые структуры, но сохраняются элементы пелитовой структуры. В зернистых породах новообразования захватывают и цемент, и обломочные зерна. Обломки вулканогенных и большинства осадочных пород становятся неотличимы от цемента; частично сохраняются обломки кварца и альбита, но и они несут следы ориентированной перекристаллизации и коррозии. Мелкозернистая основная масса полностью или почти полностью перекристаллизована, реликтовые минералы и крупные зерна (более 0,2—0,3 мм) также затронуты деформацией (раздроблены, удлинены, изогнуты, сдвойникованы) и вторичными метаморфическими преобразованиями по периферии кристаллов и по трещинкам. Метаморфические минералы занимают от

30 до 60—90% условного объема. Появляется большее число сплошных выделений кварца (в терригенных и кремнистых породах) и карбоната (в основных вулканитах и их туфах). На данной ступени порода имеет ярко выраженный метаморфический облик, но сохраняются реликтовые признаки материнской породы.

3-я степень (зеленосланцевый метаморфизм в собственном смысле по В.Н. Шванову). Полное господство новообразованных минералов соответствующего парагенезиса. Реликтовые протокласты составляют не более 5—10% условного объема, но и они сильно деформированы и находятся в процессе замещения. Порода представляет собой типичные зеленые сланцы. В поле и под микроскопом первично-обломочные породы неотличимы от первично-глинистых и кремнистых. Структура гранобластовая, гранолепидобластовая или фибробластовая. Текстуры кристаллизационно-слоистые, развита плейчатость. Частота плоскостей делимости очень высокая, толщина микролитонов 0,01—0,1 мм. Развита мелкая гофрировка. В массовом количестве появляются жильные выделения кварца и карбоната. Развита флазерные, микробудинажные, ротационные структуры.

Выделенные три степени условны, но они являются реальным отражением интенсивности вторичного структурно-метаморфического перерождения горных пород.

**Региональные закономерности распределения структурно-вещественных преобразований.** Выходы метаморфических пород образуют или обширные поля площадью во многие десятки и сотни квадратных километров, или узкие полосы, рисунок которых соответствует общему структурному рисунку района. В последнем случае метаморфические сланцы обычно пространственно приурочены к тектоническим линиям, отражающим выход на дневную поверхность плоскостей надвигов, тектонических покровов и границ тектонических чешуй. В верхнем надвинутом крыле чаще всего располагаются породы нижнего литостратиграфического комплекса, в нижнем крыле — верхнего комплекса. При удалении от плоскостей надвигов и покровов метаморфические породы сменяются неморфизованными разностями, или измененными в стадии мета- или катагенеза.

Ширина области собственно метаморфических преобразований в зонах надвигов обычно составляет первые десятки метров, но может достигать 100, 200 м и более. В всячем (надвинутом) крыле мощность зоны вторичных преобразований обычно более значительна, чем в подстилающих отложениях. В этих зонах наиболее сильно развиты и структуры, отражающие пластическую деформацию (на микроуровне) и пластическое течение горных пород (на макроуровне). Наиболее четкое выражение находит пластическая деформация в развитии интенсивной сланцеватости, обычно с постепенным утонением микролитонов при приближении к поверхности тектонического скольжения. В этом же направлении наблюдается усиление степени вторичных структурно-вещественных преобразований в целом. Такая закономерность выдерживается практически на всей территории Ганза-Чимтаргинского массива, т.е. наблюдается струк-

турный контроль проявления метаморфических процессов. И если метаморфизм древних толщ, залегающих в аллохтоне, можно было бы попытаться объяснить и иным способом, то для подстилающих более молодых образований структурный контроль их вторичных преобразований вполне очевиден.

Неоднородность структурно-метаморфических преобразований отмечается и в пределах обширных — на первый взгляд единых — полей метаморфических пород нижнего литостратиграфического комплекса. В пределах таких полей, площадь которых составляет десятки квадратных километров, все разновидности пород подверглись структурным и вещественным преобразованиям, и в большем своем объеме превращены в зеленые сланцы. Однако распределение структурно-вещественных преобразований в пространстве резко неравномерно: определенные объемы пород полностью метаморфизованы и в них наблюдается только один метаморфический парагенезис минералов, на соседних же участках породы сохраняют черты своего первичного облика и минерального состава.

Картирование зон, характеризующихся различной степенью вторичных преобразований, показало, что зоны интенсивного преобразования перемежаются в пространстве с зонами менее интенсивных деформаций и вещественных изменений и с зонами, где вторичные изменения минимальны для данного района. Зоны максимальных структурно-вещественных преобразований образуют полосы, вытянутые в соответствии с общим структурным планом в субширотном направлении. Мощность этих зон варьирует от первых десятков метров до 100—200 м, в отдельных случаях до нескольких сотен метров. Зоны менее измененных пород могут иметь большую мощность. Переходы между зонами различной степени вторичных преобразований бывают достаточно резкими и четкими — изменение степени вторичных преобразований осуществляется на расстоянии нескольких десятков сантиметров, — но могут быть и постепенными с прогрессивным нарастанием степени вторичной переработки на расстоянии в несколько десятков метров. На границах зон и внутри зон максимальной переработки в ряде случаев прослеживаются зоны милонитизации мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров.

По латерали отдельные зоны (как повышенной, так и минимальной степени преобразований) прослеживаются на многие километры. Но в то же время зоны максимальных преобразований ветвятся, расходятся, снова сливаются одна с другой, образуя сложный пестрый рисунок, отражающий неравномерность структурно-вещественных преобразований в пространстве. Слияясь друг с другом, зоны максимального перерождения отграничивают в пространстве участки менее измененных пород, имеющие в целом форму сильно вытянутых линз, удлиненных в плоскости общей сланцеватости и первичного напластования толщ горных пород. Соотношение длины линз с их толщиной может варьировать в широких пределах — от 1:10 до 1:100.

**Литологический и структурный контроль в распределении зон.** Степень вторичных преобразований, с одной стороны, зависит от вещественного состава горных пород, а с другой — находится в зависимости от интенсивности деформаций.

Литологический контроль выражается в четкой увязке максимальных метаморфических преобразований с основными вулканами и их туфами, с алевrolитами и мелкозернистыми песчаниками. Очевидно, в этом случае существенную роль играет минералогический состав первичной породы и устойчивость минеральных видов, а также гранулометрический состав, обуславливающий растворимость зерен. Важно отметить, что очень часто повторный метаморфизм (поздний метаморфизм альпийского возраста) развивается предпочтительно по ранее метаморфизованным породам.

Но смена вторичных преобразований в пространстве часто происходит не на границах изменения вещественного или гранулометрического состава исходных пород, но — и это очень важно — изменения интенсивности фиксируются и внутри толщ единого состава и строения. В таких случаях особенно четко проявлен структурный контроль в проявлении вещественных преобразований.

Структурный контроль метаморфических изменений хорошо иллюстрируется при пересчете количественной перекристаллизации (процентные соотношения метаморфических и реликтовых минералов) внутри толщи или пластов единого состава и строения, которая изменяется по латерали в зависимости от степени структурных преобразований. Рассмотренное в региональном плане, это явление имеет большое геологическое значение. Как уже отмечалось, степень вещественных преобразований неравномерна, и максимальные изменения в пространстве приурочены к определенным тектоническим структурам. Например, в толще пород так называемой мокшеватской свиты нижнего комплекса наблюдается [22] постепенное нарастание степени метаморфизма от периферии синклинали структуры к ее центру. Интенсивно метаморфизованные сланцы приурочены к альпийским тектоническим структурам — плоскостям надвигов, покровов, чешуй. При удалении от плоскостей надвигов и покровов метаморфические породы сменяются менее метаморфизованными или неметаморфизованными разностями. В всячем, надвинутом крыле мощность зоны вторичных преобразований обычно более значительная, чем в подстилающих отложениях. В этих зонах наиболее сильно развиты пластическая деформация (на микроуровне) и пластическое течение горных пород (на макроуровне). При приближении к поверхности тектонического скольжения развивается интенсивная сланцеватость, обычно с постепенным утонением микролитонов. В этом же направлении наблюдается усиление степени вторичных структурно-вещественных преобразований в целом. Такая закономерность в проявлении структурного контроля метаморфических процессов выдерживается практически на всей территории Ганза-Чимтаргинского массива.

Таким образом, изучение общего плана деформации и конкретных структур в пределах описываемой полосы показало, что они

формируются в условиях интенсивного пластического течения вещества, которое фиксируется в разном масштабе. Проявляются микро- и макробудинаж, гофрировка и микроскладчатость, кристаллизационная сланцеватость, удлинение (растекание) галек и обломков в грубообломочных разностях пород, структуры вращения, бластез, флазерные структуры, течение и разлинзование кварцевых жил и пр.

Сланцеватость, будинаж, линейность всегда ориентированы субпараллельно друг другу, в плоскости первичного напластования горных пород и в соответствии с общим структурным планом, хотя в отдельных участках фиксируются и отклонения от этого правила. Соотношение линзовидного строения объемов менее измененных пород, разделенных зонами интенсивного структурно-вещественного перерождения, с общей структурой ясно показывают, что они, так же как и линзы карбонатных пород, представляют собой мега- и макробудины, растащенные по субпараллельным плоскостям и заключенные в интенсивно переработанную сланцевую массу. Зачастую области развития метаморфических пород описываемой территории представляют собой своеобразный сланцевый меланж. Матриksom меланжа служат породы наиболее высокой для данного района степени переработки (типичные зеленые сланцы и милониты), включениями — реликтовые линзы и будины менее измененных пород и пород, сохранивших в значительной степени свой первоначальный осадочный или вулканогенный облик и состав. Этот меланж — структурно-метаморфический.

В пределах выделенных участков различной степени структурно-вещественных преобразований также наблюдается существенная неравномерность вторичных преобразований, и в объемах слабо измененных пород появляются полосы и участки пород максимальной степени преобразования, тогда как на участках максимальной переработки встречаются объемы пород, измененных в гораздо меньшей степени (особенно это касается количественной оценки проявления метаморфизма и деформации).

Итак, неравномерность проявления вещественных преобразований контролируется: а) литологической неоднородностью метаморфизирующих толщ, при которой важное значение имеют химическая устойчивость первичных минералов и гранулометрический состав пород; б) неоднородным распределением пластической деформации.

Выделяется не менее двух длительных этапов изофациального зеленосланцевого метаморфизма: 1) палеозойский, закончившийся в позднем палеозое; очевиден контроль литологического фактора, установлено проявление неоднородной пластической деформации; 2) альпийский этап зеленосланцевого метаморфизма. На этом этапе более определенно прослеживается приуроченность вещественных преобразований к зонам деформаций, совпадающим с зонами альпийских надвигов и пластических покровов. Характерно отсутствие вертикальной метаморфической зональности и мозаичное распределение вещественных преобразований. Установлена прямая корреляционная связь между структурными и вещественными преобразованиями — зоны наибольших вещественных изменений совпадают с зонами наибольшей деформации.

Сугутский метаморфический блок соответствует ядерной части восточного центриклинального замыкания Зеравшано-Гиссарско-Восточно-Алайской зоны. Описание геологического строения района содержится в публикациях [4, 7], и здесь мы отметим только самые общие черты структуры и разреза, необходимые для дальнейшего изложения.

В пределах Сугутского блока наблюдается следующая последовательность напластования толщ палеозойского возраста (S-D?) (снизу вверх по разрезу): толща I первично кремнистых, вулканогенно-кремнистых и кремнисто-глинистых пород с прослоями песчаников, известняков и доломитов; толща II первично вулканических пород (базальтов, андезитобазальтов, реже более кислых разновидностей) и туфов; толща III первично терригенных пород (песчаников, гравелитов, алевролитов, глинистых сланцев); толща IV первично терригенных пород (аналогичных толще III) с пластинами известняков (в верхней части).

Породы вышеприведенного разреза слагают сложно построенную синклинальную структуру, осложненную надвигами, послыжными срывами, складчатыми деформациями. Однако в центральной части района тектонические дислокации не нарушают общего синклинального строения зоны и единства выполняющего ее разреза.

Для Сугутского блока характерны большие объемы метаморфических пород и широкое развитие структур пластического течения.

Для разновозрастных образований обрамления Сугутского массива метаморфизм не характерен, а пластическое течение проявляется в гораздо меньшей степени. Так, если пластическая деформация в пределах области распространения метаморфических пород при средних значениях<sup>1</sup> 240—500% может достигать 1000%, то непосредственно за границами этой области (в тех же литологических разновидностях) величина деформации колеблется от 0 до 250%. Пластическая деформация резко возрастает в пограничной зоне между областью развития метаморфитов и областью их отсутствия. Этой зоне соответствует полоса карбонатных пород, единый некогда горизонт которых представлен серией будин, имеющих по длинной оси протяженность от 100 м до 5 км при толщине 100—150 м и отстоящих друг от друга на расстоянии 1 км и более. Внутренняя структура карбонатных пород также свидетельствует об интенсивном пластическом течении: в них проявляется вторичная полосчатость, вызванная сегрегацией глинистого и карбонатного вещества, микроскладчатость послынного течения и внутренний будинаж. Известняки зачастую перекристаллизованы и мраморизованы.

Пластическое течение вещества в пределах Сугутского блока развито широко и выражено в будинаж-структурах (от мега- до микромасштаба), деформации обломков и галек в гравелитах и

<sup>1</sup> Методику оценки величины деформации см: [10], конкретные данные по замерам величин см: [6, 7].

конгломератах, в ротационных структурах, в мелкой послышной складчатости, гофрировке, нагнетании материала в зоны геодинамических убежищ, сланцеватости, плейчатости, линейности и пр.

Деформация проявлена в пространстве неравномерно. Намечается определенная связь повышенной деформации с областями распространения метаморфических пород. Там, где величины деформации колеблются от 0 до 100—150%, проявление вторичных вещественных изменений обычно отсутствует. При нарастании величины деформации (200—300%) в породе заметны элементы вещественных преобразований: на плоскостях сланцеватости появляются вторичные серицит, хлорит, происходит частичная грануляция и перекристаллизация кварцевых зерен. При величине деформации в 300—500% вещественные преобразования становятся достаточно сильны: глинистые и алевролитовые разности заметно метаморфизованы, отдельные горизонты превращены в кварц-серицит-хлоритовые сланцы. В породах, полностью видоизменивших свой вещественный состав, величина деформации по отдельным реликтовым участкам и расстоянию между отдельными будинами фиксируется величинами 500% и более (до 1000). В этом случае породы практически полностью превращены в зеленые сланцы.

С ростом величины деформации и вещественного преобразования происходит постепенное изменение первичной структуры и текстуры пород, исчезновение признаков изначального состава и строения. Особенно четко это явление прослеживается в гавелитах. При нарастании величины деформации галечники и крупные зерна подвергаются расплющиванию, удлиняются и постепенно превращаются в узкие удлиненные линзы, кварцевые зерна гранулируются, цементирующая масса постепенно все более и более рассланцовывается. На начальных стадиях вторичные минералы появляются только в цементе; затем вторичные преобразования захватывают границы крупных зерен и мелкие зерна, и наконец порода превращается в метаморфический сланец с новыми текстурами, структурами и вещественным составом. Однако среди общей массы зеленосланцевых пород могут сохраняться будины неизменных или измененных в более слабой степени пород.

Вещественные преобразования в пределах Сугутского блока проявлены в диапазоне от зоны метагенеза до эпидот-амфиболитовой зоны зеленосланцевого метаморфизма. Вторичное преобразование вещества неравномерно, и в первую очередь отмечается неравномерность этих изменений по разрезу, где по данным В.Н. Шванова [22] и нашим наблюдениям, вторичные преобразования распределены следующим образом (при наличии нормальных первичных взаимоотношений между толщами).

Толща I. Породы изменены в стадии метагенеза и биотитовой подзоны зеленосланцевой фации. Метаморфизм в пределах толщи проявлен неравномерно и приурочен главным образом к горизонтам вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, которые зачастую полностью преобразованы в зеленые сланцы.

Толща II<sup>2</sup>. Породы изменены практически полностью в зеленосланцевой (местами эпидот-амфиболитовой) фации метаморфизма, однако среди зеленых сланцев сохраняются реликты сильно катаклазированных (или зеленокаменно-измененных) вулканических пород.

Толща III. Породы преобразованы в стадии метагенеза.

Толща IV. Породы изменены в интервале от стадии метагенеза до зеленосланцевой фации метаморфизма. Интересно замечание В.Н. Шванова, касающееся метаморфических преобразований пород данной толщи: "...степень вторичного преобразования отвечает зоне метагенеза — глубокого и начального, хотя в некоторых единичных пластах встречаются преобразованные зеленосланцевые альбит-актинолитовые породы" [22. С. 148].

Такова качественная картина распределения вещественных преобразований по разрезу, показывающая, что в пределах региона не существует единой вертикальной метаморфической зональности и что в разрезе чередуются зоны более низкой и более высокой степени переработки горных пород. Эта вертикальная неравномерность усугубляется и латеральной неоднородностью распределения вещественных преобразований, выраженной в постепенном замещении в пределах одного стратиграфического уровня метаморфических пород породами, претерпевшими более слабые изменения, или вообще практически не измененными. При этом, как мы уже говорили, соответственно меняется и интенсивность пластической деформации горных пород.

Поскольку неравномерность структурно-вещественного преобразования часто накладывается на неоднородность первичного состава и строения толщ, то возникает желание объяснять неравномерность проявления вторичных преобразований первичной неоднородностью состава. Однако в пределах Сугутского массива наблюдается смена интенсивности вещественных преобразований в единой литологической толще, причем верхние стратиграфические горизонты подвержены более интенсивной переработке, чем нижние. Такая закономерность особенно четко прослеживается на границе толщ III и IV.

Толщи III и IV — это единая серия чередования песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с редкими прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Отличие толщи IV состоит в появлении в ее верхней части известняков, и граница между толщами III и IV представляет собой узкую зону резко меняющегося уровня структурно-вещественных преобразований. Эта граница четко картируется и образует замкнутый контур.

Ниже уровня этой границы толща сохраняет черты первичного осадочного происхождения: элементы слоистости, стратификации, первичного состава и структуры. Обломочная структура песчаников

<sup>2</sup>Эта толща пород В.Н. Швановым [22] и другими исследователями [4] отнесена к самым низам разреза, однако наши исследования показали, что толща вулканических пород залегает между кремнисто-глинистыми отложениями толщи I и терригенными отложениями толщи III.

четко выражена, видны обломочки и зерна кварца, черных кремней, пелитизированных зерен полевого шпата. Пласты грубообломочных пород и песчаников, хотя и будинированы, прослеживаются на достаточно большом расстоянии. Зерна и обломки (галечки) в песчаниках и в гравелитах удлинены и имеют линзовидную форму, кварцевые зерна в ряде случаев перекристаллизованы. В толще развит будинаж (особенно сильно он проявлен в пластах тонкозернистых песчаников), мелкая складчатость, что наряду с удлинением (растеканием) галек и зерен и элементами сланцеватости указывает на пластическую деформацию пород. Цемент песчаников слегка рассланцован (иногда почти полностью), глинистые разности рассланцованы, и на поверхностях сланцеватости появляются вторичные серицит, реже хлорит.

Вверх по склону и по разрезу степень вторичных структурных и вещественных преобразований резко возрастает. Исчезает слоистость и стратификация, увеличивается будинаж, появляется четко выраженная сланцеватость, пloidчатость, гофрировка. В массовом количестве появляются вторичные минералы: серицит, хлорит, альбит, эпидот и др., появляются послойные (реже секущие) прожилки кварца, деформированные пластически. И наконец порода превращается в зеленые сланцы, минеральные парагенезисы которых представлены следующими ассоциациями: кварц-альбит-слюда-хлорит, кварц-альбит-слюда-хлорит-эпидот-цоизит, альбит-слюда-хлорит-цоизит-эпидот-актинолит. Развивается метаморфическая дифференциация. Ширина переходной зоны от метагенетически измененных пород толщи III к породам зеленосланцевой фации метаморфизма варьирует от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, т.е. переход осуществляется на чрезвычайно коротком расстоянии.

Нужно отметить, что в пределах толщи III встречаются редкие горизонты зеленосланцевых пород, тогда как в толще IV сохраняются горизонты и пятна метагенетически измененных отложений, что в еще большей степени подчеркивает неравномерность проявления метаморфических преобразований. Можно было бы привести и другие факты неравномерности проявления вторичных преобразований, однако объем статьи не позволяет этого сделать. Остановимся еще только на одном вопросе. Одним из признаков вещественного преобразования породы является степень метаморфической дифференциации. Наблюдения за будинами песчаника, сохранившимися среди зеленых сланцев, в описанной выше переходной зоне показали, что степень рассланцовки в разных частях будин различна и возрастает от центра к их краевым частям (в особенности к верхней). С возрастанием степени рассланцовки увеличивается объем выделений кремнезема, который концентрируется в виде кварцевых прожилков вдоль поверхностей рассланцевания, т.е. степень дифференциации вещества связана со степенью рассланцевания. Эта закономерность подчеркивается и тем, что в центре будин, где рассланцовка минимальна, песчаники сохраняют свой первичный состав и обломочную структуру и элементы внутренней стратификации (происходит лишь незначительная перекристаллиза-

ция цемента); в краевых частях будин, где рассланцовка весьма интенсивна, возникает новый комплекс минералов — хлорит, серицит, гранулированный кварц.

Таким образом, в пределах Сугутского метаморфического блока наблюдаются те же закономерности проявления структурных и вещественных преобразований, что и в Ганза-Чимтаргинском массиве, свидетельствующие о пятнистом, неравномерном проявлении метаморфизма без определенно выраженной вертикальной метаморфической зональности и о пространственном единстве зон повышенного метаморфизма и зон пластического течения горных пород.

Детальный тектонофациальный анализ [17] и анализ проявления метаморфических процессов, проведенные в пределах Сугутского блока, подтвердили резкую неравномерность проявления структурно-вещественных преобразований и тесную парагенетическую связь между структурными и вещественными преобразованиями горных пород. Аналогичное явление наблюдается и в пределах Курганакской тектонической зоны, описание которой приведено в предыдущей статье.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение метаморфических толщ Южного Тянь-Шаня и их взаимоотношений со структурой горных пород выявило следующие особенности проявления структурно-вещественных преобразований:

1. Проявление вторичных структурных и вещественных преобразований неравномерно по интенсивности. Преобразование вещества варьирует в широких пределах от начального катагенеза до высокотемпературных ступеней зеленосланцевой фации и от низкобарических серий заленосланцевой фации до высокобарических серий глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма. Помимо качественной неравномерности, которая находит отражение в появлении соответствующих минеральных парагенезисов, неравномерность вторичных преобразований имеет и количественное выражение: в определенном объеме горной породы может быть различное содержание метаморфических минералов — от 0 до 100% от общего условного объема.

Интенсивность пластической деформации в пределах изученной территории также сильно варьирует: количественные оценки величин деформации колеблются в разных зонах (но в одинаковых литологических породах) от 0 до 500—1000%.

2. Проявление вторичных структурных и вещественных преобразований неравномерно в пространстве. Неравномерность структурно-вещественных преобразований находит отражение на различных масштабных уровнях — от размера шлифа до размера складчатой области. В самом общем случае эта неравномерность выражена в сложном сочетании объемов более интенсивно измененного вещества (имеется в виду количественная оценка степени вторичных вещественных и структурных преобразований) и менее измененных горных пород, без определенной (характерной для всего региона

или для его значительных участков) вертикальной метаморфической зональности.

3. Между вторичными структурными и вещественными преобразованиями устанавливается корреляционная связь. Зоны наибольших вещественных изменений горных пород совпадают с зонами наибольшей пластической деформации и наоборот. Неравномерность вещественного перерождения является в определенной степени и отражением неравномерности пластического течения.

Выявленные закономерности позволяют, как нам представляется, обсудить некоторые более общие вопросы проявления метаморфических процессов в пределах Южного Тянь-Шаня и метаморфизма как геологического явления в целом. Обратим внимание на две особенности проявления метаморфизма в пределах изученного региона. Первая состоит в том, что постоянно и на разных масштабных уровнях наблюдается тесная взаимосвязь вещественных, структурных и текстурных преобразований, которую впервые для этого региона подметил В.Н. Шванов [22]. А это, в свою очередь, наталкивает на мысль, что между этими явлениями существует парагенетическая связь, отражающая единство и взаимообусловленность процессов метаморфизма (определенного типа) и пластического течения. Вторая особенность — это неравномерность интенсивности метаморфизма, что по существующим представлениям должно свидетельствовать о неравномерности распределения в пространстве термодинамических параметров, в первую очередь температуры ( $T$ ) и литостатического давления ( $P_{\text{общ}}$ ). Следовательно, мы должны указать либо механизм локального изменения  $T$  и  $P_{\text{общ}}$ , либо иной фактор, неким образом способствующий преобразованию горных пород.

**Локальное изменение  $T$ .** Априори очевидно, что в определенном условном объеме горных пород существует та или иная фоновая температура. И если в этом объеме фиксируется неравномерность метаморфических преобразований, то нужно рассматривать или локальные понижения значений  $T$  от уровня, обеспечивающего максимальные изменения вещественного состава, или повышение  $T$  от некоего среднего значения. Локальные понижения температуры (в столь различных объемах и столь неравномерные) не находят удовлетворительного объяснения. Необходимо, вероятно, искать только механизм, обеспечивающий повышение  $T$ . Но и здесь мы сталкиваемся со значительными трудностями, так как никаких реальных, локально распространенных источников тепла обнаружить не удастся. Учитывая структурный контроль размещения зон максимальных вещественных преобразований, приуроченность их к тектоническим покровам и надвигам, было бы заманчиво связать локальные повышения  $T$  с теплом, которое выделяется при трении. Однако во многих работах показано [18, 23—25], что даже наиболее сильная деформация пород сопровождается очень незначительным (не более 10%) подъемом температуры и не может иметь реального значения для метаморфических реакций. Учитывая это, а также данные о приповерхностных условиях метаморфизма и общую негативную оценку влияния температурного фактора на эпигенез и метаморфизм в

данном регионе [22], нужно, по-видимому, искать иной фактор, способствующий реальному течению метаморфических реакций достаточно широкого температурного диапазона при фоновом значении  $T$  для данного региона, которое для зеленосланцевого и глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма Южного Тянь-Шаня определяется [22] по мусковит-хлоритовому палеотермометру в интервале  $200\text{--}250^\circ$ , по мусковит-плагиоклазовому палеотермометру —  $100\text{--}350^\circ$ . Эти значения, составляющие в среднем  $225$  и  $250^\circ$ , "показывают чрезвычайно низкий уровень прогрессивации толщ, обычно отвечающий зоне метагенеза" [22, С. 188]. В то же время имеются оценки температур, отражающие большие значения и значительный разброс значений  $T$ : минимальные значения  $300^\circ$  и максимальные  $500^\circ$  [19].

**Локальное изменение  $P_{\text{общ}}$ .** Литостатическое давление в земной коре может изменяться направленно только по вертикали и возрастает с глубиной. Локальное изменение (повышение или понижение)  $P_{\text{общ}}$  от места к месту в пределах объемов, находящихся на одном уровне глубинности, по-видимому, невозможно. Тем более невозможно объяснить увеличение  $P_{\text{общ}}$  снизу вверх по разрезу. Следовательно, мы должны предполагать, что метаморфические преобразования совершаются при определенном фоновом  $P_{\text{общ}}$ , которое, судя по мощности отложений, располагающихся выше самых низких горизонтов метаморфических пород, не должно превышать  $2\text{--}3$  кбар, в то время как по теоретическим и экспериментальным данным верхние горизонты метаморфических толщ, принадлежащие глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма, требуют  $P_{\text{общ}} = 6\div 8$  кбар. На несоответствие экспериментальных данных и геологических наблюдений обращали внимание многие специалисты. Р. Рутланд [16, С. 129] в сводке, посвященной этому вопросу, указывает: "В лучшем случае геологические оценки дают лишь половину глубины, на которую указывают экспериментальные работы, а в худшем — немногим меньше одной десятой части". Исходя из этих оценок приходится допускать действие еще какого-то фактора, который изменяет барические условия метаморфизма данного типа в сторону их явного уменьшения.

Таким образом, если наши рассуждения правильны, то для объяснения наблюдаемых закономерностей проявления метаморфизма необходимо указать дополнительный фактор, который мог бы обеспечить процесс вещественного преобразования горных пород при температурах и всестороннем давлении существенно более низких, чем это устанавливается при расчетах и экспериментальных исследованиях. На этот факт неоднократно обращалось внимание [16], и он находит реальное подтверждение в приведенном геологическом материале.

Таким фактором многие исследователи, начиная с А. Харкера, считали одностороннее давление — стресс. Однако реальное значение стресса для минеральных преобразований большинством геологов оспаривалось, и в настоящее время убедительно показано [12, 13], что само по себе одностороннее давление фактором пре-

образования вещественного состава горных пород являться не может. В то же время суммарное действие  $P_{\text{общ}}$  и  $P_z$  (одностороннее давление) приводит к сложному напряженному состоянию горных масс, следствием которого является их пластическая деформация и пластическое течение, фиксируемое суммой структурных, текстурных и морфологических признаков. Нужно подчеркнуть при этом один чрезвычайно важный момент. Обычно принимается, что чем более интенсивное пластическое течение наблюдается в горных породах, тем большие напряжения существовали в зонах пластической деформации. Однако геологический материал показывает, что эти зоны были областями не повышенных напряжений, а областями, в которых в силу различных причин осуществлялась максимальная релаксация существующих напряжений. Таким образом, геологический смысл пластического течения, которое включает в себя хрупкую деформацию (не нарушающую внутреннюю связность условного объема пород), пластическую деформацию и вещественные преобразования, — это релаксация неравномерного сложного напряженного состояния данного объема.

Было показано, что области наиболее интенсивной пластической деформации являются одновременно и областями повышенных (в сравнении с фоновыми) вещественных преобразований. Более того, между этими явлениями устанавливается парагенетическая связь, фиксируемая на различных масштабных уровнях. Учитывая это, логично допустить, что именно пластическая деформация неким образом влияет на условия (или создает их) вещественного преобразования горных пород и что именно в условиях пластической деформации метаморфические реакции могут протекать при более низких значениях температуры и литостатического давления, чем те, которые необходимы для процесса метаморфизма в статических условиях. В частности, Д. Флинн [20, С. 56] пишет: "Энергия напряжения и основная энергия способны совместно обусловить протекание таких процессов, как миграция границ, образование центров кристаллизации и рост зерен (перекристаллизация) в более низкотемпературных условиях, чем условия, характеризующиеся отсутствием энергии напряжения". Весьма вероятно также, что процесс метаморфизма в условиях пластического течения в определенных пределах — процесс атермичный. Исследования в металлургии и геологические наблюдения [21] свидетельствуют в пользу такого вывода.

Таким образом, изложенный материал позволяет предполагать, что пластическая деформация является реальным геологическим фактором метаморфических преобразований. Является ли его действие только каталитическим или, как считают некоторые геологи [21], прямым (т.е. разрушающим химические связи и создающим условия для возникновения новых, подобно температуре и литостатическому давлению) — это вопросы, которые должны решать специалисты в области петрологии и термодинамики. Тем не менее уже сейчас ясно, что имеется несколько факторов, влияющих на течение метаморфических реакций в условиях пластического течения пород.

— Увеличение растворимости минералов и миграционной способности компонентов, что приводит к перекристаллизации и образованию агрегатов с меньшим критическим радиусом.

— Увеличение миграционной способности элементов в зонах наиболее интенсивных преобразований, что приводит к формированию в этих зонах стабильных фаз, например рутила. Плагноклазы разрушаются, вещество выносится из этих зон, или происходит кристаллизация слюд. Кварц и кальцит пластически деформируются, кремний и кальций в значительной степени выносятся. Суммарный эффект преобразований приводит к обеднению этих зон кварцем, кальцитом, плагноклазом и к обогащению породы слюдами.

— Увеличение диффузии компонентов в результате возникновения в процессе деформации дефектов кристаллической решетки.

— Увеличение числа центров кристаллизации новых минеральных фаз вследствие появления множества дефектов в кристаллической решетке деформированных минералов.

— Разрушение химических связей в кристаллической решетке деформированных минералов и приведение химических элементов в активизированное состояние. Этот процесс — хотя вопрос о его реальности только поставлен [21] и далек еще от окончательного решения — все же представляется нам наиболее существенным и, возможно, именно он является ответственным за существенные преобразования описанного типа. И возможно, как отмечали Тернер и Ферхуген [18], пластическая деформация — это не только динамический, но и термодинамический фактор метаморфических преобразований.

Энергетически такая постановка вопроса оправдана многочисленными данными о том, что при пластической деформации твердых кристаллических тел в холодном состоянии в них задерживается часть (от 5 до 15%) затраченной на деформацию энергии, в связи с чем создаются условия, при которых кристаллическая решетка минерала оказывается в состоянии термодинамической неустойчивости [20, 21]. Из этого следует, что рекристаллизация (или кристаллизация новых минеральных фаз) в основе своей — это один из способов релаксации сложного поля напряжений пластически деформированного объема путем вещественных преобразований. Именно поэтому наибольшая степень вещественных преобразований в принципе совпадает с объемами горных пород, деформированных пластически.

Таким образом, в данном случае мы имеем дело с типом метаморфизма, специфика которого заключается в том, что вещественные преобразования не только проходят в условиях пластического течения (практически все регионально метаморфизованные породы испытали в той или иной степени пластическое течение), но они как бы инициируются пластической деформацией, которая определяет существенно иные *PT*-параметры вещественных преобразований, чем те, которые необходимы, по-видимому, для "статического метаморфизма".

По характеру проявления этот тип метаморфизма может быть назван "мозаичным", генетически он является динамически-релаксационным (relax-метаморфизм).

По всей видимости, relax-метаморфизм отличен от регионального метаморфизма, при котором вещественные преобразования не зависят напрямую от пластического состояния горных пород, а определяются соответствующими *PT*-параметрами среды. Можно полагать, что изначально "статический" метаморфизм свойственен более глубинным зонам земной коры, где главная роль принадлежит литостатическому давлению; в верхних этажах коры большее значение приобретает метаморфизм "релаксационный", где сложное напряженное состояние горных пород и вызываемая им пластическая деформация могут дать соответствующий эффект [18]. Именно проявления relax-метаморфизма наиболее широко представлены в фанерозойских складчатых областях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966, 348 с.
2. *Бакиров А.Б.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
3. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 328 с.
4. *Довжиков А.Е., Иванов Г.В., Кнауф В.В.* Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1984. N 3. С. 71—76.
5. *Елисеев Н.А.* Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.
6. *Коньгин В.Г., Леонов М.Г.* К проблеме происхождения Восточно-Алайской сигмоиды // ДАН СССР. 1985. Т. 282, N 3. С. 675—679.
7. *Коньгин В.Г., Леонов М.Г.* Тектоника Сугутского метаморфического блока (Южный Тянь-Шань). // Бюл. МОИП. Отд.геол. 1987. Т. 62, вып. 6, С. 19—35.
6. *Леонов М.Г.* "Фиксизм" или "мобилизм" // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 126—149.
9. *Леонов М.Г.* Южный Тянь-Шаня. Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития // Геотектоника. 1985. N 5. С. 45—61.
10. *Лукиянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105—146. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 343).
11. *Лукиянов А.В.* Методология структурных исследований кристаллических комплексов // Тез. докл. Всесоюз. шк. "Структурный анализ кристаллических комплексов". М., 1986. С. 7—9.
12. *Лукиянов А.В., Лукьянова В.Г.* Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Южного Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. С. 121—172.
13. *Лукиянов А.В.* Некоторые методологические проблемы, возникающие при изучении тектонических деформаций // Изучение тектонических деформаций. М., 1987. С. 5—30.
14. *Минаев В.Е.* Метабазиты в зеленых сланцах Каратегина // ДАН ТаджССР. 1978. Т 21, N 9. С. 40—43.
15. *Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.
16. *Рутланд Р.У.Р.* Избыточное тектоническое давление // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 125—146.
17. *Соловьев А.Ю.* Геологическое строение и тектонофашии зеленосланцевого комплекса Восточного Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 12. С. 102—111.
18. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр.лит., 1961. 480 с.

19. Федоров Г. В. Вещественный состав и глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Душанбе, 1982. 24 с.

20. Флинн Д. Деформация при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 49—77.

21. Чередищенко А. Н. Тектонофизические условия минеральных преобразований. Киев: Наук. думка, 1964. 184 с.

22. Шанов В. Н. Литоформационная корреляция терригенных и метаморфических толщ. Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 213 с.

23. Goguel J. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre // Mém. Serv. Carte Géod. France. 1948.

24. Grubermann U., Niggli P. Die Gesteins-metamorphose. 3 Völl. umgearb. Aufl. Bd. 1, Berlin, Borntraeger, 1924. 539 p.

25. Harker A. Metamorphism. A study of transformations of rockmasses. London: Methuen, 1932. 360 p.

УДК 551.24(235.211)

*С. П. Сигачев*

## **СТРУКТУРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СКУЧИВАНИЯ НА ЦЕНТРАЛЬНОМ ПАМИРЕ И МЕХАНИЗМ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ (на примере альпийского покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта)**

### **ВВЕДЕНИЕ**

Проблемам формирования сложнопостроенных покровно-складчатых сооружений альпийского типа посвящена обширная отечественная и зарубежная геологическая литература. Столь пристальный интерес к данной теме не случаен, поскольку месторождения многих полезных ископаемых генетически связаны с древними или современными горными сооружениями, сформировавшимися под воздействием процессов складчатости, надвигообразования и магматизма. Изучение покровно-складчатых сооружений альпийского типа помимо прикладного значения имеет и чисто научный интерес, поскольку подводит к пониманию тектонических процессов и явлений, происходивших в земной коре на разных этапах ее развития и во многом определивших современный лик нашей планеты.

Основным вопросом геологического строения сложных покровно-складчатых сооружений был и остается вопрос о механизме их формирования. Дело в том, что складчатость общего смятия и тектонические покровы — явления, весьма типичные для всех складчато-надвиговых сооружений, могли возникать только в обстановке общего субгоризонтального сжатия (стресса), существование которого большинство исследователей связывают с тангенциальным давлением, приложенным извне. Однако лабораторное моделирование тектонических процессов показывает, что в реальных геологических условиях передача тектонических напряжений возможна лишь на незначительное расстояние от места приложения нагрузки (как правило, не более, чем две—три мощности деформируемых отложений) и поэтому гипоте-

за о тангенциальных усилиях, приложенных извне, не в состоянии объяснить происхождение покровно-складчатых систем и сооружений, имеющих значительную ширину (многие десятки и первые сотни километров). Этот вывод заставляет ряд исследователей склоняться в пользу гравитационной гипотезы, которая на первый взгляд удовлетворяет условию автономного возникновения горизонтальных тектонических условий внутри деформируемых толщ. Однако более детальное рассмотрение этой гипотезы (а это будет сделано в соответствующих разделах статьи) показывает, что и она не является универсальной, и так же, как и предыдущая не может быть использована в ее классическом виде для объяснения формирования широких и протяженных покровно-складчатых систем и поясов. Таким образом, вопрос о механизме образования складчато-надвиговой структуры многих горных сооружений до настоящего времени остается открытым.

В настоящей работе автор на примере покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта делает попытку подойти к решению данной проблемы, не претендуя, впрочем, на ее исчерпывающее рассмотрение. Более того, следует оговориться, что все высказанные соображения относительно механизма формирования складчато-надвиговой структуры мезозойско-палеогеновых образований, развитых в западной части Центрального Памира, построены только на материале изучения тектонического строения указанной территории и не могут быть распространены на другие регионы без учета специфики развития и особенностей строения последних. Другими словами, автор хотел бы предложить для обсуждения один из возможных вариантов механизма формирования покровно-складчатых сооружений альпийского типа.

Работа проводилась в рамках тематики Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР под руководством доктора геолого-минералогических наук Ю.Г. Леонова, которому автор глубоко признателен за неослабевающий интерес к проводимым исследованиям и постоянную помощь в их осуществлении. Равным образом, автор благодарен всем, кто способствовал написанию и опубликованию этой работы и прежде всего В.И. Дронову, С.В. Руженцеву, Э.С. Чернеру и ныне покойному В.А. Швольману, чьими советами и консультациями он пользовался.

## ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Язгулемский хребет (район междуречья Язгулема и Бартанга) располагается в пределах западной части Центральной тектонической зоны Памира — единственной из зон, в разрезе которой запечатлена вся фанерозойская и частично протерозойская история развития этого грандиозного складчатого сооружения Центральной Азии. Значительное место в строении территории Центрального Памира принадлежит морским и континентальным образованиям мезозоя и кайнозоя, наиболее крупный массив которых находится в пределах Язгулемского хребта.

Современный уровень знаний о стратиграфическом разрезе и особенностях тектоники указанной территории, а также прекрасная обнаженность и значительная глубина эрозионного вреза (3,5—4 км) в пре-

делах Язгулемского хребта позволяют относить последний к категории тектонотипных объектов, на примере которых возможно установление последовательности процесса тектонического скупивания, основных закономерностей и механизма формирования покровно-складчатых сооружений подобного типа.

По поводу структуры и истории развития западной части Центрального Памира существуют разные точки зрения, что, вероятно, связано с пока недостаточной изученностью этого района, в немалой степени обусловленной его труднодоступностью, а также с чрезвычайной сложностью его тектонического строения.

### *Краткий обзор геологического строения*

Начало систематического изучения геологии Памира связано с исследованиями, проводившимися в 30-е годы в рамках Таджикско-Памирской экспедиции.<sup>1</sup> В этот период работами И.Г. Баранова, В.С. Глазунова [4] и Г.Л. Юдина [55] были заложены основы стратиграфии района Язгулемского хребта. Здесь было установлено широкое распространение отложений верхнего триаса, юры и мела. Среди образований мезозоя были обнаружены локальные выходы терригенно-карбонатных пород ордовика и девона. В пределах западного окончания Язгулемского хребта и севернее последнего, в пределах Ванчского хребта, было отмечено широкое развитие метаморфических образований докембрия и отложений палеозоя.

В 50—60-е годы благодаря исследованиям Б.П. Бархатова [5], С.С. Карапетова [22, 23, 25], Б.К. Кушлина [29], Э.Я. Левена [30], Б.Р. Пашкова [36], В.А. Швольмана [53] и ряда других геологов было получены дополнительные данные о разрезе района междуречья Бартанга и Язгулема, однако принципиальных изменений схема его стратиграфии не претерпела. Коренному пересмотру подвергся лишь вопрос о возрасте немой толщи вулканогенно-обломочных пород, развитых в долине р. Бартанг и ранее относимых к пермо-триасу [28], триасу [55] или юре [4]. Согласно данным В.И. Дронова [14], ниже указанных вулканитов, выделенных им в бартангский комплекс [15]<sup>2</sup>, располагается горизонт верхнемеловых известняков, что дало основание датировать первые палеогеном. Однако противоречивая оценка В.И. Дроновым [14] и Х.С. Тадждиновым [49, 50] характера залегания подстилающих вулканитов известняков на триас-юрских отложениях допускала различные истолкования, в связи с чем вопрос о возрасте бартангского комплекса (свиты) долгое время оставался открытым.

Забегая вперед, укажем, что автором настоящей работы в результате проведенных исследований были получены дополнительные доказательства палеогенового возраста бартангской свиты. При последующем изложении материала будет также предпринята попытка объяснить наличие существенных разногласий между В.И. Дроновым и Х.С. Тадждиновым относительно характера залегания подстилающих

<sup>1</sup> Более подробно история развития взглядов на тектонику этого региона освещена в ряде опубликованных работ [5, 53].

<sup>2</sup> Более широкое распространение получил термин "бартангская свита".

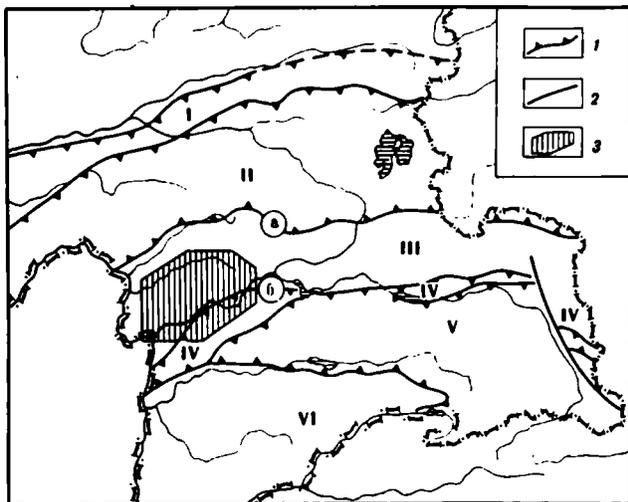


Рис. 1. Положение покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта в тектонической структуре Памира (по В.А. Швольману [53])

1 — межзональные разломы (а — Ванч-Танымасский, б — Рушанско-Пшартский); 2 — прочие разрывы; 3 — контуры рассматриваемой в работе территории; I—VI — зоны: I — Дарваз-Заалайская (внешняя), II — Северного Памира, III — Центрального Памира, IV — Рушанско-Пшартская, V — Юго-Восточного Памира, VI — Юго-Западного Памира

вулканиты известняков на триас-юрских отложениях в долине р. Бартанг.

Главным итогом деятельности Таджикско-Памирской экспедиции [34, 35] в области тектоники явилось заключение о разделении Памира на ряд субширотных зон ("дуг"), различающихся между собой набором осадочных и магматических формаций, а также временем проявления главной складчатости. Район Язгулемского хребта оказался включен в состав Центральной тектонической зоны (рис. 1).

Опираясь на фундаментальные работы об определяющей роли в структуре складчатых областей долгоживущих тектонических нарушений — глубинных разломов [37], М.М. Кухтиков [26] одним из первых высказал мысль о тектонической природе границы между зонами Памира. Эти границы он отнес к категории краевых (глубинных) разломов. Дальнейшими работами [16, 24] было установлено, что Центральный Памир на севере ограничен Ванч-Танымасским надвигом, а на юге с толщами Юго-Восточного Памира он граничит по Рушанско-Пшартскому разлому (см. рис. 1).

Обширный фактический материал, полученный в результате геологосъемочных и тематических работ, позволил внутри тектонических зон выделить структурные элементы более высокого порядка: антиклинории и синклинории, или подзоны [5]. Так, в пределах западной части Центральной Памирской тектонической зоны были выделены три крупные тектонические структуры: Ванчский и Музкольский антиклинории и разделяющий их Язгулемский синклинорий. Последний образован преимущественно мезозойско-кайнозойскими отложениями и

имеет в плане форму вытянутого эллипса, длинная ось которого трасируется примерно вдоль гребня Язгулемского хребта.

Надо заметить, что в основу большинства тектонических построений, получивших наибольшую популярность в конце 50-х — начале 60-х годов [2, 5, 17, 27], была положена фиксистская модель Памира. Согласно представлениям многих авторов, первостепенное значение в формировании структур Памирского региона имели вертикальные движения, которые влияли лишь на набор осадочных и магматических формаций, слагающих основные тектонические зоны и структурно-фациальные подзоны, и никак не отражались на очертаниях и взаимном расположении последних. Отсюда следовал вывод об изначально дугообразной форме седиментационных бассейнов Памира и их унаследованном развитии.

Однако идея о примате вертикальных движений на Памире не выдержала проверки временем и новыми фактами.

Со второй половины 60-х годов в литературе, посвященной Памиру, появилось множество описаний и отдельных примеров покровных и надвиговых структур [19, 31, 38 и др.]. Однако можно без преувеличения сказать, что основной вклад в дело установления покровно-надвиговой структуры Центрального Памира внес С.В. Руженцев. Этому исследователю принадлежит большое количество работ, в которых широкое освещение получили как частные, так и общие вопросы геологии и тектонического развития Центральнопамирской зоны [44, 45]. Отдельная монография С.В. Руженцева [46] посвящена подробному рассмотрению тектонической структуры западной части Центрального Памира, которая включает в себя и участок Язгулемского хребта, описанный в настоящей работе.

С.В. Руженцевым впервые было показано чешуйчато-надвиговое строение западной части Центрального Памира и предложена, на наш взгляд, наиболее удачная тектоническая схема этой территории. Были выделены ряд тектонических комплексов, перекрывающих друг друга: автохтон, параавтохтон и аллохтон. К автохтону С.В. Руженцев отнес метаморфические образования ванчского комплекса ( $PR_2—PZ_1$ ) и сарезской свиты ( $PZ$  или  $C_{1-2}$ ), развитые в пределах Ванчского и центральной части Музкольского антиклинория. Параавтохтонный комплекс развит на западном погружении Музкольского антиклинория и представлен сорванной пластиной, в составе которой выделяются два элемента: нижний, сложенный песчаниками и сланцами верхнего триаса — средней юры, и верхний, образованный вулканогенно-обломочными породами палеогена, имеющими в основании мало мощный горизонт известняков с фауной верхнего мела.

В состав аллохтона были включены локально развитые палеозойские породы, мощный комплекс осадков мезозоя и палеогеновые вулканогенно-обломочные образования бартангской свиты. Аллохтонный комплекс слагает одну из наиболее значительных структур западной части Центрального Памира — Язгулемский синклиорий. Последний, согласно С.В. Руженцеву, представляет собой крупный останец гигантского тектонического покрова, надвинутый на образования автохтона и параавтохтона по пологому тектоническому на-

рушению. Выходами этого надвига на поверхность являются разрывы: Язгулемский на севере и Бартангский на юге. Пластины палеозойских пород, приуроченные к плоскостям сместителей этих разломов, видимо, были затянута в подошву Язгулемского аллохтона в процессе его надвигания.

По мнению С.В. Руженцева [46] Язгулемский аллохтон испытал перемещения в южном направлении на расстояние по крайней мере 50—60 км. Однако такие факты как северо-западная вергентность ряда складчатых дислокаций внутри аллохтона, а также общая северная направленность альпийских движений всего Памирского региона по палеомагнитным данным [3, 8, 9] противоречили схеме С.В. Руженцева. Это потребовало более детального изучения структуры покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта с целью выяснения последовательности и механизма ее формирования.

### *Очерк стратиграфии*

В пределах западной части Центрального Памира наиболее широко развиты метаморфические образования позднепротерозойского—раннепалеозойского возраста, слагающие ядерную часть Ванчского антиклинория (водораздел Ванчского и северо-западные отроги Язгулемского хребтов), а также морские и континентальные осадки мезозоя и вулканиты палеогена, участвующие в строении расположенных южнее Язгулемского синклинория (водораздельный гребень и юго-восточный склон одноименного хребта) и Музкольского антиклинория (долина р. Бартанг).

Терригенно-карбонатные отложения палеозоя распространены весьма локально: они местами участвуют в строении Ванчского антиклинория, а также известны по периферии Язгулемского синклинория, где слагают тектонические клинья и пластины.

По мнению большинства исследователей [17, 18, 45], основной перерыв осадконакопления в пределах Центрального Памира приходится на предпоздне меловую эпоху и связан с мощными позднекимерийскими складкообразовательными движениями.

Чтобы составить представление о стратиграфическом разрезе района Язгулемского хребта, кратко рассмотрим слагающие его толщи.

**Верхний протерозой — нижний палеозой нерасчлененные (?).** Стратифицированные толщи предположительно позднепротерозойского—раннепалеозойского возраста объединены в ванчский комплекс, образования которого широко развиты в пределах Ванчского хребта, а также слагают юго-западные отроги и частично северо-западный склон Язгулемского хребта. В пределах изученной территории породы ванчского комплекса протягиваются в виде узкой полосы вдоль северной периферии Язгулемского синклинория.

Ванчский комплекс представлен разнообразными метаморфическими породами: сланцами, гнейсами, кварцитами и мраморами, суммарной мощностью 3,5—4 км.

С.В. Руженцеву [46] принадлежит указание на наличие в ряде мест Ванчского хребта постепенного перехода от кварцитов ванчского комп-

лекса к фаунистически охарактеризованным известнякам зорабатской свиты позднекембрийско-раннеордовикского возраста. Указанные соотношения позволяют относить лишенные органических остатков образования ванчского комплекса условно к верхнему протерозою — нижнему палеозою.

**Ордовикская система.** Наиболее обширные выходы ордовикских отложений располагаются преимущественно в районе распространения метаморфитов ванчского комплекса. Согласно общепринятой схеме стратиграфии ордовика Центрального Памира [43], здесь выделяются 2 свиты: 1) нижняя зорабатская, преимущественно известняковая мощностью до 150 м, в верхней части которой найдены остатки трилобитов и брахиопод, указывающие на раннеордовикский возраст вмещающих отложений; 2) верхняя козындыйская, преимущественно песчано-сланцевая общей мощностью 250—400 м, в основании охарактеризованная ранне-среднеордовикскими трилобитами и граптолитами, а в кровле — фауной граптолитов, трилобитов и брахиопод позднеордовикского возраста.

В пределах Язгулемского покровно-складчатого сооружения отложения ордовика развиты только в двух местах. Мраморизованные известняки и мраморы (вероятно, аналоги зорабатской свиты), сменяющиеся сланцами и песчаниками, содержащими остатки трилобитов среднего ордовика [46], слагают сравнительно тонкую тектоническую пластину (первые сотни метров), которая протягивается между ущельями Даравигук и Дарайубаг (левые притоки р. Язгулем) на многие километры и приурочена к плоскости сместителя Язгулемского надвига, отделяющего метаморфиты ванчского комплекса от отложений мезозоя. Другой выход располагается в пределах южного склона Язгулемского хребта выше кишлака Бартанг — здесь развиты темные аргиллиты и песчаники козындыйской свиты, содержащие среднеордовикские трилобиты [46]. Как и в первом случае, указанные породы слагают сравнительно тонкую (первые сотни метров) достаточно протяженную (6—7 км) тектоническую пластину, зажатую в плоскости сместителя Бартангского надвига. /

**Силурийская система.** Силурийские отложения в западной части Центрального Памира представлены известняками с подчиненными прослоями и пачками песчаников и сланцев. Согласно имеющимся данным [5], они залегают на отложениях ордовика согласно и имеют общую мощность 1200—1500 м. Силуром сложена обширная площадь вдоль правого борта долины р. Пяндж. Однако в строении покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта отложения этого возраста не участвуют.

**Девонская система.** По данным С.С. Карапетова [22], девонские отложения всех трех отделов сравнительно широко развиты во многих районах Центрального Памира. Они представлены главным образом известняками и доломитами, содержащими отдельные прослои терригенных пород. Однако почти во всех пунктах отложения девона слагают сравнительно маломощные (50—250 м) тектонические пластины и чешуи, зажатые среди пород самого различного возраста.

В бассейне р. Бартанг известняки верхнего девона обнаружены уже

давно [4]. Они представлены черными органогенно-детритовыми разностями, содержащими обильные остатки брахиопод, а также мшанок, криноидей и пелеципод.

Работами памирских стратиграфов аналогичные известняки были установлены в верховьях правых притоков р. Бартанг — рек Чадут, Рансупоз [5], Разуч, и в пределах северного склона Язгулемского хребта — в бассейнах рек Зайчхов и Камоч-дара. Весьма показательно, что все перечисленные выходы известняков верхнего девона расположены по периферии Язгулемского синклиория и, подобно отложениям ордовика, тоже приурочены к поверхностям сместителей Язгулемского и Бартангского надвигов.

**Каменноугольная система. Нижний (?) и средний отделы.** К отложениям нижнего и среднего отделов карбона С.С. Карапетов [25] условно относил мощную толщу (не менее 1,5 км) однообразных полевошпатовых кварцевых песчаников, алевролитов и сланцев, впервые выделенных Э.Я. Левеном [30] под названием сарезской свиты ( $C_{1-2}sr$ ). Эта свита широко развита в пределах центральной части Музкольского антиклиория, где она слагает обширные пространства в районе Сарезского озера и ущелий рек Кокуйбельсу и Танымас. Полоса ее выходов далее протягивается вдоль долины р. Кудара примерно до широты кишлака Барчадив.

Ранне(?)-среднекаменноугольный возраст сарезской свиты принимается на основании ее повсеместного трансгрессивного перекрытия с угловым несогласием известняками верхнего карбона — перми [25], а также ввиду находок Э.Я. Левеном [30] в литологически сходных отложениях Рангульского района органических остатков (брахиопод, фузулинид, мшанок) среднего карбона.

Существует также мнение и о более древнем (раннепалеозойском) возрасте сарезской свиты [46], однако последняя точка зрения широкого признания среди исследователей не получила.

**Верхний отдел каменноугольной системы — пермская система — нижний—средний отделы триасовой системы (нерасчлененные).** Отложения указанных подразделений, представленные главным образом карбонатными породами, слагают в пределах западной части Центрального Памира сравнительно маломощный горизонт брекчированных, скарнированных и интенсивно раздавленных мраморов, которые залегают на подстилающих породах сарезской свиты без заметного углового несогласия и по литологическому составу и фауне практически не поддаются расчленению на перечисленные отделы и системы. Последнее удастся сделать только в более восточных разрезах, где отложения верхнего карбона — перми залегают на сарезской свите с небольшим угловым несогласием и, в свою очередь, трансгрессивно перекрываются известняками нижнего—среднего триаса.

С востока на запад мощность отложений верхнего карбона — перми убывает со 180 до 45 м, поэтому в более западных районах (в том числе и в пределах Язгулемского хребта) эти осадки могли отсутствовать изначально, а горизонт мраморов, перекрывающий там сарезскую свиту, представлен карбонатными породами только ранне-среднетриасового возраста.

**Верхний отдел триасовой системы — нижний—средний отделы юрской системы (нерасчлененные).** Указанные отложения в пределах изученной территории известны давно [55] и в отличие от всех ранее описанных стратиграфических подразделений уже весьма широко распространены на Язгулемском хребте и в бассейне р. Бартанг. Они слагают здесь низы мезозойского разреза и поэтому обнажаются, как правило, в ядрах крупных антиклинальных структур. Выходы этих отложений группируются в полосы северо-восточного простирания (в соответствии с простиранием складок), наиболее широкая из которых протягивается вдоль долины р. Бартанг от ее приустьевой части и по крайней мере до меридиана р. Танымас на расстояние более 100 км. Отложения верхнего триаса — средней юры также известны: в верховьях правых притоков Бартанга — рек Обирун, Бухтург, Багу-дара, Баджу-дара, Рансупоз и Вадин-Ров; в бортах долин рек бассейна Язгулема — Камоч-дары, Ужом-дары, Зайчхов, Дараивигук, Даранбугуз, Ракзоу; в приводораздельной части Язгулемского хребта, в области истоков рек Вудор, Радоц и Биджрав-дара.

Отложения верхнего триаса — средней юры представлены мощной толщей (1500—2000 м) однообразных, монотонно переслаивающихся песчаников, алевролитов и сланцев темных окрасок, в нижней части охарактеризованных позднетриасовой флорой и солоновато-водными пелециподами, а в верхней части содержащих типично морские раннеюрские двустворки.

Образования верхнего триаса — средней юры (кокуйбельсуйская свита региональной стратиграфической шкалы) весьма однородны на всей изученной территории. Единственным существенным отличием двух разных типов разреза этих отложений являются их взаимоотношения с ниже- и вышележащими образованиями.

Осадки верхнего триаса — средней юры, развитые на западном погружении Музкольского антиклинория (южная полоса выходов терригенной толщи вдоль долины Бартанга), согласно подстилаются пачкой маломощных карбонатных пород верхнего карбона — среднего триаса (возможно, только нижнего—среднего триаса) и перекрыты также без видимого углового несогласия мергелями и глинистыми известняками средней—верхней юры. Последние могут быть выделены в самостоятельную толщу только на юго-западном и северо-восточном флангах Язгулемского покровно-складчатого сооружения (устье р. Бартанг и склоны пика Ляп-Назар); во всех остальных местах средне-верхнеюрские мергели и известняки и залегающие стратиграфически выше карбонатные породы верхнего мела практически не поддаются разделению ввиду их литологического сходства. Поэтому на карте и геологических профилях они показаны единым знаком (средняя—верхняя юра — верхний мел).

Терригенные отложения верхнего триаса — средней юры, развитые в пределах Язгулемского синклинория, имеют исключительно тектонические контакты с более древними отложениями. Как правило, они граничат с палеозойскими породами, слагающими тектонические чешуи, или непосредственно тектонически налегают на таморфиты ванчского комплекса. Верхняя граница терригенной толщи

проводится по подошве пачки известково-глинистых сланцев и мергелей, содержащих байос-батские пелециподы [29].

**Средний и верхний отделы юрской системы (нерасчлененные).** Отложения указанных подразделений также сравнительно широко развиты в пределах изученной территории. Как правило, их выходы тяготеют к районам широкого распространения верхнетриас-среднеюрских терригенных образований, разрез которых они согласно надстраивают. Образования средней—верхней юры (дамаматская свита региональной стратиграфической шкалы) представлены карбонатно-глинистыми и карбонатными породами.

В пределах Язгулемского синклинория их разрез имеет отчетливо двучленное строение: его нижнюю часть составляют серые мергели с обильными остатками пелеципод батского яруса (низы пачки) и аммонитов раннекеловейского возраста (ее верхи) — 100—400 м; верхняя часть разреза представлена массивными грубослоистыми известняками, которые содержат остатки пелеципод келловея—оксфорда — 250—500 м. Толща средне-верхнеюрских карбонатных отложений часто не поддается расчленению на вышеуказанные пачки по литологическому признаку, поэтому на карте и геологических профилях показана одним общим знаком.

Средне-верхнеюрские отложения, развитые на погружении Музкольского антиклинория (самая южная полоса выходов), отличаются от одновозрастных карбонатов Язгулемского синклинория меньшей (либо изначально, либо ввиду срезания) мощностью (0—250 м) и отсутствием в их разрезе (по крайней мере в той его части, которую удастся наблюдать) литологически обособленных мергелистой и известняковой пачек. Кроме того, эти образования, за редким исключением, практически не могут быть отделены от литологически сходных карбонатных пород верхнего мела, залегающих стратиграфически выше. По этой причине средне-верхнеюрские и верхнемеловые карбонатные отложения в пределах Музкольского антиклинория на геологической карте и профилях изображены общим условным знаком.

**Меловая система.** В западной части Центрального Памира широким развитием пользуются и отложения меловой системы, впервые выделенные здесь Г.Л. Юдиным [55] и И.Г. Барановым [4].

К нижнему отделу ( $K_1$ ) относятся палеонтологически не охарактеризованные красноцветные песчаники, согласно залегающие на известняках средней—верхней юры и, в свою очередь, перекрывающиеся известняками с остатками фауны пелеципод позднемелового возраста ( $K_2$ ). Весьма характерно, что осадки нижнего мела развиты исключительно в разрезе Язгулемского синклинория, где их мощность колеблется от 400 до 1000 м, иногда достигая (хребет Торварх) 1,5 км, и полностью отсутствуют на западном погружении Музкольского антиклинория (в пределах долины р. Бартанг). Исчезновение из разреза столь мощной толщи терригенных пород связывается большинством исследователей [5, 14] либо с перерывом осадконакопления, приходящимся на раннемеловую эпоху, либо со срезанием красноцветов перед отложением верхнемеловых известняков.

Песчаники нижнего мела в пределах Язгулемского синклинория слагают ядра и крылья крупных синклинальных складок. Поэтому их выходы в соответствии с общим простиранием структур группируются в полосы юго-западного—северо-восточного направления. Самая широкая полоса нижнемеловых отложений (7—8 км) протягивается от верховьев р. Вану-дара вдоль хребта Торварх до долины р. Язгулем-дара (правый приток Бартанга) на расстояние 70—80 км. Менее значительные выходы нижнемеловых красноцветов известны в приводораздельной части Язгулемского хребта, а также в пределах его северного склона по долинам левых притоков Язгулема — рек Хуздор-дара, Зайчхов, Дараивигук и Дараибугуз.

Отложения верхнего мела (K<sub>2</sub>) представлены главным образом карбонатными породами. В пределах Язгулемского синклинория широко развиты слоистые и массивные известняки, содержащие остатки рудистов, которые указывают на позднесенонский возраст вмещающих отложений. Последние, по данным автора, залегают на подстилающих красноцветных песчаниках нижнего мела, возможно, с разрывом, но без заметного углового несогласия и имеют мощность 250—400 м.

Верхнемеловые отложения в пределах Музкольского антиклинория впервые были установлены И.Г. Барановым и В.С. Глазуновым [4]. Согласно В.И. Дронову [10, 14], они слагают здесь сравнительно маломощный (0—70 м) горизонт известняков, которые охарактеризованы в среднем течении р. Бартанг (район кишлака Аджирх) и в левом борту долины р. Пяндж (территория Афганистана) фауной поздне-меловых рудистов. Указанные известняки подстилают мощную толщу вулканогенно-обломочных пород, относимых на этом основании к палеогену, и, в свою очередь, залегают на сложнодислоцированных терригенных отложениях верхнего триаса — средней юры<sup>1</sup> с резким структурным несогласием. Однако мнения о крупном структурном несогласии в основании указанного горизонта придерживаются не все исследователи [49, 50, 53]. К числу последних принадлежит и автор данной работы [48].

Верхнемеловые отложения долины р. Бартанг помимо редуцированной мощности отличаются еще и тем, что в их составе наряду с карбонатными и разнообразными терригенными осадками (алевролитами, песчаниками) иногда присутствуют грубые несортированные брекчии, состоящие из обломков разнообразных пород. Среди последних обнаружены и глыбы палеозойского возраста [46]. Это может указывать на олистостромовое происхождение подобных глыбовых накоплений.

**Палеогеновая система.** В западной части Центрального Памира к палеогену условно относят [7, 15, 18] толщу вулканогенно-обломочных пород суммарной мощностью 1,5—2 км, залегающую выше сенонских известняков и выделяемую под названием бартангской свиты (или комплекса). Образования последней слагают обширные прост-

<sup>1</sup> Автор придерживается мнения, что местами верхнемеловые известняки непосредственно перекрывают карбонатные отложения средней—верхней юры (возможно, только нижней мергелистой пачки).

ранства в среднем и нижнем течении р. Бартанг; сравнительно небольшие по площади выходы известны в районе водораздельного гребня Язгулемского хребта.

В пределах Язгулемского синклинория образования палеогена выполняют ядра синклиналей, поэтому полная мощность их здесь неизвестна. Видимая часть разреза (не более 300—400 м) сложена главным образом лавами, лавобрекчиями и туфами андезитового состава.

В пределах Музкольского антиклинория (в бассейне р. Бартанг) образования палеогена по литологическому признаку разделены на две свиты: нижнюю — бартангскую (Pbr) — вулканогенно-обломочную и верхнюю — разучскую (Prz) — туфогенно-осадочную. Бартангская свита условно, по петрографическим особенностям слагающих пород, была разделена В.И. Дроновым [7] на 2 толщи: преимущественно эффузивную, сложенную альбитофирами по андезитам и андезитобазальтам, реже по их туфам, 900—1000 м, и туфогенно-обломочную, представленную туфосланцами, туфопесчаниками и туфоконгломератами, около 1000 м. Мощность разучской свиты, сложенной разнообразными туффитами и известковистыми алевролитами, по данным автора, не превышает 200—500 м.

Важно заметить, что разрез палеогеновых образований подвержен достаточно сильным фаціальным изменениям. Так, по данным В.И. Дронова [15] и автора, вулканы бартангской свиты в восточном направлении постепенно сменяются красноцветными конгломератами с большим количеством гальки известняков, а на смену туффитам разучской свиты приходят пепельно-серые гипссодержащие породы. Как показали проведенные исследования, постепенный характер переходов от одних пород палеогена к другим сомнений не вызывает. Это позволяет отвергать предпринимаемые рядом авторов [5, 28 и др.] попытки расчленить, используя различия в литологическом составе пород, вулканогенно-обломочные образования западной части Центрального Памира на две или три разновозрастные толщи.

\* \* \*

Предпринятое краткое описание стратиграфических подразделений, участвующих в строении Язгулемского горного сооружения, со всей определенностью показывает, что в данном районе присутствуют два типа разреза мезозойских отложений (рис. 2). Если в пределах Язгулемского синклинория развит практически полный разрез мезозоя (незначительные перерывы осадконакопления, разумеется, могли иметь место), то для Музкольского антиклинория характерен сокращенный тип разреза, которому свойственно отсутствие мощной толщи красноцветных песчаников нижнего мела, прерывистое развитие маломощных карбонатных отложений средней—верхней юры, а также редуцированная мощность верхнемеловых отложений и заметно отличный литологический набор слагающих их пород.

В современной структуре область полного разреза (сокращенно ОПР), совпадающая с Язгулемским синклинорием, и область сокращен-

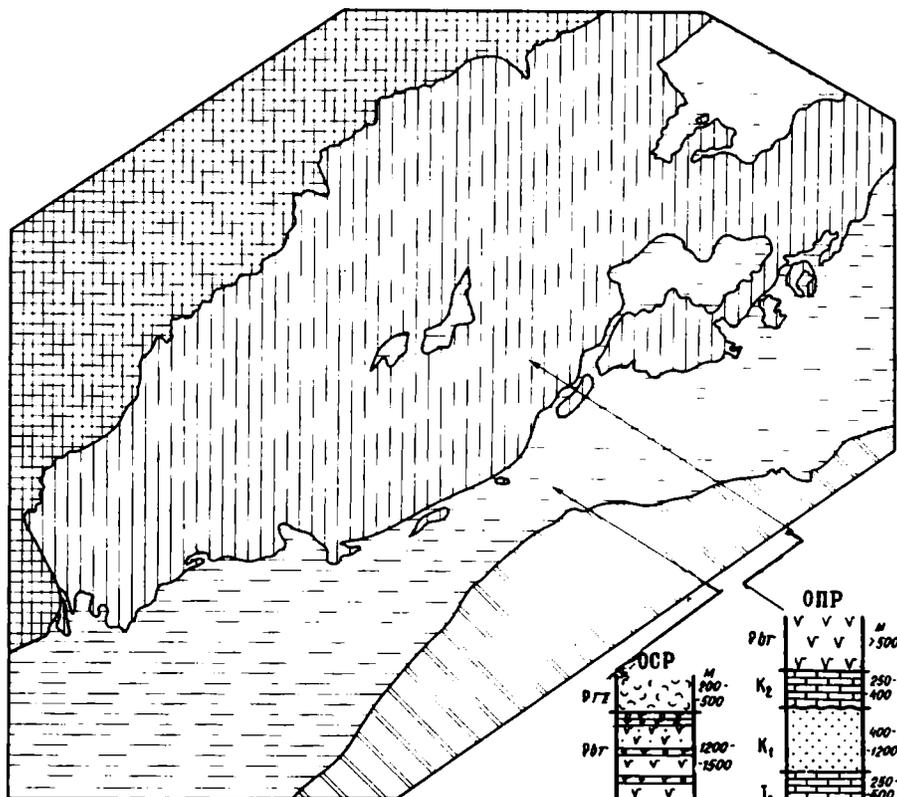
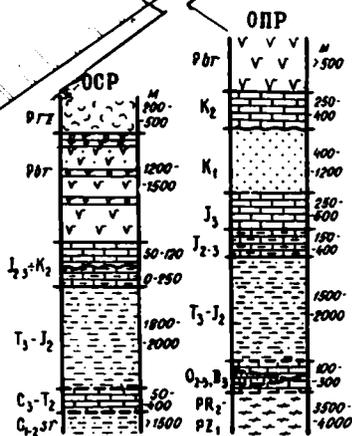
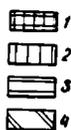


Рис. 2. Схема распространения в пределах покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта мезозойских и палеогеновых образований полного и сокращенного типов разреза 1 — область развития метаморфических образований верхнего протерозоя — нижнего палеозоя (?); 2 — область распространения мезозойско-палеогеновых образований полного разреза (ОПР); 3 — область распространения мезозойско-палеогеновых образований сокращенного разреза (ОСР); 4 — образования Рушанско-Пшартской зоны



ного разреза (ОСР), располагающаяся на продолжении Музкольского антиклинория, находятся друг относительно друга на столь близком расстоянии (первые километры вплоть до непосредственного перекрытия), что предположение об изначальном характере этих соотношений выглядит маловероятным. Доказанное существование крупных надвиговых нарушений [46], отсутствие наблюдаемых взаимных переходов между полным и сокращенным разрезами, а также наличие палеозойских чешуй по периферии ОПР — все это скорее свидетельст-

вует о тектоническом сближении (сдвигании) двух разных структурно-фациальных зон в процессе альпийского скучивания покровных масс.

Чтобы установить, насколько правомерно подобное предположение, следует разобраться в последовательности формирования современной структуры Язгулемского горного сооружения, для чего необходимо рассмотреть внутреннее тектоническое строение областей с разным типом строения разреза мезозоя и их взаимоотношения между собой.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ РАЙОНА ЯЗГУЛЕМСКОГО ХРЕБТА

Мезозойские и палеогеновые образования, слагающие между-речье Бартанга и Язгулема, смяты в линейные складки северо-восточного простирания, шарниры которых плавно погружаются к центру Язгулемского синклинория. Протяженность складок составляет первые десятки километров, иногда достигая 60—70 км. Ширина их колеблется в довольно значительных пределах: от 1—2 до 5—7 км, чаще она не превышает 3—4 км.

В пределах изученной территории распространения мезозойских и палеогеновых отложений, отделенных на севере от метаморфических образований Ваньского антиклинория Язгулемским разломом, а на юге — от толщ Рушанско-Пшартской зоны — одноименным Рушанско-Пшартским надвигом, выделяется более 20 крупных складчатых дислокаций. Однако указанные складки развиты не повсеместно. Некоторые из них испытывают виргации, расщепляясь на две аналогичные и одну противоположного знака; другие, напротив, по простиранию затухают и сливаются с доминирующими складчатыми нарушениями, что в итоге приводит к уменьшению общего числа дислокаций. Некоторые из установленных складок по простиранию исчезают под плоскостью более молодого Рушанско-Пшартского надвига (рис. 3, см. вкл.).

Значительная часть складчатых дислокаций из числа развитых в пределах Язгулемского хребта и долины р. Бартанг впервые были описаны в работах В.И. Дронова с соавтором [7], Х.С. Таджидинова [50] и С.В. Руженцева [46]. Проведенные исследования подтвердили обоснованность выделения этих складок, хотя в целом ряде случаев авторская трактовка их структуры заметно отличается от прежней. Наряду с этим ряд складок установлен впервые.

При дальнейшем описании я старался сохранить наиболее удачные названия нарушений, присвоенные им В.И. Дроновым и С.В. Руженцевым, и лишь в тех случаях, когда в названии содержится некоторая неопределенность (примером может служить антиклиналь, названная С.В. Руженцевым Камочдаринской по названию реки, долина которой пересекает по меньшей мере 5 крупных складок), осуществлялось переименование складчатых дислокаций. В этом случае при описании конкретной структуры в тексте указывается и то название, под которым эта складка значится в работе предыдущего исследователя.

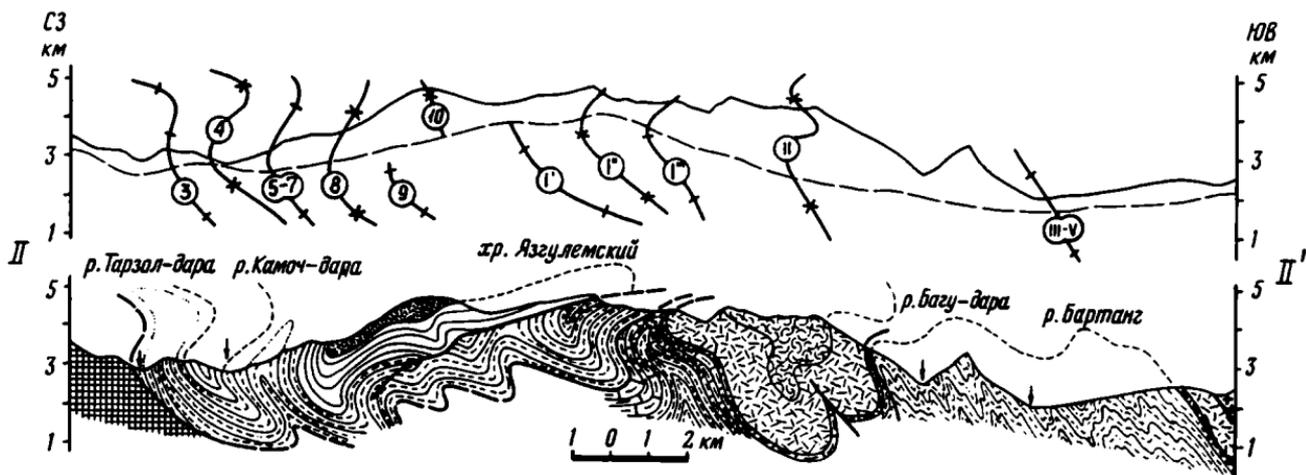
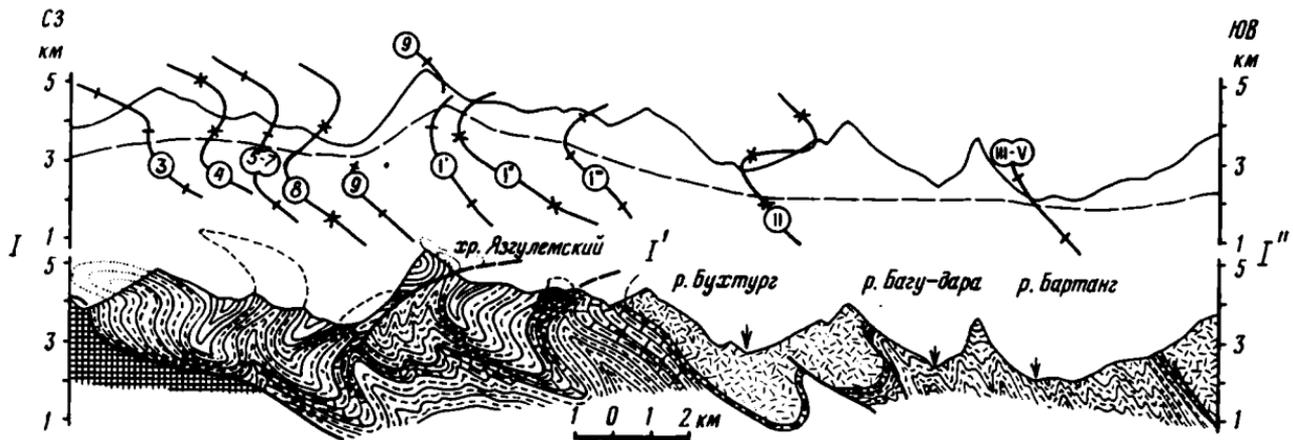


Рис. 3. (продолжение, см. вкл.). Геологические разрезы Язгулемского горного сооружения

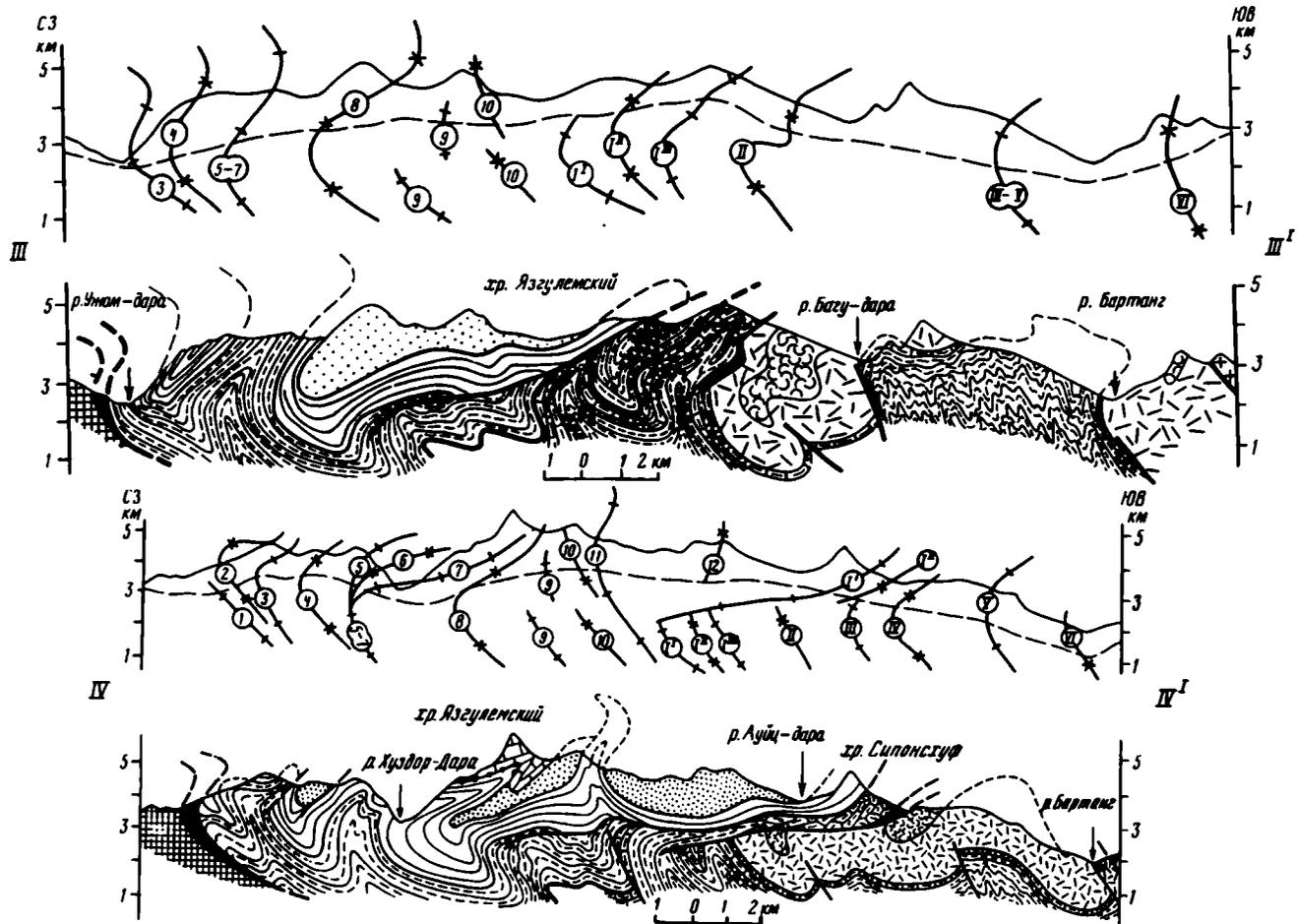


Рис. 3 (продолжение)

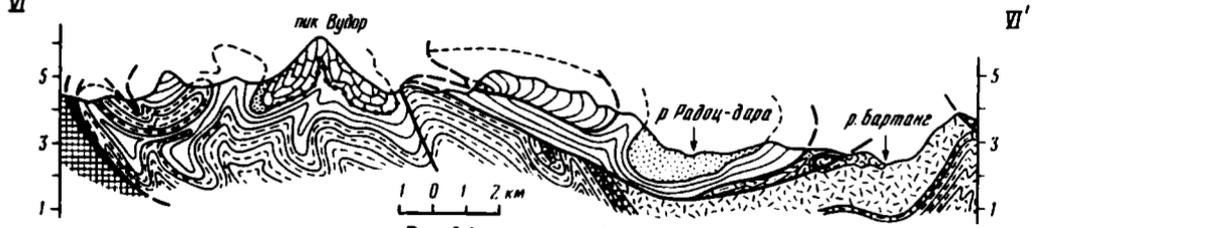
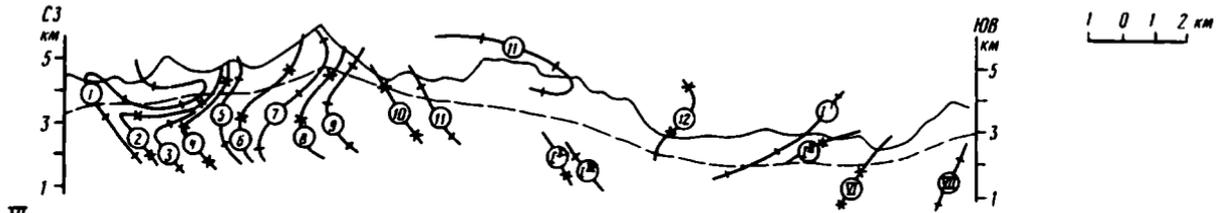
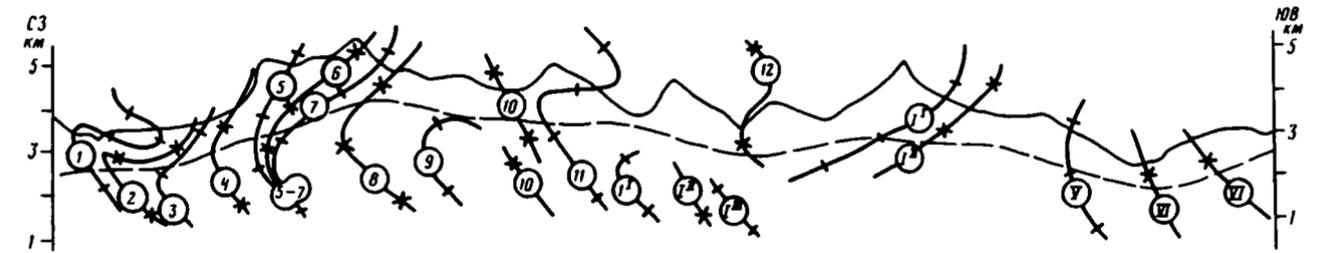


Рис. 3 (продолжение)

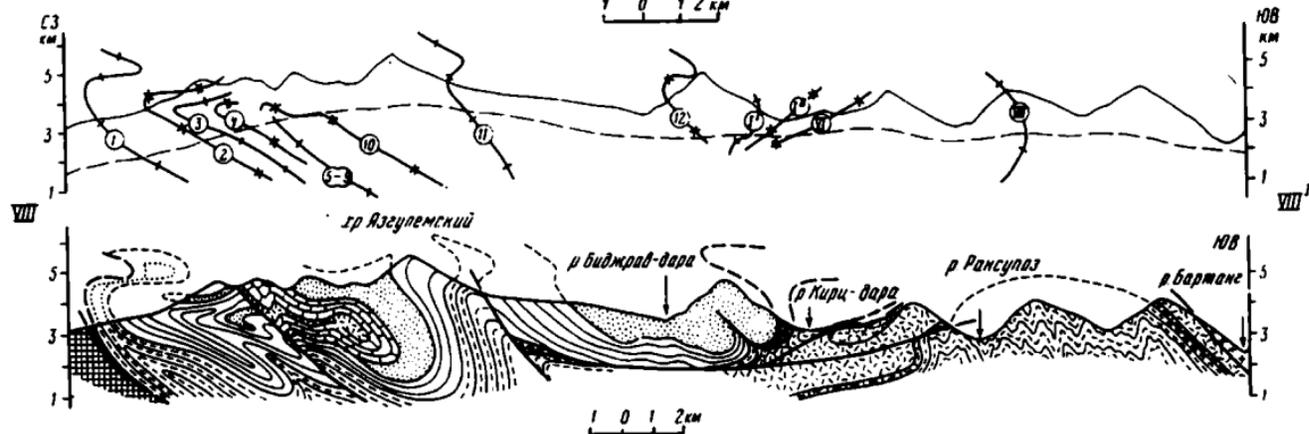
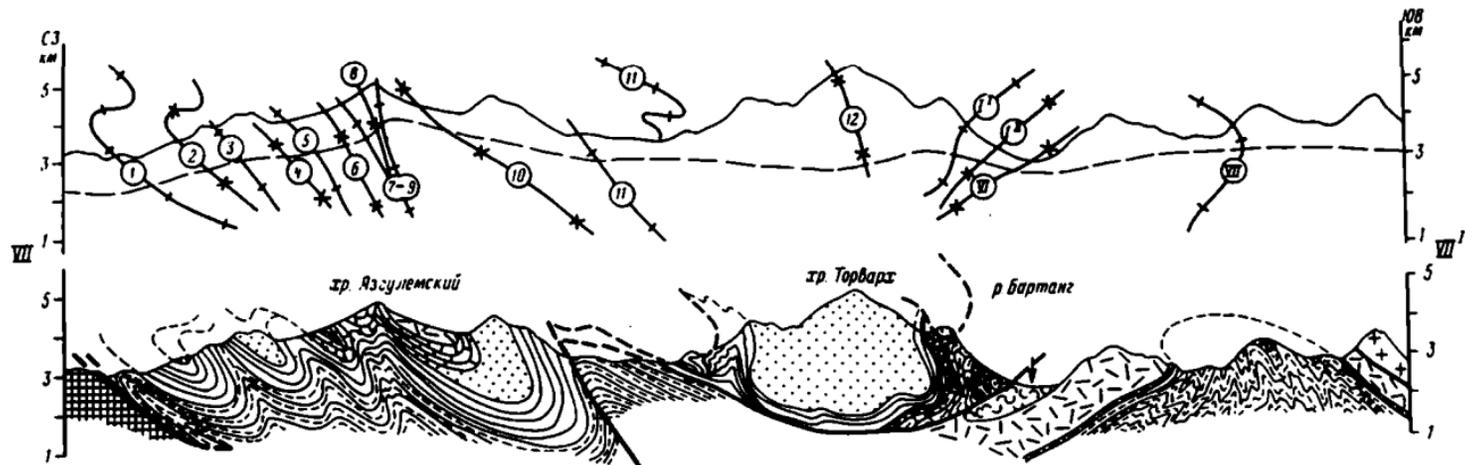


Рис. 3 (продолжение)

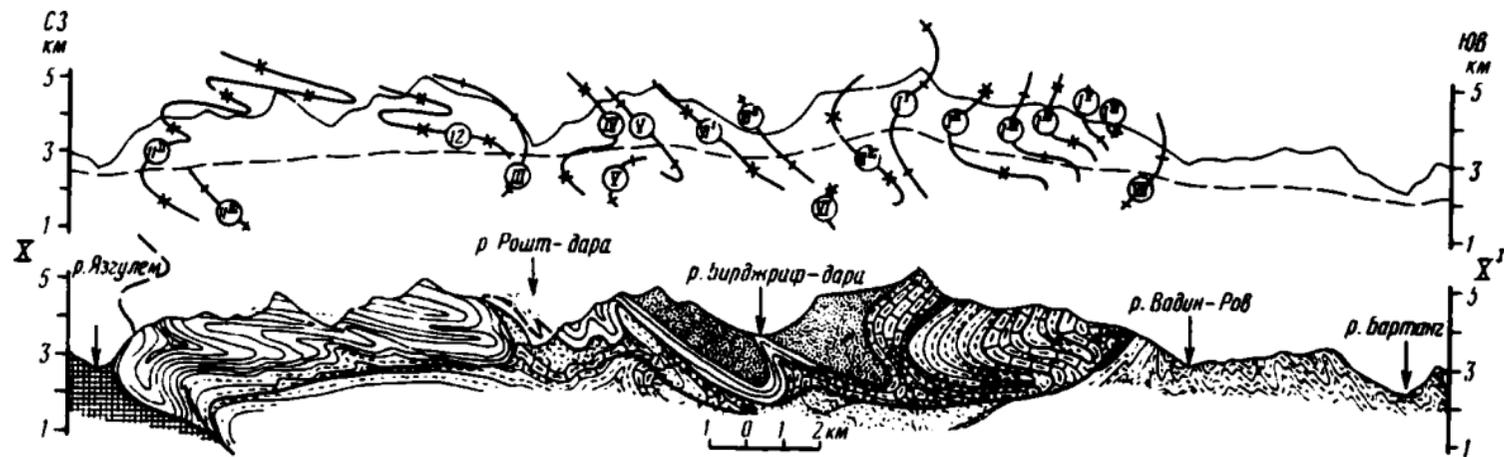
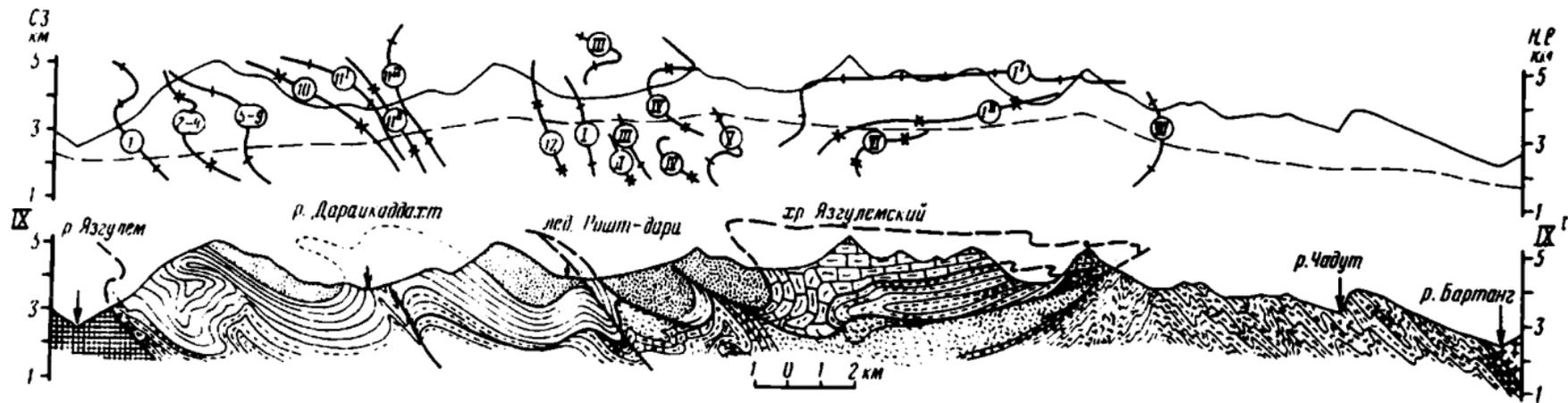


Рис. 3 (окончание)

*Область полного разреза мезозойских  
и палеогеновых образований*

В пределах области полного разреза (ОПР) мезозойско-кайнозойских образований Язгулемского хребта могут быть выделены 12 крупных складчатых дислокаций: 1 — Бугузская антиклиналь; 2 — Вобзурская синклинали; 3 — Гарзолдаринская антиклиналь; 4 — Шогниншадская синклинали; 5—7 — Хуздорская антиклиналь, к северо-востоку расщепляющаяся на: 5 — собственно Хуздорскую, 7 — Куифакскую и 6 — разделяющую их Выдвяджскую синклинали; 8 — Зарбзондская синклинали; 9 — Сейгехарская антиклиналь; 10 — Вудорская синклинали; 11 — Баджударинская антиклиналь; 12 — Торвархская синклинали.

Самой северо-западной из выделенных складчатых структур является Бугузская антиклиналь (1)<sup>4</sup>. Эта складка прослежена от верховьев р. Вобзур (левый приток Язгулема) до долины р. Дараиубагн на расстояние около 23 км. Ширина складки колеблется от нескольких сот метров (междуречье Дараивигук — Зайчхов) до 3 км (долина р. Дараибугуз), в среднем около 1 км. Складка обладает отчетливой вергентностью к северо-западу. Ядро ее сложено песчаниками и аргиллитами верхнего триаса — средней юры, висячем (юго-восточном) крыле залегают в нормальной стратиграфической последовательности известняки и мергели средней—верхней юры. Аналогичные образования в лежачем (северо-западном) крыле складки почти полностью срезаны вдоль относительно пологого (угол 30—50°) надвигового нарушения (Язгулемского разлома), по которому мезозойские породы Язгулемского покровно-складчатого сооружения контактируют с метаморфическими образованиями ванчского комплекса. Известняки средней—верхней юры мощностью в первые десятки метров сохранились в подвернутом крыле Бугузской антиклинали лишь в правом борту долины р. Дараибугуз (рис. 4). В этом же месте, а также в правом борту долины р. Дараивигук (рис. 5), непосредственно на контакте мезозойских образований и метаморфитов располагается сравнительно тонкая (50—100 м), постепенно увеличивающаяся в мощности к северо-востоку пластина белых мраморизованных известняков и мраморов, которые, по данным С.В. Руженцева [46], содержат остатки трилобитов среднего ордовика. Подобная структурная позиция ордовикских отложений, на наш взгляд, может быть истолкована только как свидетельство значительных горизонтальных перемещений по Язгулемскому разлому, в результате которых в основание толщи покровных масс оказались затянута тектонические чешуи палеозойских пород.

Бугузская антиклиналь выделена впервые. Ранее считалось [46], что вдоль северной периферии Язгулемского синклинория (покрова) мезозойские отложения залегают моноклинально. Однако автору этих строк довелось наблюдать в правом борту долины р. Вобзур (рис. 6) четкий антиклинальный замок в толще песчаников и аргиллитов верхнего триаса — средней юры. Несколько менее отчетливо антиклиналь-

<sup>4</sup> Цифра в скобках здесь и далее соответствует номеру рассматриваемой складки на геологических разрезах (см. рис. 3).

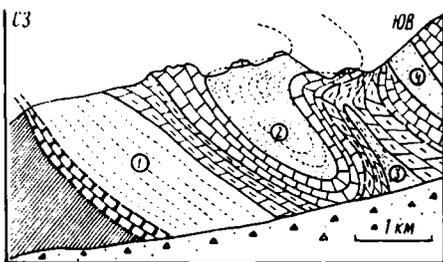
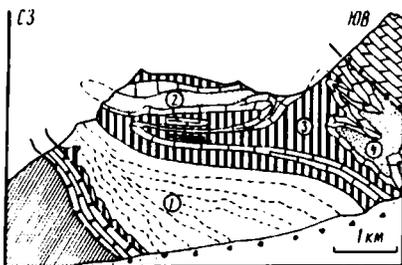


Рис. 4. Геологический профиль вдоль правого борта долины р. Дарайбугуз

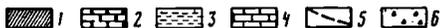
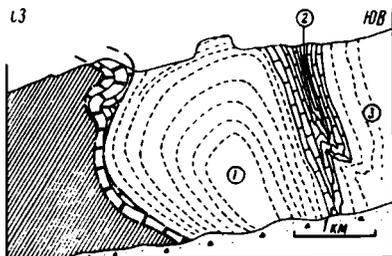
1 — сланцы, гнейсы и мраморы (PR<sub>2</sub> — PZ<sub>1</sub>); 2 — известняки и мраморы (O<sub>2</sub>); 3 — песчаники и аргиллиты (T<sub>3</sub> — J<sub>2</sub>); 4 — мергели и глинистые известняки (J<sub>2-3</sub>); 5 — известняки (J<sub>3</sub>); 6 — красноцветные песчаники (K<sub>1</sub>); 7 — известняки (K<sub>2</sub>); 8 — андезиты (P); 9 — разрывы; 10 — рыхлые отложения (Q). Цифры на рисунке: 1 — Бугузская антиклиналь, 2 — Вобзурская синклираль, 3 — Тарзолдаринская антиклиналь, 4 — Шогниншадская синклираль

Рис. 5. Геологический профиль вдоль правого борта долины р. Дарайвигук

1 — сланцы, гнейсы и мраморы (PR<sub>2</sub> — PZ<sub>1</sub>); 2 — известняки и мраморы (O<sub>2</sub>); 3 — песчаники и аргиллиты (T<sub>3</sub> — J<sub>2</sub>); 4 — мергели и глинистые известняки (J<sub>2-3</sub>); 5 — известняки (J<sub>3</sub>); 6 — красноцветные песчаники (K<sub>1</sub>); 7 — разрывы; 8 — рыхлые отложения (Q). Цифры на рисунке — см. рис. 4.

Рис. 6. Геологический профиль вдоль правого борта ущелья Вобзур

1 — сланцы, гнейсы и мраморы (PR<sub>2</sub> — PZ<sub>1</sub>); 2 — известняки и известковистые сланцы (D<sub>3</sub>); 3 — песчаники и аргиллиты (T<sub>3</sub> — J<sub>2</sub>); 4 — мергели и известняки (J<sub>2-3</sub>); 5 — разрывы; 6 — рыхлые отложения (Q). Цифры на рисунке — см. рис. 4



ный перегиб фиксируется в правом борту долины р. Дарайбугуз (см. рис. 4). Все это, по мнению автора, не позволяет сомневаться в том, что здесь мы имеем дело с опрокинутой к северо-западу антиклинальной складкой, которая на участке между реками Зайчов и Дарайвигук становится изоклинальной и в обнажениях поэтому практически неотличима от моноклинальной структуры. Заметим также, что на этом же отрезке происходит существенное уменьшение ширины Бугузской антиклинали, до нескольких сот метров (другими словами, ее практически полное раздавливание), и заметное увеличение крутизны ее осевой поверхности (особенно в верхней части).

Причина указанных явлений становится понятной, если обратиться к рассмотрению геологического строения водораздела между ущельями Зайчов и Дарайвигук. Здесь в правом борту долины р. Дарайвигук (см. рис. 5) расположенная южнее Бугузской, сопряженная с ней син-

клинальная складка в верхней части склона испытывает запрокидывание к юго-востоку.

Резонно предположить, что аналогичную деформацию претерпела и рассматриваемая Бугузская антиклиналь. При прослеживании этой структуры к юго-западу было установлено, что осевая плоскость Бугузского нарушения испытывает не просто запрокидывание, а изгибание в лежачую складку, выпуклой стороной обращенную к юго-востоку, т.е. происходит формирование своего рода "лежачей антиформы" (см. рис. 3, пр. IV—IV', V—V'). Аналогичным образом изогнута и поверхность Язгулемского надвига, по которому контактируют отложения мезозоя и метаморфиты ванчского комплекса. Часто на контакте указанных подразделений присутствуют маломощные тектонические чешуи палеозойских пород (известны пластины верхнего девона в ущелье Вобзур и среднего ордовика в долинах рек Даравигук, Дарабугуз и Даранубаги). Учитывая сказанное, становится объяснимым появление среди мезозойских отложений в верховьях долины р. Зайчхов узкого клина верхнедевонских известняков (ширина выхода этих пород не превышает 200—300 м); вероятнее всего, породы палеозоя здесь располагаются в ядре упомянутой "лежачей антиформы". Из карты и разрезов (см. рис. 3, пр. V—V', VI—VI') видно, что последняя максимальных размеров и амплитуды (около 4 км) достигает на отрезке между реками Зайчхов и Даравигук (отсюда, кстати, становится понятной и причина минимальной ширины здесь родоначальной Бугузской антиклинали, поскольку слагающие ее породы были практически полностью выдавлены к юго-востоку — наподобие пасты из тюбика — при формировании лежачей антиформы); к юго-западу и к северо-востоку изгиб осевой поверхности Бугузской складки постепенно уменьшается, а затем и полностью исчезает.

Важно заметить, что лежачая антиформа, образованная при деформации осевой поверхности Бугузской антиклинали, по мере увеличения своей амплитуды приобретает все более черты покровной структуры. Не исключено, что именно с особенностями перемещения (течения) материала в процессе перерастания антиформы в покров связан также слабый синклиальный изгиб ее осевой поверхности. По этой причине данная структура ранее трактовалась как обыкновенная синклиальная складка (Зайчская синклиаль [46]).

Резюмируя все сказанное, обратим еще раз внимание на наиболее характерную черту Бугузской антиклинали: изгиб ее осевой плоскости в складку, замком обращенную к юго-востоку. При дальнейшем изложении я постараюсь показать, что это явление весьма типично для тектонических дислокаций всего Язгулемского горного сооружения.

К юго-востоку Бугузская антиклиналь сменяется Вобзурской синклиалью (2). Последняя представляет собой узкую линейную, опрокинутую к северо-западу складку, протягивающуюся от меридиана г. Станку до по крайней мере правого борта ущелья р. Дарабугуз на расстояние более 20 км. Далее к северо-востоку это нарушение сливается с расположенными южнее дислокациями. Ширина складки юго-западнее водораздела рек Зайчхов и Даравигук не превы-

шает нескольких сотен метров, северо-восточнее она значительно увеличивается — до 1,5—2 км. Последнее обстоятельство становится понятным, если учесть, что здесь в ядре синклинали появляется толща красноцветных песчаников нижнего мела, в то время как западнее ядро сложено известняками и мергелями средней—верхней юры; на крыльях развиты песчаники и аргиллиты верхнего триаса — средней юры.

Наиболее четко синклиальный замок Вобзурской складки фиксируется в двух местах: в верховьях р. Вобзур (см. рис. 6) и в правом борту долины р. Даравигук (см. рис. 5). В последнем обнажении также отчетливо видно, что в верхней части склона слои песчаников нижнего мела описывают замок складки, выпуклой стороной обращенной к северо-западу. Эта дислокация ранее рассматривалась как ныряющая к юго-востоку синклиальная складка [46]. Однако если мысленно наметить осевую поверхность Вобзурской синклинали, то легко обнаружится, что она ведет себя так же, как таковая уже рассмотренной Бугузской складки. Другими словами, осевая поверхность Вобзурской синклинали испытывает изгиб в лежащую складку, замком обращенную к юго-востоку, а отмеченное автором и С. В. Руженцевым [46] замыкание лишь означает смену северо-западного направления вергентности этой дислокации на юго-восточное (см. рис. 3, пр. VII—VII', VIII—VIII').

Юго-западнее водораздела рек Зайчов и Даравигук компетентные красноцветные песчаники нижнего мела в ядре Вобзурской синклинали отсутствуют, поэтому слагающие ее на этом участке известняки и мергели средней—верхней юры — породы очень пластичные — при деформации осевой поверхности складки подверглись интенсивному раздавливанию и пластическому течению, что особенно отчетливо проявилось в подвернутом крыле Бугузской "лежачей антиформы" (см. рис. 3, пр. V-V', VI—VI'). Здесь, в правом борту долины р. Вобзур, рассматриваемая синклиналь следует в виде полосы известняков мощностью не более 100—200 м, которая описывает пологую синформу ("Зайчская синклиналь" С. В. Руженцева). Данная структура ничего общего не имеет с просто устроенной синклиальной складкой, поскольку как "выше" полосы известняков (в "ядре синклинали"), так и "ниже" нее (на "крыльях складки") развиты песчаники и аргиллиты верхнего триаса — средней юры.

Юго-западнее водораздела р. Вобзур и рек бассейна Камоч-дары описываемая синклиналь постепенно затухает.

К юго-востоку от Вобзурской синклинали располагается сопряженная с ней Тарзолдаринская антиклинальная складка (3). Впервые эта структура была описана под названием Ужомской антиклинали [46]. Тарзолдаринская дислокация относится к числу достаточно протяженных складчатых структур: она следует от верховьев р. Зир-дара (приток Мотравна) и по крайней мере до долины р. Даравигук. Далее к северо-востоку она пропадает. Длина складки, таким образом, составляет около 40 км, ширина — 0,5—2,5 км, в среднем около 1 км. Ядро антиклинали сложено песчаниками и аргил-

литами верхнего триаса — средней юры, крылья — мергелями и известняками средней—верхней юры.

С.В. Руженцев отмечал [46], что указанная структура следится лишь до долины р. Даравивугук. Действительно, на участке от меридиана кошары Зайчхов до ледников Выдвядж отчетливо выраженная Тарзолдаринская антиклиналь, казалось бы, отсутствует. Однако это связано с тем, что на этом отрезке она перекрыта лежащей антиформой, образовавшейся при изгибе осевой поверхности Бугузской антиклинали (см. рис. 3, пр. V—V', VI—VI').

В нижней части антиклиналь обладает отчетливой вергентностью к северо-западу, в верхней — ее осевая плоскость испытывает опрокидывание в юго-восточном направлении. Несколькими отличную форму Тарзолдаринская складка приобретает к западу от р. Камоч-дара. Здесь она имеет вид изоклиальной антиклинали, осевая поверхность которой смята в складку, замком обращенную к юго-востоку. Нетрудно видеть, что в районе долины р. Тарзол-дара (см. рис. 3, пр. I—I') описываемая структура полностью повторяет форму рассмотренной выше Бугузской складки с той лишь разницей, что амплитуда изгиба ее осевой поверхности здесь гораздо меньше (1—1,5 км), и разрастание ее в лежащую антиформу, а затем и в покровную структуру не происходит.

Причину морфологического сходства Тарзолдаринской и Бугузской антиклиналей понять нетрудно — западнее водораздела рек Вобзур и Камоч-дара (см. рис. 3, пр. I—I' — III—III') Бугузская (1) и сопряженная с ней Вобзурская (2) дислокации, постепенно затухая, исчезают, и Тарзолдаринская складка (3) становится краевой, пограничной структурой ОПР мезозоя. Другими словами, на западе она структурно занимает то же место, что и Бугузская антиклиналь на востоке.

Обращает на себя внимание тот факт, что на всем протяжении Язгулемского надвига характер тектонических деформаций в его висячем (юго-восточном) крыле достаточно однообразен и заключается в изгибе и смятии в лежащую антиформу как самой плоскости этого разлома, так и осевых поверхностей складчатых дислокаций мезозоя Язгулемского хребта. Весьма характерно и то, что краевыми пограничными структурами области полного разреза мезозоя чаще являются антиклинальные складки. Указанное обстоятельство практически необъяснимо, если следовать гипотезе С.В. Руженцева [46] об однократном перемещении покровных масс Язгулемского хребта с северо-запада на юго-восток, поскольку в этом случае и направление первоначальной вергентности, и знак пограничных структур должны быть обратными.

Юго-восточнее Тарзолдаринской антиклинали располагается Шогниншадская синклиналь (4). У С.В. Руженцева [46] эта складка носит название Хуздорской. Она представляет собой линейное нарушение, протягивающееся через всю изученную территорию от водораздела рек Мотравн и Камоч-дара до долины р. Дарайбугуз, а учитывая ее слияние с двумя ранее описанными складками, и дальше. Длина ее превышает 40 км, ширина — 1—2,5 км. Ядро складки сложено из-

вестняками и мергелями средней и верхней юры, а на отрезке между долинами рек Ужом-дара и Дараибугуз разрез надстраивается красноцветными песчаниками нижнего мела. Крылья антиклинали образованы песчаниками и аргиллитами верхнего триаса — средней юры. Шарнир складки полого погружается к северо-востоку и в верховьях р. Дараивигук (северные склоны пика 5854 м) в ядре появляются известняки верхнего мела редуцированной мощности и, возможно, вулканы палеогена. Северо-восточнее пика 5854 м шарнир Шогниншадской синклинали начинает полого воздыматься.

Основные закономерности изменения формы Шогниншадской синклинали по простиранию те же, что и для ранее описанных структур. Юго-западнее долины р. Камоч-дара (см. рис. 3, пр. I—I', II—II') для этой дислокации характерен дугообразный, обращенный к юго-востоку изгиб осевой поверхности. Вторичный характер этой деформации особых сомнений не вызывает. Однако если мы попытаемся представить себе процесс образования подобной структуры, то неминуемо придем к выводу, что осевая поверхность деформируемой складки первоначально была наклонена к северо-западу или, по крайней мере, занимала субвертикальное положение.

На отрезке между долинами рек Камоч-дара и Дараивигук (см. рис. 3, пр. III—III' — VI—VI') Шогниншадская синклинали в призмковой части отчетливо запрокинута к юго-востоку, поскольку располагается в подвернутом крыле "Бугузской антиформы". Наконец, на северо-восточном фланге изученной территории рассматриваемая синклинали представляет собой линейную складку с четкой северо-западной вергентностью (см. рис. 3, пр. VII—VII'). Здесь ее висячее крыло частично сорвано и перекрыто по пологому взбросу мезозойскими образованиями, развитыми южнее (см. рис. 3, пр. VIII—VIII').

Заканчивая описание Шогниншадской синклинали, заметим, что на границе толщ нижнего мела и юры часто наблюдаются послонные срывы сравнительно небольшой амплитуды. Причина этих срывов, вероятно, — различная реакция на сжатие нижнемеловых песчаников и юрских известняков. Действительно, на определенном этапе деформации компетентные породы нижнего мела не могли продолжать конформно сминаться в складки с гораздо более пластичными юрскими породами. Естественно, что максимальные напряжения в этом случае концентрировались в области контакта разнородных толщ, что вело к возникновению тектонических срывов вдоль последнего.

Юго-восточнее Шогниншадской дислокации располагается Хуздорская антиклинальная складка (5—7), впервые описанная С.В. Руженцевым [46] как Камочдаринская антиклиналь. Эта структура северо-восточнее долины р. Хуздор испытывает виргацию (расщепляется) на две антиклинали: собственно Хуздорскую (5) и Куифакскую (7) и разделяющую их Выдвяджскую синклинали (6). Хуздорская антиклиналь протягивается от верховьев р. Зир-дара на западе до долины р. Дараибугуз на востоке на расстояние около 40 км. Далее к северо-востоку она постепенно затухает, сливаясь с дислокациями, расположенными южнее (см. рис. 3, пр. VIII—VIII', IX—IX'). Ширина Хуздорской антиклинали в бассейне р. Камоч-дара — 1,5—2 км,

северо-восточнее она не превышает 1 км. Ядро антиклинали сложено песчаниками и аргиллитами верхнего триаса — средней юры, на крыльях развиты известняки и мергели средней — верхней юры. Шарнир этого нарушения, как и всех предыдущих, плавно погружается на северо-восток, в этом же направлении разрез складки надстраивается красноцветными отложениями нижнего мела (верховья долины р. Даравигук, склоны левых составляющих ледников Выдвядж). Северо-восточнее указанных мест направление погружения шарнира Хуздорской дислокации меняется на противоположное — юго-западное.

Таким образом, в пределах изученной территории подошва мезозойских отложений ОПР наиболее глубоко погружена в полосе между ущельями Зайчхов и Даравигук. Этот вывод подтверждается структурными наблюдениями за поведением шарнира не только Хуздорской, но и всех ранее описанных дислокаций.

Форма Хуздорской антиклинали меняется по простиранию. Если к западу от водораздела рек Зайчхов и Даравигук Хуздорская (5) складка (выше уровня эрозионного вреза) представляет собой нарушение, опрокинутое к юго-востоку (см. рис. 3, пр. I—I' — VI—VI'), то уже в правом борту долины р. Даравигук и далее к востоку происходит резкая смена направления вергентности этой структуры — здесь Хуздорская антиклиналь опрокинута в противоположную сторону — к северо-западу (см. рис. 3, пр. VII—VII', VIII—VIII'). Аналогичным образом ведут себя и расположенные непосредственно южнее Выдвяджская (6) и Куифакская (7) дислокации.

Попытаемся найти объяснение этому феномену. Прежде напомним, что все ранее описанные складчатые структуры (1—3 — достоверно, 4 — предположительно) изначально обладали северо-западной вергентностью, а затем их осевые плоскости претерпели деформацию и были согнуты в лежачую складку — антиформу, замком обращенную к юго-востоку. Хуздорская антиклиналь ничем принципиально не отличается от уже описанных структур. Поэтому мы вправе предположить, что она первоначально тоже обладала вергентностью к северо-западу, а затем ее осевая поверхность испытала изгиб в дугу, замком обращенную к юго-востоку. В настоящее время выше уровня современного эрозионного вреза мы можем наблюдать лишь верхнюю часть этой структуры, поэтому на всем протяжении от долины р. Сейгехар на западе и до верховьев левой составляющей ледника Зайчхов на востоке (см. рис. 3, пр. I—I' — VI—VI') фиксируется складка, опрокинутая к юго-востоку (по сути дела подвернутое крыло лежачей антиформы, в которую смята первичная дислокация), на водоразделе рек Зайчхов и Даравигук Хуздорская антиклиналь наблюдается как прямое нарушение (замок антиформы), далее к востоку (см. рис. 3, пр. VII—VII', VIII—VIII') приобретающее наклон в северо-западных румбах (висячее крыло антиформы). Однако учитывая то обстоятельство, что шарниры всех рассмотренных дислокаций северо-восточнее ущелья Даравигук начинают воздыматься, а следовательно, уменьшается и глубина расположения подошвы мезозойских отложений ОПР, можно предположить, что здесь осевые поверхности складок северо-западной вергентности вообще не были деформированы и мы имеем дело с пер-

воначальной структурой, которая сформировалась в результате перемещений покровных масс к северо-западу.

Таким образом, мы вправе сделать вывод, что последовательность тектонических движений, зафиксированная при рассмотрении устройства Хуздорской антиклинали, сходна с картиной деформаций, выявленной при изучении более северных нарушений (1—4): складки, обладавшие первоначально северо-западной вергентностью, впоследствии испытали деформацию, выразившуюся в изгибе их осевых поверхностей в дугу, обращенную к юго-востоку.

Соседние к юго-востоку Выдвяджская (6) и Куифакская (7) складки как самостоятельные нарушения могут быть прослежены с запада на восток на расстояние около 16 км от долины р. Хуздор до ущелья р. Даранбугуз. Далее они постепенно затухают, сливаясь с другими структурами. Ширина их — 1—1,2 км.

Как уже отмечалось, по простиранию эти складки ведут себя аналогично Хуздорскому нарушению. К числу отличительных черт их строения можно отнести факт исчезновения на отдельных участках (как по простиранию, так и вкрест него) из разреза описываемых структур толщи красноцветных песчаников нижнего мела. В дальнейшем будут подробно рассмотрены возможные причины этого явления — с привлечением результатов наблюдений не только по Выдвяджской и Куифакской дислокациям, но и по ряду других складок, где оно также имеет место. А здесь мы ограничимся только кратким резюме. По мнению автора, причиной локального исчезновения из полного разреза мезозоя Язгулемского хребта толщи нижнемеловых песчаников является не стратиграфическое срезание, а тектоническое выклинивание этих пород, обусловленное процессом макробудинажа [48].

К юго-востоку от Куифакской антиклинали располагается Зарбзондская синклиналь (8). Эта структура прослеживается от верховьев р. Сейгехар до южных склонов пика Вудор. Восточнее этой вершины она постепенно затухает, исчезая окончательно как самостоятельная складка примерно на меридиане ледников Радоц. Длина ее, таким образом, около 30 км, ширина в районе долины р. Зарбзондара около 2,5 км, в других местах не превышает 1 км. Ядро синклинали сложено мергелями и известняками среднего и верхнего отделов юрской системы, на крыльях развиты песчано-сланцевые отложения верхнего триаса — средней юры. Восточнее тальвега ущелья Камоч-дара разрез складки надстраивается мощной толщей красноцветных песчаников нижнего мела (чем, в частности, и объясняется наибольшая ширина Зарбзондской синклинали в этом месте), которые, вероятно, в результате явления макробудинажа исчезают из ядра этой структуры уже северо-восточнее ледника Баджу (первый приток р. Вудор) (см. рис. 3, пр. III—III' — V—V'), где им на смену приходят верхнемеловые известняки. Таким образом, в бортах ледникового цирка Вудор Зарбзондская дислокация представляет собой конформно смятую синклинальную складку, в разрезе которой отсутствует целое стратиграфическое подразделение — нижний мел. Восточнее эта структура затухает и постепенно сливается с Вудорской синклиной (10).

Зарбзондская синклиналь отличается выдержанностью своей формы

по простиранию. Выше уровня современного эрозионного вреза это нарушение обладает отчетливым наклоном к юго-востоку. Углы падения слоев в северо-западном опрокинутом крыле достигают 50—60°, в юго-восточном — несколько меньше, 40—45°. Осевая плоскость складки занимает наиболее пологое положение (30—35°) на отрезке между реками Камоч-дара и Ванау-дара (см. рис. 3, пр. IV—IV'), где дислокация уже может быть отнесена к разряду лежачих. Далее к северо-востоку (после исчезновения из разреза толщи нижнего мела) осевая поверхность складки вновь приобретает более крутые углы наклона — 45—55°.

Прямых наблюдений, которые позволяли бы говорить о смене вергентности Зарбзондской складки в ее нижней части, не вскрытой эрозией, у автора нет. Однако не представляется никакого иного способа увязать особенности строения складок (1—4) с более южными, если не предположить, что последние (а в их числе и Зарбзондская синклиналь) на глубине также обладают вергентностью к северо-западу. Этими рассуждениями и руководствовался автор при построении предлагаемых геологических профилей.

Следующая к юго-востоку структура получила название Сейгхарской антиклинальной складки (9). Она принадлежит к числу наиболее протяженных дислокаций изученной площади. Складка следует от верховьев долины р. Сейгхар на западе до меридиана истоков р. Дарайбугуз на востоке на расстоянии более 40 км. На участке от пика Вудор до ущелья Дарайбугуз Сейгхарская дислокация может рассматриваться как результирующая структура, образовавшаяся при слиянии с ней нескольких более северных нарушений (см. рис. 3, пр. VII—VII', VIII—VIII'). Ширина описываемой складки 1,5—3 км, в среднем около 2 км. Ядро антиклинали сложено песчаниками и аргиллитами верхнего триаса — средней юры, на крыльях развиты карбонатные и глинисто-карбонатные отложения среднего и верхнего отделов юрской системы, которые восточнее пика Вудор надстраиваются красноцветами нижнего мела (присутствуют фрагментарно) и верхнемеловыми известняками.

Заметим, что Сейгхарская складка относится к числу структур с наиболее глубоко погруженным шарниром, поэтому породы ее ядра обнажаются только в двух местах: в правом борту долины р. Сейгхар и в стенах ледникового цирка Вудор. Естественно, что по наблюдениям в этих обнажениях нельзя составить полного представления об устройстве структуры на глубине. Легко можно прийти к ошибочному заключению, что для нее характерна широкая куполовидная форма замка (см. рис. 3, пр. I—I', V—V'). Последнее обстоятельство сразу лишает Сейгхарскую антиклиналь сходства с описанными выше изоклинальными нарушениями (1—8). Однако наблюдаемая на поверхности структура допускает и другое истолкование. Можно предположить, что и в долине р. Сейгхар, и в цирке Вудор обнажается не замок этой складки, а фрагмент ее северо-западного крыла, испытавшего вслед за осевой плоскостью запрокидывание, а затем и погружение к юго-востоку. В этом случае Сейгхарская антиклиналь не

будет отличаться от уже описанных дислокаций — как и последние, она первоначально обладала наклоном к северо-западу, а затем ее осевая плоскость была изогнута к юго-востоку. Изгиб сопровождался срывом внутри ядра и перемещением висячего крыла (северо-западного) относительно подвернутого (юго-восточного) (см. рис. 3, пр. I—I').

Вудорская складка (10), впервые описанная С.В. Руженцевым [46], также относится к числу наиболее протяженных нарушений исследованной территории. Еще очень слабо выраженная в среднем течении долины р. Арганхэх — правой составляющей р. Камоч-дара (см. рис. 3, пр. II—II'), она к востоку постепенно увеличивается в размерах, и уже в левом борту долины р. Вудор представляет собой опрокинутую к северо-западу синклиналь (см. рис. 3, пр. VI—VI'), амплитуда которой продолжает нарастать вплоть до меридиана ледника Радоц. В этом же направлении происходит плавное погружение шарнира и наращивание разреза слагающих ее отложений (см. рис. 3, пр. VIII—VIII'). Северо-восточнее шарнир Вудорской синклинали начинает воздыматься, а сама складка, упираясь в Язгулемский надвиг, пропадает примерно на долготе долины р. Даранубагн (см. рис. 3, пр. IX—IX'). Длина ее, таким образом, составляет 40—45 км, а ширина изменяется от 0,5—1 км на юго-западном фланге до 2,5—4 км в центре Язгулемского покровного сооружения.

В верховьях р. Камоч-дара ядро Вудорской складки сложено карбонатными породами средней—верхней юры, а на крыльях развиты песчано-глинистые отложения верхнего триаса — средней юры. К северо-востоку разрез надстраивают красноцветные песчаники нижнего мела, выполняющие ядро синклинали вплоть до ледникового цирка Вудор, восточнее которого они исчезают (рис. 7) и появляются вновь в опрокинутом (юго-восточном) крыле описываемой дислокации лишь в верховьях долины р. Радоц (см. рис. 3, пр. VIII—VIII'; рис. 8). На отрезке Язгулемского хребта от цирка Вудор до ледников Радоц ядро синклинали сложено темно-серыми известняками верхнего мела, которые здесь залегают непосредственно на карбонатных отложениях верхней юры без каких-либо признаков углового несогласия на контакте (см. рис. 3, пр. VI—VI'; рис. 7). В левом борту западной составляющей ледника Радоц стратиграфически выше верхнемеловых известняков появляется толща вулканогенно-обломочных пород (большая часть туфов) андезито-базальтового состава, которые по своему положению в разрезе и петрохимическим особенностям сопоставляются с бартангской свитой палеогена [7, 18]. Северо-восточнее, в бассейне р. Даранубагн в ядре синклинали вновь появляются более древние породы — красноцветы нижнего мела. Забегая вперед, отметим, что Вудорская складка — единственная из структур ОПР Язгулемского хребта, в строении которой принимают участие наряду с полным разрезом мезозойских отложений и образования палеогена. В этой связи можно думать, что ненарушенный разрез опрокинутого (юго-восточного) крыла Вудорской синклинали вполне может претендовать на роль стратотипического (см. рис. 8).

Вудорская складка на всем протяжении характеризуется четким на-

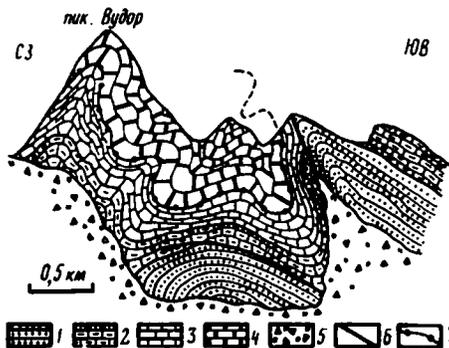


Рис. 7. Опрокинутая к северо-западу синклиальная складка (Вудорская) с деформированной осевой поверхностью (гребень, разделяющий ущелья Вудор и Радоц)  
 1 — песчаники и сланцы ( $T_1 - J_2$ ); 2 — мергели и глинистые известняки ( $J_{2-3}$ ); 3 — известняки ( $J_3$ ); 4 — известняки ( $K_1$ ); 5 — морена, лед, снег; 6 — разрывы; 7 — граница "тектонического сшивания"

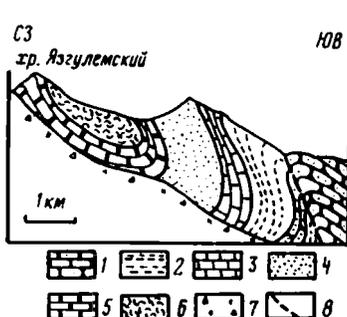


Рис. 8. Конформное залегание толщ юры, мела и палеогена и опрокинutum крыле синклиальной складки в верховьях ледника Радоц (зарисовка)

1 — песчаники и аргиллиты ( $T_1 - J_2$ ); 2 — мергели и глинистые известняки ( $J_{2-3}$ ); 3 — известняки ( $J_3$ ); 4 — песчаники ( $K_1$ ); 5 — известняки ( $K_2$ ); 6 — андезиты и их туфы ( $P$ ); 7 — рыхлые отложения и снег; 8 — разломы

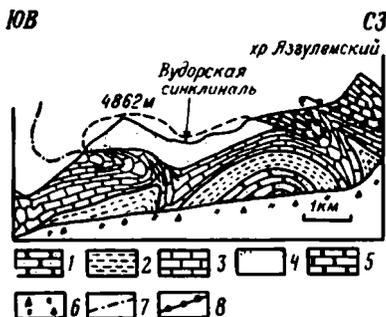


Рис. 9. Схематический геологический профиль вдоль правого борта ущелья Вудор  
 1 — песчаники и аргиллиты ( $T_1 - J_2$ ); 2 — мергели и глинистые известняки ( $J_{2-3}$ ); 3 — известняки ( $J_3$ ); 4 — песчаники ( $K_1$ ); 5 — известняки ( $K_2$ ); 6 — рыхлые породы; 7 — срывы; 8 — тектоническая граница между известняками юры и верхнего мела ("структура субгоризонтального сшивания")

клоном осевой поверхности к северо-западу. Заметим, что это утверждение лишь частично согласуется с данными С.В. Руженцева [46], по которому в юго-западной части территории эта складка представляет собой плоскую структуру с широким дном.

По представлениям автора, плоская широкая структура, располагающаяся на водоразделе рек Камоч-дара и Ванау-дара, отвечает сразу нескольким складчатым нарушениям: Зарбзондскому (8), Сейгехарскому (9) и Вудорскому (10). Однако все эти складки четко проявлены только в породах юры, а в толще нижнего мела фиксируются достаточно слабо (см. рис. 3, пр. III—III'), что, вероятно, связано с разли-

нием физико-механических свойств пород, слагающих эти стратиграфические подразделения: более пластичные юрские отложения легче сминаются в складки, чем компетентные песчаники нижнего мела, отчего и возникает известная дисконформность. Что же касается самой Вудорской синклинали, то она устанавливается в карбонатных породах средней—верхней юры уже в бортах ущелья Арганхэх: здесь ее осевая поверхность наклонена к северо-западу. На участке Язгулемского хребта от долины Арганхэха до верховьев ледника Баджу синклиналь проявлена не очень четко. Однако уже на склонах вершины с отметкой 4862 м, которая располагается в правом борту ущелья Вудор, слои песчаников нижнего мела ясно оконтуривают замок синклинальной дислокации (см. рис. 3, пр. V—V'; рис. 9). Восточнее меридиана реки Вудор одноименная складка проявлена очень отчетливо, что, вероятно, связано с исчезновением из ее разреза толщи компетентных пород нижнего мела (см. рис. 3, пр. VI—VI', VII—VII').

На труднодоступном гребне, разделяющем бассейны рек Вудор и Радоц, отмечается еще одна важная особенность строения Вудорской синклинали: осевая плоскость этой структуры, изначально имевшая наклон к северо-западу, испытала последующую деформацию, которая выразилась в ее смятии в складки, опрокинутые к юго-востоку (см. рис. 7). Последние по простиранию быстро затухают, и восточнее, в верховьях ледника Радоц, Вудорская синклиналь представляет собой опрокинутое к северо-западу нарушение с практически не деформированной осевой поверхностью (см. рис. 3, пр. VII—VII' — IX—IX'). Таким образом, деформация осевой плоскости Вудорской складки максимальной величины достигает на отрезке хребта между ущельями Вудор и Радоц.

Заканчивая рассмотрение Вудорской синклинали, отметим два важных момента. Во-первых, описанная складка обладает на всем своем протяжении отчетливым наклоном к северо-западу, что, по мнению автора, может свидетельствовать о ее формировании только в условиях смещения масс в ту же сторону, т.е. с юго-востока на северо-запад. В случае принятия точки зрения С.В. Руженцева [46] о перемещении аллохтонных масс в обратном направлении — с северо-запада на юго-восток — исчерпывающее объяснение этому факту дать не удастся. Второй вывод заключается в том, что, как и во всех предыдущих случаях, в структуре Вудорской дислокации фиксируется еще один этап смещения масс, с которым связано изгибание и смятие в складки ее осевой поверхности. И хотя эти деформации проявлены здесь не столь ярко, как в более северных складчатых структурах (1—9), несомненным является то, что их природа в том и другом случае одна и та же.

Прежде чем приступить к описанию последних двух структур ОПР мезозоя Язгулемского хребта — Баджударинской (11) и Торвархской (12), укажем на одно существенное их отличие от описанных выше (1—10) складчатых дислокаций. Даже при беглом анализе карты изученной площади (см. рис. 3) обращает на себя внимание тот факт, что эти нарушения обладают гораздо более значительными размерами. Действительно, если в пределах северного склона и гребня

Язгулемского хребта на отрезке шириной не более 10—12 км располагаются 8—10 складок, то в районе южного склона хребта примерно на таком же расстоянии уместаются всего две структуры — Баджударинская и Торвархская. Другими словами, последним принадлежит около половины всей территории, сложенной полным разрезом мезозойских отложений. По ходу дальнейшего описания я попытаюсь объяснить этот структурный феномен.

Непосредственно юго-восточнее Вудорской синклинали располагается Баджударинская антиклинальная структура (II). Это нарушение протягивается от долины р. Арганхэ на юго-западе до долины р. Рактоз (левая составляющая р. Язгулем) приблизительно на расстояние 50—55 км. Максимальной ширины Баджударинская складка достигает на отрезке между ущельями Вудор и Радоц — первые километры; соответственно к юго-западу и северо-востоку она постепенно сужается. На крайнем северо-восточном фланге Язгулемского складчато-надвигового сооружения рассматриваемая антиклиналь испытывает виргацию на две антиклинальные ( $11^I$  и  $11^{III}$ ) и разделяющую их синклиналичную ( $11^{II}$ ) складки. Последняя, судя по морфологии, может быть отнесена к складкам рубцевания (см. рис. 3, пр. IX—IX').

Ядро Баджударинской складки сложено песчано-сланцевыми породами верхнего триаса — средней юры, на крыльях развиты карбонатные породы средней—верхней юры, надстраивающиеся толщей красноцветных песчаников нижнего мела.

Баджударинская антиклиналь — одна из наиболее сложно построенных структур изученной территории, о чем свидетельствует изменение ее формы по простиранью.

В средней части долины р. Арганхэ указанная складка выражена слабым антиклинальным перегибом, хорошо заметным в карбонатных породах юры и менее отчетливым в залегающих выше песчаниках нижнего мела (см. рис. 3, пр. II—II'). Как и расположенная севернее Вудорская дислокация, Баджударинская антиклиналь здесь обладает наклоном к северо-западу. Далее к северо-востоку она постепенно увеличивается в размерах и в верховьях ледника Баджу (см. рис. 3, пр. IV—IV') из-под нижнемеловых отложений появляются известняки верхней юры — происходит воздымание шарнира складки. Наряду с ростом антиклинали одновременно происходит плавный изгиб ее осевой поверхности к юго-востоку, который четко устанавливается по смене нормального залегания нижнемеловых песчаников, слагающих юго-восточное крыло дислокации, опрокинутым (в верховьях р. Хавзуметдара). Амплитуда этого изгиба неуклонно нарастает, что приводит к смятию осевой поверхности складки в лежащую (или ныряющую) антиклиналь. Дальнейшее развитие этой структуры только за счет пластической деформации не может происходить бесконечно, поэтому в подвернутом крыле образованной антиформы возникает пологий срыв, который фиксируется уже в обоих бортах долины р. Вудор (см. рис. 3, пр. V—V').

Не исключено, что инициирующим толчком к образованию указанного надвига послужило перемещение крупной макробудины нижнеме-

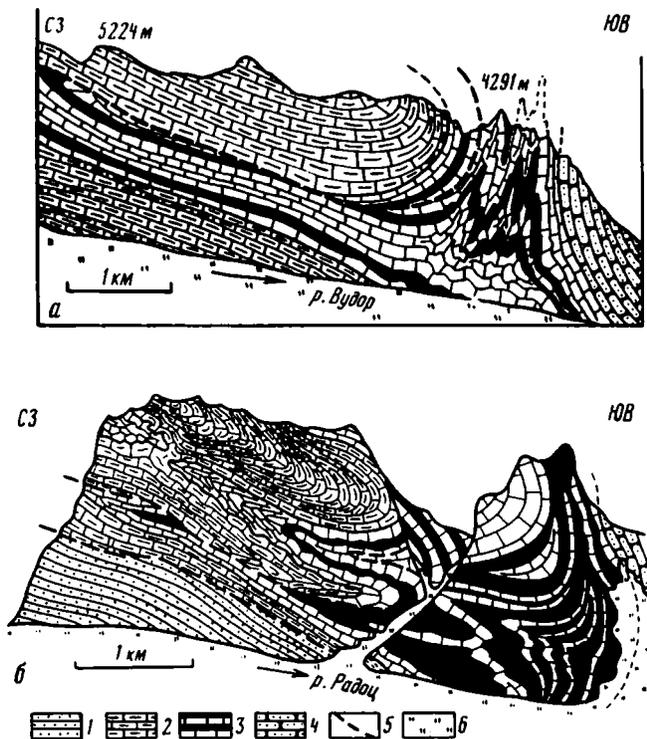


Рис. 10. Скучивание средне-верхнеюрских карбонатных отложений перед фронтом Баджударинского покрова (а — левый борт долины р. Вудор, б — левый борт долины р. Радоц)

1 — песчаники и сланцы (Т<sub>1</sub> — J<sub>2</sub>); 2 — мергели и глинистые известняки (J<sub>2-3</sub>); 3 — известняки (J<sub>1</sub>); 4 — песчаники (К.); 5 — разрывы; 6 — рыхлые отложения (Q)

ловых песчаников, выдавленной из ядра Зарбзондской синклинали (8) в юго-восточном направлении (см. рис. 9). Последняя сыграла роль своеобразного "поршня", оказавшего дополнительное давление с северо-запада на осевую плоскость Баджударинской антиклинали, что ускорило возникновение срыва в подвернутом крыле лежащей антиформы. Однако было бы ошибочным считать, что изгиб осевой плоскости рассматриваемой складки своим образованием целиком обязан перемещениям макробудины нижнемеловых песчаников. В левом борту ущелья Вудор (рис. 10, а) отложения нижнего мела отсутствуют вовсе, однако амплитуда надвига, возникшего в подвернутом крыле ныряющей антиформы, не только не уменьшается, а, напротив, даже возрастает, приближаясь к своему максимуму (5—6 км) в области водораздельного гребня между ущельями Вудор и Радоц. Следовательно, деформация осевой поверхности Баджударинской антиклинали — явление не местного, а более общего порядка, причина которого кроется в особенностях тектоники исследуемой территории.

Перемещения по упомянутому надвигу (Баджударинскому) карбонатных пород юры, слагающих ядро антиформы, привели к допол-

нительному усложнению складчатой структуры юго-восточного крыла Баджударинской антиклинали: шарьрируемые массы по мере своего движения "сдирали" нижележащие отложения (одновозрастные юрские карбонатные осадки), что вызвало интенсивное смятие и скупивание последних перед фронтом покрова (см. рис. 3, пр. VI—VI', VII—VII'). Этим, в частности, и объясняется широкое развитие крутых изоклинальных складок со сложнодеформированными осевыми плоскостями в северном крыле соседней Торвархской синклинали (см. рис. 10, а, б).

К востоку от меридиана р. Радоц происходит резкое уменьшение амплитуды, а затем и полное исчезновение Баджударинского надвига, поскольку на этом же отрезке пропадает изгиб осевой поверхности одноименной антиклинали, послуживший причиной формирования покрова междуречья Вудора и Радоца (рис. рис. 3, пр. VIII—VIII').

Все вышесказанное позволяет заключить, что собственно Баджударинская складчатая дислокация мало чем отличается от ранее описанных складок. Она обладает довольно скромными размерами (имеется в виду ширина — первые километры) и четким наклоном осевой плоскости к северо-западу. На участке между ущельями рек Вудор и Радоц шарнир этой складки занимает наиболее приподнятое положение, вследствие чего именно в этом месте и произошел изгиб ее осевой поверхности в дугу, выпуклой стороной обращенную к юго-востоку. По мере развития всей структуры слабый изгиб сменился ныряющей дислокацией (ныряющей антиформой), подвернутое крыло которой было осложнено пологим срывом. В конечном итоге карбонатные отложения средней—верхней юры, первоначально слагавшие замок Баджударинской антиклинали, оказались надвинуты в виде покрова с амплитудой 5—6 км на ее юго-восточное крыло, "оттеснив" при этом к югу нижнемеловые породы, выполняющие ядро Торвархской синклинали. Таким образом, становится понятной причина весьма широкого развития юрских карбонатных толщ в области междуречья Вудора и Радоца и их сложных тектонических деформаций.

Из сказанного вытекает, что следует различать собственно Баджударинскую антиклинальную складку и Баджударинскую складчато-надвиговую структуру, которая включает в себя как одноименную складку, так и производные последней — лежащую антиформу и осложняющий ее надвиг.

Нетрудно заметить, что Баджударинская структура весьма похожа на лежащую антиформу, образованную при изгибе осевой поверхности самой северной складчатой дислокации ОПР Язгулемского хребта — Бугузской антиклинали (1). Разница состоит лишь в том, что в более южной структуре процесс формирования лежащей, а затем и ныряющей антиформы зашел несколько дальше — произошло образование покрова, который на ограниченном участке (водораздельный гребень между ущельями Вудор и Радоц) потерял связь с породившей его складчатой дислокацией. Надвигание этого покрова привело к дополнительному усложнению складчатой структуры южного склона Язгулемского хребта.

Также заметим, что Бугузская лежащая антиформа и Баджударинский покров своей максимальной амплитуды (соответственно 4 и 6 км)

достигают в по́лосе северо-западного—юго-восточного простирання, условными ограничениями которой могут служить линии, соединяющие верховья рек Вудор—Зайчхов и Радоц—Даравигук. Это позволяет наметить границы линейной зоны, в пределах которой наиболее ярко выражены деформации осевых поверхностей складок, первоначально наклоненных на северо-запад. По обе стороны от этой зоны, соответственно к юго-западу и северо-востоку, изгиб осевых плоскостей складчатых дислокаций постепенно уменьшается, а иногда и вовсе исчезает (см. рис. 3, пр. VIII—VIII').

Крайней юго-восточной складкой ОПР Язгулемского хребта является Торвархская синклиналь (12). Как самостоятельная структура она обособляется на водоразделе рек Вану-дара и Ауиц-дара, откуда протягивается к северо-востоку до долины р. Ракзоу — левой составляющей р. Язгулем. Таким образом, ее суммарная длина достигает 40—45 км. Ширина Торвархской синклинали изменяется от 3—4 км в правом борту долины р. Баджу-дара до 7—8 км в хребте Торварх. Причина аномальной ширины этой складки становится понятной, если учесть, что ее ядро выполнено мощной (до 1,5 км) толщей компетентных песчаников нижнего мела, а крылья сложены карбонатными отложениями средней—верхней юры. Напомню, что аналогичное увеличение ширины отдельных структур, связанное с появлением в их разрезе красноцветов нижнего мела, уже отмечалось при рассмотрении более северных дислокаций (2, 4, 10).

Торвархская синклиналь обладает рядом отличительных структурных особенностей. Прежде всего обращает на себя внимание необычная форма ее замка: в отличие от большинства изученных дислокаций, имеющих острый изоклиальный замок, Торвархская складка на разрезах более походит на широкую пологую мульду (см. рис. 3, пр. IV—IV', V—V'), и лишь на крайнем северо-восточном фланге Язгулемского горного сооружения она приобретает более традиционную форму (см. рис. 3, пр. X—X').

Не менее характерной чертой описываемой дислокации является сильно варьирующий по простираннию наклон осевой поверхности. Так, в районе верховьев рек Хавзумет-дара и Ауиц-дара (см. рис. 3, пр. IV—IV') Торвархская синклиналь представляет собой просто устроенную складку с углами падения слоев на крыльях 40—50°. К северо-востоку по мере нарастания амплитуды Баджударинской покровно-складчатой структуры Торвархская синклиналь приобретает все более отчетливый наклон в юго-восточную сторону. Причем в среднем течении р. Радоц (см. рис. 10, б) наблюдается следующая картина: если у уреза воды слои нижнемеловых отложений находятся в опрокинутом залегании, а в средней части левого склона ущелья "стоят на головах", то уже в районе перевала в соседнюю к востоку долину слои имеют нормальное залегание и отчетливо падают на юго-восток под углом 60—70°. Таким образом, северо-западное крыло Торвархской синклинали отчетливо изогнуто в дугу, выпуклой стороной обращенную к юго-востоку. Изучение юго-восточного крыла Торвархской складки полностью подтверждает предположение о том, что

аналогичным образом изогнута и осевая плоскость всей структуры (см. рис. 3, пр. VI—VI').

Таким образом, закономерности строения, установленные для большинства изученных дислокаций ОПР, могут быть распространены и на Торвархскую складку. Действительно, на юго-западном и северо-восточном флангах осевая плоскость этой структуры не несет никаких следов деформации и обладает наклоном (вероятно, изначальным) к северо-западу. В центральной части территории, где, кстати сказать, складка имеет минимальную ширину (раздавливание!), она отчетливо опрокинута к юго-востоку, что связано с деформацией ее осевой поверхности. В том, что осевая плоскость Торвархской синклинали испытала не запрокидывание, а именно изгиб в дугу, выпуклой стороной обращенную к юго-востоку, убеждает нас рассмотрение геологической структуры хребта Торварх (см. рис. 3, пр. VII—VII').

Забегая вперед, заметим, что к юго-востоку и востоку от Торвархской синклинали (восточнее меридиана р. Биджрав-дара) обширные пространства тоже заняты образованиями ОПР (преимущественно карбонатными породами юры и красноцветными отложениями нижнего мела (см. рис. 2, 3). Однако здесь эти толщи находятся в отчетливом аллохтонном залегании (см. рис. 3, пр. VIII—VIII' — X—X'), часто отделены от расположенного севернее массива отложений ОПР выступом параавтохтонных образований ОСР и смяты совместно с последними в конформные складки. По этой причине складчатые структуры этой части Язгулемского покровно-складчатого сооружения рассматриваются в следующем разделе работы, посвященном описанию складок ОСР.

\* \* \*

Подводя итог рассмотрению складчатой структуры области полного разреза Язгулемского хребта, еще раз укажем на главные выводы.

1. Все наблюдаемые на поверхности (выше уровня современного эрозионного вреза) складчатые дислокации ОПР могут быть разделены на две обширные группы: а) складки первой группы обладают северо-западной вергентностью и, вероятно, образовались в результате смещения масс с юго-востока на северо-запад; б) складки второй группы, напротив, имеют юго-восточную вергентность, и возникли, очевидно, при перемещении масс в противоположную сторону — с северо-запада на юго-восток.

2. На примере целого ряда структур (Бугузской, Баджударинской и др.) установлено, что осевые плоскости складок первой группы подверглись изгибу в дугу, выпуклой стороной обращенную к юго-востоку. Эта деформация достигает максимальной величины в пределах зоны северо-западного простираения, ограниченной долинами рек Зайчхов и Вудор на юго-западе и Дарайвигук и Радоц на северо-востоке. Здесь изгиб перерастает в складку — лежащую или ныряющую антиформу, которая по мере своего дальнейшего разрастания может быть осложнена срывом со стороны подвернутого крыла (как в Баджударинской структуре). Это приводит к возникновению надвигов (шарьяжей) сравнительно небольшой амплитуды — до 6 км. Изгиб осе-

вых поверхностей складок первой группы быстро исчезает к северо-востоку от указанной зоны (см. рис. 3, пр. VIII—VIII'); юго-западнее, будучи выражен гораздо слабее, он тем не менее фиксируется на всем протяжении вплоть до западного центриклинального замыкания Язгулемского синклиория.

3. Для целого ряда складок ОПР установлена первоначальная вергентность к северо-западу, т.е. их принадлежность к первой группе. Это утверждение справедливо и подтверждено фактическими наблюдениями для Бугузской (1), Вобзурской (2), Тарзолдаринской (3), а также Вудорской (10) и Баджударинской (11) дислокаций. С несколько меньшей уверенностью то же самое можно говорить о Шогниншадской (4) и Торвархской (12) структурах. Что же касается остальных складчатых нарушений (5—9), то единственно логичным объяснением их юго-восточного наклона (т.е. принадлежности ко второй группе) может служить предположение о том, что на глубине, а точнее ниже уровня современного эрозионного вреза, эти дислокации, так же как и окружающие их складки, тоже обладают северо-западной вергентностью. На поверхности же мы наблюдаем лишь фрагмент подвернутого крыла лежачей антиформы, образованной при деформации первоначальных складок (5—9), в связи с чем все фиксируемые здесь дислокации будут иметь юго-восточную вергентность. Подтверждением высказанной версии может служить тот факт, что складки (5—9) на восточном фланге Язгулемского сооружения (см. рис. 3, пр. VIII—VIII') имеют северо-западную вергентность.

4. Таким образом, известные данные не противоречат выводу о том, что все без исключения складчатые дислокации ОПР Язгулемского хребта изначально имели северо-западную вергентность и образовались в результате смещений масс с юго-востока на северо-запад. Последовавшие за этим перемещения в противоположную сторону — к юго-востоку — привели к существенному усложнению первоначальной складчатой структуры: они выразились в изгибе осевых плоскостей складок предыдущего этапа, смятии последних в серию лежачих и ныряющих антиформ, и реже в формировании надвиговых структур (типа Баджударинского покрова). Амплитуда юго-восточных перемещений, ответственных за указанные деформации, не превышала 4—6 км.

5. Итак, если первоначальные смещения северо-западного направления считать основными, то последующие сравнительно малоамплитудные перемещения масс к юго-востоку по формальным признакам могут быть отнесены к категории явлений ретрошарьирования, которые впервые были описаны в Западных (Франко-Итальянских) Альпах [57], а впоследствии установлены и в других районах [56, 58, 59], в том числе и на Северном Памире [39]. В этом случае надвиговые структуры типа Баджударинского покрова должны быть причислены к разряду ретрошарьяжей [40].

6. До сих пор, говоря о последовательности тектонических движений, сформировавших складчатую структуру ОПР Язгулемского хребта, смещения масс северо-западного направления мы называли "первоначальными", а покровные перемещения в юго-восточную сторону — "последующими". Однако эти термины, вполне приемлемые при рас-

смотрении каждой отдельной складки, применительно ко всему складчатому комплексу не отражают действительных соотношений во времени тектонических движений разного направления. Об этом убедительно свидетельствует, к примеру, факт "запечатывания" по взбросо-надвигу, падающему к юго-востоку (структуре северо-западной вергентности), изогнутых в лежащую антиформу складок первой группы (см. рис. 3, пр. VIII—VIII; рис. 4). Последнее можно объяснить, только предположив, что либо северо-западные смещения вновь имели место после юго-восточных, либо (что более вероятно) те и другие в разных местах толщи покровных масс происходили практически одновременно.

Таким образом, для объяснения происхождения складчатой структуры ОПР требуется такая тектоническая модель, в которой бы учитывались как относительное "запаздывание" юго-восточных смещений по сравнению с северо-западными, так и примерная "одновременность" разнонаправленных движений в различных местах толщи покровных масс.

Модель тектонического процесса, который, по мнению автора, отвечает всем перечисленным требованиям, будет рассмотрена при обсуждении проблемы генезиса складчатых дислокаций Язгулемского покровного сооружения.

#### *Область сокращенного разреза мезозойских и палеогеновых образований*

Мезозойско-кайнозойские образования, развитые в пределах области сокращенного разреза (ОСР), тоже смяты в линейные, часто изоклинальные складки. Последние по своим размерам могут быть разделены на две обширные группы: первая из них охватывает складчатые дислокации протяженностью в сотни метров — первые километры при ширине от десятков до многих сотен метров; вторая группа включает в себя более крупные складки, которые следятся на многие десятки километров и имеют ширину от 1—2 до 5—8 км.

Согласно представлениям большинства исследователей [15, 17, 46, 53 и др.], в пределах ОСР выделяется два структурных этажа: складчатая структура нижнего из них, сложенного песчано-сланцевыми отложениями верхнего триаса — средней юры, сформировалась в основном в результате позднекиммерийских движений; структура верхнего этажа, в строении которого участвуют нерасчлененные карбонатные отложения средней—верхней юры и/или верхнего мела, а также вулканогенно-обломочные образования палеогена, образовалась в альпийскую фазу складчатости. Таким образом, складки первой группы ("малые"), характерные исключительно для нижнего структурного этажа, рассматриваются большинством авторов как результат главным образом допозднемеловых (позднекиммерийских) движений. Возникновение же складок второй группы ("крупных"), которые характерны для образований верхнего структурного этажа, связывается только с альпийскими движениями.

Поэтому, если придерживаться указанной схемы тектонического

расчленения ОСР, сначала следовало бы описать складчатые нарушения нижнего, а затем уже складки верхнего структурных этажей. Однако, как показали проведенные исследования, существует четкая зависимость между основными структурными параметрами "малых" и "крупных" дислокаций. Поэтому целесообразнее подвергнуть рассмотрению складчатые деформации, характерные для верхнего структурного этажа, и попутно провести их сравнение со складками, развитыми в триасюрских отложениях, что позволит более наглядно проиллюстрировать точку зрения автора относительно причин разномасштабности складок ОСР.

Итак, в пределах ОСР мезозойско-кайнозойских образований могут быть выделены 7 крупных складок: I — Вомарская антиклиналь; II — Бухтургская синклиналь; III—V — Падрудская антиклиналь, к северо-востоку распадающаяся на собственно Падрудскую (III) и Гумскую (V) антиклинали и разделяющую последние Ходоржидаринскую (IV) синклиналь; VI — Бартангская синклиналь и VII — Даржомчская антиклиналь. Сразу заметим, что впервые практически все указанные структуры (за исключением Вомарской) были выделены и кратко описаны В.И. Дроновым [7]. Некоторые из складок рассмотрены также в работах Х.С. Таджидинова [49, 50].

Самой северной складчатой структурой ОСР является Вомарская антиклиналь (I). Эта складка на дневной поверхности протягивается от долины р. Пяндж на юго-западе (окрестности кишлака Барзуд) до верховьев р. Вомар-дара на северо-востоке на расстояние более 9 км. (Следует учитывать, что эта структура следится как к югу в пределах Афганистана, так и к северо-востоку под плоскостью Бартангского надвига). Ширина складки достигает 4 км. Ядро Вомарской антиклинальной структуры сложено слабо метаморфизованными песчаниками и сланцами верхнего триаса — средней юры, разрез которых в пределах юго-восточного крыла надстраивается мергелями и серыми глинистыми известняками средней—верхней юры<sup>5</sup> мощностью не более 150 м. Последние сменяются горизонтом отчетливо слоистых серо-белых карбонатных пород верхнего мела<sup>6</sup> мощностью 50—80 м, которые, в свою очередь, перекрываются мощной (до 2 км) толщей вулканогенно-обломочных пород палеогена. Своим северным крылом Вомарская антиклиналь надвинута на метаморфические образования ванчского комплекса, в результате чего слагающие это крыло отложения срезаны либо сохранились в виде незначительных фрагментов. Один из таких фрагментов наблюдается в левом борту ущелья Вомар-дара (рис. 11).

Вомарская антиклиналь обладает четким наклоном к запад-северо-западу: отложения средней—верхней юры и верхнего мела, слагающие

<sup>5</sup> На карте и разрезах (см. рис. 3) показаны одним условным знаком совместно с залегающими выше известняками верхнего мела.

<sup>6</sup> Наиболее веским доказательством правомерности отнесения "немых" карбонатных пород, подстилающих бартангскую свиту в приустьевой части долины р. Бартанг, к верхнему мелу служат находки в них фауны верхнемеловых рудистов, сделанные В.И. Дроновым на продолжении указанного горизонта мраморизованных известняков в левом борту долины р. Пяндж на территории Афганистана [10. С. 209—210].

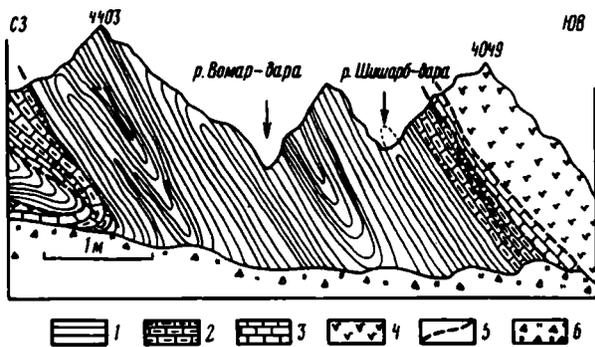


Рис. 11. Схематический геологический разрез через Вомарскую антиклинальную структуру  
 1 — песчаники и сланцы ( $T_1 - J_1$ ); 2 — глинистые известняки ( $J_{2-3}$ ); 3 — известняки и мраморы ( $K_1$ ); 4 — вулканогенно-обломочные породы ( $P$ ); 5 — разрывы; 6 — рыхлые отложения ( $Q$ )

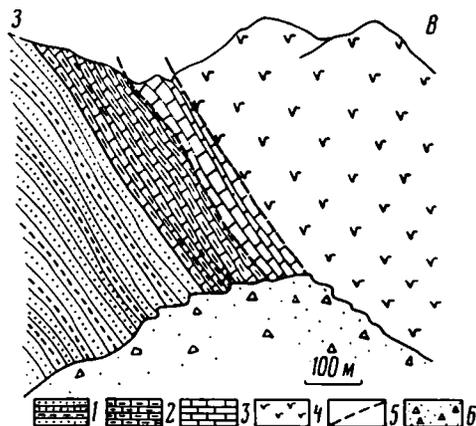


Рис. 12. Отсутствие резкого углового и структурного несогласия на контакте между отложениями верхнего триаса — юры и образованиями верхнего мела — палеогена в правом борту долины р. Пяндж у пос. Рушан

1 — песчаники и сланцы ( $T_1 - J_1$ ); 2 — глинистые известняки ( $J_{2-3}$ ); 3 — мраморы и мраморизованные известняки ( $K_1$ ); 4 — андезиты, их туфы ( $P$ ); 5 — разрывы; 6 — коллювиальные отложения ( $Q$ )

ее юго-восточное крыло, падают в восточных и юго-восточных румбах под углами  $45-65^\circ$ . Северо-западное крыло рассматриваемой складки также, вероятно, первоначально обладало падением в эту же сторону в соответствии с общим погружением к восток-юго-востоку контакта метаморфитов ванчского комплекса с мезозойско-кайнозойскими образованиями ОСР.

Песчаники и сланцы верхнего триаса — средней юры, слагающие ядро Вомарской антиклинали, смяты в ряд узких изоклинальных, опрокинутых к запад-северо-западу складок. На сравнительно коротком отрезке левого склона ущелья Вомар-дара автором установлены по крайней мере три антиклинальные и две разделяющие их синклинальные дислокации (см. рис. 11). Ширина каждой складки не превы-

шает 1 км. Обращает на себя внимание тот факт, что осевые плоскости выявленных нарушений строго параллельны осевой поверхности Вомарской антиклинали, а их шарниры, как и шарнир последней, под небольшими углами (15—20°) погружаются к северо-востоку.

Рассмотрим характер взаимоотношений триас-юрских и верхнемеловых—палеогеновых образований в пределах юго-восточного крыла Вомарской антиклинали. В геологической литературе неоднократно описан контакт между отложениями верхнего триаса — юры и горизонтом карбонатных пород, подстилающих вулканиты бартангской свиты, который наблюдается в правом борту долины р. Пяндж у пос. Рушан [7, 28, 49, 53 и др.]. Согласно данным автора, здесь на темно-серых слоистых глинистых известняках и мергелях средней—верхней юры, отделенные от них поверхностью субпластового срыва, залегают (рис. 12):

- 1) бежево-коричневые силикатные (кварц-слюдистые) мраморы ..... 10—15 м
- 2) вишнево-бурые, местами отчетливо брекчиевидные карбонатно-кварц-мусковитовые сланцы ..... 6—7 м
- 3) слюдясто-кварц-карбонатные сланцы, пропитанные гематитом ..... 10—15 м
- 4) светло-палевые крупнокристаллические силикатные мраморы, среди которых располагаются единичные обдавленные глыбы темно-серых крупнокрапленных плагио-оклазовых андезитов и андезитобазальтов ..... 20—25 м

Перечисленные породы сменяются параллельно залегающими темно-серыми андезитовыми туфами бартангской свиты.

Показательно, что, несмотря на различия (иногда весьма существенные) во взглядах на геологическое строение окружающей территории, подавляющее большинство исследователей [7, 28, 49, 53] единодушно отмечают, что все участвующие в данном разрезе образования падают в одном направлении (на восток) и примерно под одинаковыми углами (45—55°). Находки В.И. Дроновым в подстилающих вулканиты известняках левого борта долины р. Пяндж (территория Афганистана) верхнемеловых рудистов [10. С. 209—210] позволяют с достаточной степенью достоверности датировать вмещающие отложения как верхнемеловые и тем самым положить конец длящейся многие годы дискуссии о возрасте вулканогенно-обломочных пород бартангской свиты.

Из сказанного следует, что верхнемеловые—палеогеновые образования в разрезе у пос. Рушан залегают на отложениях верхнего триаса — юры без структурного или резкого углового несогласия. Едва заметное угловое (региональное — первые градусы) несогласие, вероятно, имеет место — оно устанавливается по исчезновению (срезиению) карбонатных пород средней—верхней юры в разрезе левого борта долины р. Пяндж. Однако разницы в степени дислоцированности контактирующих отложений не наблюдается, что позволяет говорить и об отсутствии в разрезе юго-восточного крыла Вомарской антиклинали признаков проявления допоздне-меловых складкообразовательных движений.

Отдельного рассмотрения заслуживает вопрос о причинах литологического несходства верхнемеловых пород, подстилающих бартангскую свиту в приустьевой части долины р. Бартанг, и одновоз-

растных, фаунистически охарактеризованных отложений. Действительно, среди рудистовых известняков отсутствуют петрографические аналоги описанных в окрестностях Рушана мраморов и сланцев. Микроскопическое изучение последних показывает, что их главная отличительная черта — гораздо более высокая степень метаморфизма, что вряд ли объяснимо локальным прогревом карбонатных осадков в результате вулканических излияний в палеогене [53] или диплетическим воздействием вышележащих вулканитов на подстилающие известняки в процессе мощных складкообразовательных движений [49, 50]. По мнению автора, степень перекристаллизации и парагенезисы минералов (новообразованные слюды ряда мусковита—серицита по минералам группы глины) свидетельствуют об образовании указанных мраморов и сланцев в условиях регионального метаморфизма.

Согласно данным предшественников [54], метаморфизм широко проявлен по всей зоне Центрального Памира. Максимальный метаморфизм, достигающий эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, локализован в ряде термальных куполов, один из которых — Язгулемский — занимает обширную территорию в пределах западных отрогов одноименного хребта. В центральной части этой термальной структуры, которая располагается примерно в районе водораздела рек Вомар-дара и Мотравн, песчано-сланцевые породы верхнего триаса — средней юры чрезвычайно интенсивно изменены в условиях ставролитовой и ставролит-гранат-биотитовой субфаций метаморфизма. В несколько меньшей степени (в условиях биотит-хлорит-мусковитовой субфации) эти отложения метаморфизованы в районе устья р. Вомар-дара, как раз в непосредственной близости от рассматриваемого нами контакта с верхнемеловым—палеогеновым комплексом. Добавим, что и для вулканитов палеогена, распространенных в приустьевой части долины р. Бартанг, В.И. Будановым [7] отмечены аномально интенсивные вторичные изменения (повсеместное проявление процессов альбитизации, серицитизации и т.д.).

Таким образом, получается, что верхнемеловые известняки подстилаются и перекрываются породами, испытавшими на себе метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. В этих условиях трудно ожидать, что известняки верхнего мела сами окажутся совершенно неизменными: они так же, как и окружающие толщи, очевидно, были подвергнуты метаморфизму, связанному с повышенным тепловым потоком в районе Язгулемского термального купола. Процессы зонального метаморфизма затушевывали характерные особенности и природу рудистовых известняков (окрестности Рушана, ущелья Обирун и Падруд), однако по мере удаления от термальных куполов эти породы вновь обретают достаточно свежий облик и содержат в себе хорошо сохранившиеся остатки пеллеципод позднемелового возраста.

Итак, литологическое несходство рудистовых известняков и карбонатных пород, подстилающих вулканиты в приустьевой части долины р. Бартанг, еще не может рассматриваться как доказательство более древнего возраста последних [28, 49, 50]. Главным аргументом в пользу отнесения этих пород к верхнему мелу являются, по нашему мнению,

находки в них верхнемеловых рудистов, сделанные на продолжении горизонта известняков западнее (левый борт долины р. Пяндж) и восточнее (кишлак Аджирх) рушанского разреза.

Заканчивая рассмотрение Вомарской антиклинальной дислокации, еще раз подчеркнем, что, согласно полученным данным, образования верхнего мела — палеогена залегают на отложениях верхнего триаса и юры практически псевдосогласно (точнее, с региональным угловым несогласием), а складчатые деформации обоих комплексов по ряду параметров (наклон осевых поверхностей складок, направление погружения шарниров) чрезвычайно сходны.

К юго-востоку от Вомарской антиклинали расположена Бухтургская синклинали складка (II). Эта дислокация относится к числу наиболее известных и подробно описанных нарушений [7, 49, 50, 53]. Суммарная длина складки достигает 40 км, а в пределах изученной территории она протягивается на расстояние около 20 км от устья р. Бартанг до верховьев р. Багу-дара, где она по Бартангскому надвигу перекрыта отложениями ОПР. Ширина складки от 4—5 до 7—8 км. Ядро синклинали сложено вулканогенно-обломочными образованиями бартангской свиты палеогена, на крыльях развиты песчано-сланцевые отложения верхнего триаса — средней юры. Разрез складки в северо-восточном направлении надстраивается толщей туфогенных алевролитов, песчаников и известковистых туффигов разучской свиты (палеоген).

Исследования показали, что осевая поверхность рассматриваемой синклинали изогнута не только по простиранию, но деформирована и в вертикальной плоскости.

По данным Х.С. Таджидинова [49, 50], на широте кишлака Пастхуф Бухтургская синклинали представляет собой нормальную складку с падением слоев на крыльях к центру под углом 25—40°. В северном направлении происходит плавное увеличение крутизны ее восточного крыла — оно становится сначала вертикальным, затем опрокинутым, а примерно на широте кишлака Ахзев рассматриваемая дислокация уже обладает отчетливым наклоном к северо-западу (слои падают на крыльях под углом 50—60° в юго-восточном направлении). Еще северо-восточнее в области водораздела рек Бухтург и Багу-дара (выше абсолютной отметки 4000 м) осевая плоскость Бухтургской синклинали испытывает изгиб в лежачую складку, замком обращенную к юго-востоку (рис. 13).

Нелишне напомнить, что аналогичный изгиб осевых поверхностей складок уже описывался автором в разделе, посвященном складчатым дислокациям ОПР (в частности, Бугузской и Баджударинской).

Юго-восточнее Бухтургской складки располагается не менее крупная Падрудская антиклинальная дислокация (III—V). Эта складка берет свое начало на широте долины р. Сохчарв и далее как единая структура следует в северо-восточном направлении вплоть до верховьев ручья Падруд (правый приток р. Бартанг). Длина ее превышает 50 км, а в пределах изученной территории составляет по меньшей мере 12—13 км. Максимальной ширины эта дислокация достигает на широте кишлака Шуджанд — 8—9 км.

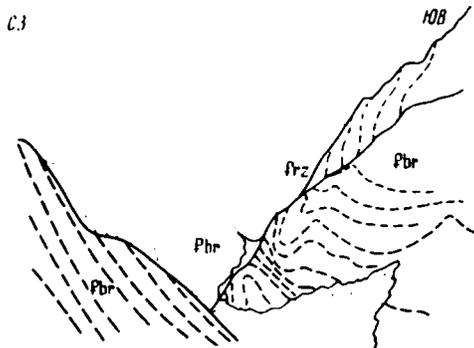


Рис. 13. Смятие Бухтургской синклинали в лежащую антиформу, замком обращенную к юго-востоку (водораздельный гребень в верховьях левого притока р. Бухтург)

Ядро Падрудской антиклинали сложено дислоцированными песчаниками и аргиллитами верхнего триаса — средней юры, а на крыльях развиты вулканогенные образования палеогена (бартангской свиты), в основании которых залегает маломощный горизонт карбонатных отложений верхнего мела<sup>7</sup>. Надо отметить, что указанные породы в разных частях структуры развиты неодинаково — они слагают четкий маркирующий пласт на северо-восточном периклинальном замыкании Падрудской антиклинали, а на крыльях последней, напротив, имеют весьма ограниченное распространение. Это связано с многочисленными послонными срывами, которые зачастую приурочены к данному горизонту и по которым последний раздавлен и растащен на отдельные блоки. Юго-восточное крыло Падрудской антиклинали, кроме того, частично перекрыто по Рушанско-Пшартскому надвигу образованиями одноименной тектонической зоны Памира.

В пределах исследованной территории Падрудская складка обладает четким наклоном к северо-западу — слои на ее крыльях падают в юго-восточных румбах под углом 55—65° (см. рис. 3, пр. I—I', II—II'). Однако по мере погружения шарнира дислокации в северо-восточном направлении осевая плоскость Падрудской дислокации испытывает запрокидывание (а возможно и смятие в лежащую антиформу) к юго-востоку (см. рис. 3, пр. III—III').

Рассмотрим складчатую структуру триас-юрских отложений. Отложения верхнего триаса — средней юры смяты в узкие (шириной не более 0,3—0,8 км) изоклинальные складки, осевые поверхности которых строго параллельны осевой плоскости Падрудской антиклинали, а шарниры, подобно шарниру последней, погружаются в северо-восточном направлении (рис. 14, а).

Вывод об идентичности структурных планов Падрудской дислока-

<sup>7</sup> Возможно, что в строении указанного горизонта принимают участие и карбонатные отложения средней—верхней юры. Однако ввиду значительного литологического сходства средне-верхнеюрских и верхнемеловых отложений ОСР в большинстве мест они не поддаются расчленению и поэтому на карте и геологических разрезах (см. рис. 3) показаны одним условным знаком.

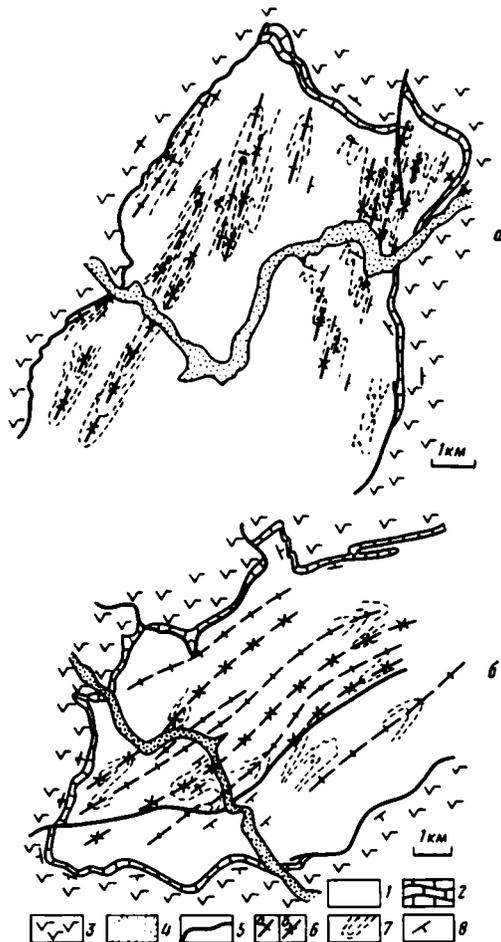


Рис. 14. Структурные карты Падрудской (а) и Даржомчской (б) антиклиналей

1 — песчаники и аргиллиты ( $T_1 - J_2$ ); 2 — известняки ( $J_{2-3}$  и/или  $K_2$ ); 3 — лавы и туфы андезитового состава, конгломераты ( $\Phi$  br); 4 — аллювиальные отложения (Q); 5 — разрывы; 6 — оси складок в триас-юрских отложениях: а — антиклинальных, б — синклинальных; 7 — маркирующие горизонты песчаников, прослеженные на местности; 8 — элементы залегания

ции и "малых" складок ее ядра может быть также проиллюстрирован при помощи структурных диаграмм (рис. 15). Анализ приведенной диаграммы показывает, что полюса слоистости верхнемеловых—палеогеновых образований располагаются внутри пояса концентраций полюсов слоистости триас-юрских отложений, следовательно, расчетное положение шарниров складок, образуемых породами того и другого комплекса, будет примерно одинаковым. Несколько забегая вперед, укажем, что подобное сходство основных структурных параметров "малых" и облекающих их "крупных" складчатых дислокаций, как правило, является свидетельством их синхронного образования [21].

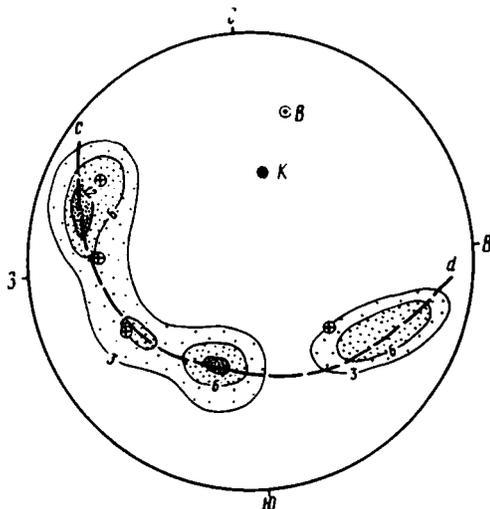


Рис. 15. Диаграмма ориентировки полюсов слоистости триас-юрских (50 изм.) и мел-палеогеновых (4 изм.) образований, участвующих в строении Падрудской антиклинали (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу)  
 В изолиниях показан пояс концентраций полюсов слоистости триас-юрских отложений; 3—6—12% — индексы изолиний (количество полюсов слоистости в процентах от общего их числа, приходящееся на 1% площади круга диаграммы); c — d — траектория дуги малого круга, отвечающая коническим складкам; К — ось конуса; В — интегрированное положение шарниров "малых" складок; ⊕ — полюса слоистости верхнемеловых — палеогеновых образований

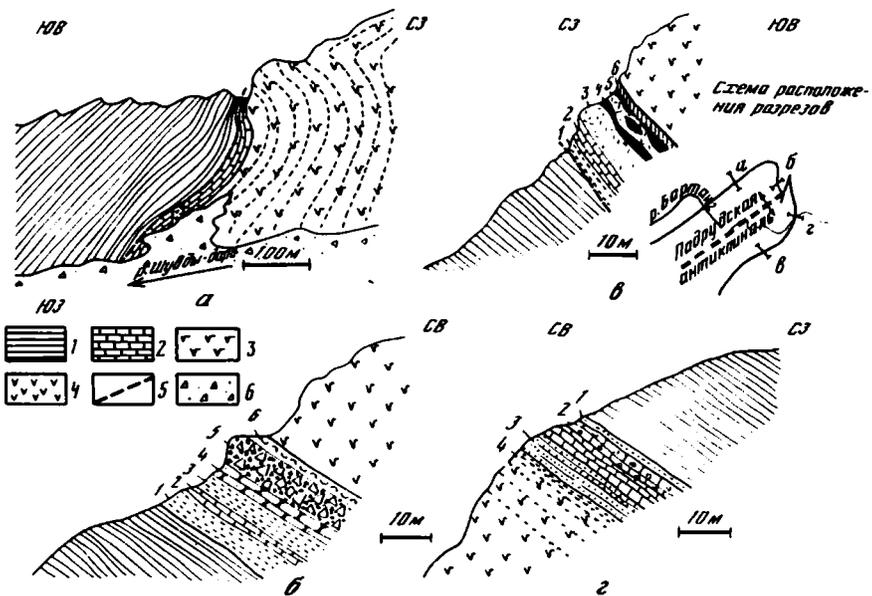


Рис. 16. Отсутствие резкого углового и структурного несогласия на контакте между песчано-сланцевыми отложениями верхнего триаса — средней юры и образованиями верхнего мела — палеогена в правом борту ущелья Шууды-дара (а), в верховьях сая Падруд (б), в правом борту долины р. Джизеу-дара (в) и в правом борту долины р. Бартанг на широте кишлака Хиджис (г)  
 1 — песчаники и сланцы (Т<sub>3</sub> — J<sub>2</sub>); 2 — карбонатные породы (К<sub>2</sub>); 3 — андезиты и их туфы (Р); 4 — дайка микродиоритов; 5 — разрывы; 6 — рыхлые отложения (Q)  
 Описания слоев (1—6 на рис. б, в, г) даны в тексте

Соотношения между триас-юрскими и верхнемеловыми—палеогеновыми образованиями изучались автором в разных местах Падрудской антиклинали. Ниже приводится описание нескольких разрезов контакта между указанными подразделениями.

Первый разрез располагается в пределах северо-западного крыла Падрудской складки (правый борт ущелья Шувды-дара) (рис. 16, а). Здесь на песчаниках верхнего триаса — средней юры (разрез опрокинут) отделенные от них поверхностью субпластового срыва, без видимого углового несогласия залегают буро-коричневые полосчатые известняки (10—15 м), выше сменяющиеся более светлыми разностями (8—10 м). По четкому, слегка неровному контакту их перекрывают слабоизмененные кристаллокластические туфы палеогена, среди которых изредка встречаются обломки подстилающих светлых известняков.

Заметим, что в данном разрезе слои контактирующих образований располагаются практически параллельно друг другу, а это означает, что до возникновения субпластового срыва, приуроченного к подошве горизонта известняков, последние залежали на триас-юрских отложениях с параллельным, возможно со слабым угловым (первые градусы), но никак не со структурным несогласием. Таким образом, в разрезе правого борта ущелья Шувды-дара не обнаруживается никаких признаков, которые свидетельствовали бы об интенсивной дислоцированности триас-юрских осадков к моменту отложения на них верхнемеловых известняков.

Аналогичные выводы следуют и из изучения характера взаимоотношений триас-юрских и верхнемеловых—палеогеновых образований в других местах Падрудской антиклинали.

По данным автора, в верховьях ущелья Падруд (район периклинального замыкания одноименной структуры) на триас-юрских песчаниках и сланцах, падающих на северо-восток (аз. пд. СВ 40) под углом 40°, без углового несогласия залегают (см. рис. 16, б):

- |  |          |
|--|----------|
| 1) зеленатые слюдястые алевропелиты .....  | 6—8 м;   |
| 2) пестрые оолитовидные известняки, сильно раздавленные .....  | 2 м;     |
| 3) розовато-сиреневые известковистые алевропелиты .....  | 5—6 м;   |
| 4) песчанистые известняки палево-бежевого цвета .....  | 4—6 м;   |
| 5) грубая несортированная осадочная брекчия, состоящая из окатышей известковистых пород и обдавленных с поверхности глыб (до 1 м в поперечнике) метасоматических кварцитов ..... | 6—8 м;   |
| 6) тонкослоистые туффиты .....   | 1—1,5 м. |

Последние выше сменяются мощной толщей лавобрекчий палеогена. Важно заметить, что палеогеновые породы здесь также падают на северо-восточных румбах приблизительно под углом 35—40°.

Не менее интересный разрез наблюдается в правом борту ущелья Джизеу-дара (см. рис. 16, в). Здесь на сланцах верхнего триаса — средней юры, падающих на восток (аз. пд. В 95, угол 50°), с едва заметным угловым и азимутальным несогласием (аз. пд. ЮВ 115, угол 60°), вероятно, обусловленным наличием малоамплитудного срыва, залегают:

- |  |        |
|--|--------|
| 1) зеленатые слабоизмененные алевропелиты .....  | 3—4 м; |
| 2) полосчатые железненные известняки .....   | 6—7 м; |
| 3) сахаровидные, слегка сыпучие ослепительно белые на свежем сколе породы, сложенные мономинеральным агрегатом гипса ..... | 6—8 м; |

- 4) пласт будинированных темно-коричневых неравномернозернистых известняков ..... 1 м;  
 5) сахаровидные гипсы с глыбами и обрывками пластов мономинеральных кварцевых песчаников, подвергшихся интенсивному раздавливанию ..... 3—5 м;  
 6) слабоизмененные порфириды палеогена.

Наконец, еще один разрез был описан автором несколько северо-восточнее предыдущего, в правом борту долины р. Бартанг (см. рис. 16,2). Здесь стратиграфически выше темно-серых углисто-глинистых сланцев верхнего триаса — средней юры, падающих в северо-западных румбах 300—310 под углом 30—35° (залегание опрокинутое), располагаются:

- 1) зеленовато-серые известковистые алевропелиты ..... 0,8—1 м;  
 2) коричневые до светло-желтых тонкослоистые известняки ..... 7—8 м;  
 3) красновато-коричневые олигомиктовые песчаники с карбонатным цементом, обладающие брекчневидной текстурой ..... 6—8 м;  
 4) туфы и туфобрекчии палеогена, интенсивно раскливажированные вдоль плоскости напластования — аз. пд. 310, угол 25—30°, толщина микролитонов — 0,5—1 мм.

По мере удаления от указанного контакта кливаж течения в палеогеновых породах постепенно пропадает.

Изложенный фактический материал позволяет сделать ряд предварительных выводов. Во-первых, установлено широкое литологическое разнообразие пород, слагающих горизонт так называемых верхнемеловых известняков. Действительно, наряду с обычно доминирующими в разрезе карбонатными отложениями, здесь часто присутствуют разнообразные известковистые алевропелиты, песчаники, иногда гипсы хомогенного происхождения (отмечается седиментационная слоистость). Обращает на себя внимание факт наличия в разрезе, описанном в верховьях ущелья Падруд (см. рис. 16,б), горизонта грубо-обломочных осадочных брекчий (микститоподобных пород), весьма сходных по ряду признаков с олистостромовыми накоплениями, образующимися, как правило, в условиях активных тектонических движений [32].

Не менее важен и вывод о практически повсеместной тектонизации горизонта верхнемеловых отложений, выразившейся в образовании многочисленных послонных срывов, будинаже отдельных пластов компетентных пород, рассланцевании и кливаже течения более пластичных осадков. Вероятно, эти деформации связаны с альпийскими складкообразовательными движениями, и особенно ярко проявились именно в пределах указанного горизонта по той причине, что последний располагается на границе двух мощных разнокомпетентных толщ — триас-юрской и палеогеновой.

Наконец, изложенный материал однозначно показывает, что образования верхнего мела — палеогена как на крыльях Падрудской антиклинали, так и в пределах ее периклинального замыкания залегают на триас-юрских сланцах, как правило, с параллельным, реже с едва заметным угловым (региональным) несогласием. Таким образом, ни в одном из изученных разрезов не отмечается признаков складчатой дислоцированности отложений верхнего триаса — средней юры к моменту отложения на них верхнемеловых известняков.

По мере погружения шарнира Падрудской антиклинали к северо-

востоку амплитуда волнообразных изгибов слоев в пределах ее периклинального замыкания заметно возрастает, что позволяет говорить о расщеплении (виргации) этой складки восточнее меридиана кишлака Хиджис на две антиклинали: собственно Падрудскую (III), которая исчезает под плоскостью Бартангского надвига на долготе пика Вужир, и Гумскую (V), которые разделяются Ходоржиодаринской синклиналью (IV) (см. рис. 3, пр. IV—IV').

Ходоржиодаринская складка (IV) протягивается от верховьев р. Ходоржио-дара вдоль долины последней до верховьев ущелья Водж на расстоянии около 8—9 км. Восточнее она, как и Падрудская антиклиналь, исчезает под плоскостью Бартангского разрыва. Максимальная ширина этой дислокации не превышает 1,5 км. Ядро синклинали сложено пепловыми туфами среднего состава, известковистыми туфоалевролитами и туффитами разучской свиты палеогена. На крыльях развиты туфоконгломераты, реже лавы и туфы андезитов бартангской свиты.

Ходоржиодаринская складка на юго-западном фланге в склоне массива Вужир имеет наклон в северных румбах, а по мере погружения шарнира к северо-востоку приобретает юго-восточную вергентность. На склоне горы Гедок уже фиксируется раздавленная опрокиннутая к юго-востоку синклиналь, на северо-западное крыло которой надвинуты породы среднего—верхнего ордовика, затянутые в плоскость Бартангского разрыва (см. рис. 3, пр. IV—IV', V—V'). Можно предположить, что общий изгиб осевой плоскости Ходоржиодаринской дислокации обусловлен давлением на нее с северо-запада покровных масс ОПР, перемещения которых происходили по Бартангскому надвигу.

Гумская антиклинальная складка (V) может быть прослежена от меридиана кишлака Хиджис до устья р. Баджу-дара (правый приток р. Бартанг) на расстояние 12—13 км (см. рис. 3, пр. IV—IV', V—V'). Ширина ее 1,5—2 км. Ядро этой дислокации слагают туфоконгломераты и вулканомиктовые породы бартангской свиты, на крыльях развиты туфоалевролиты, известковистые песчаники (иногда с заметной примесью неокатанного кластического материала) и туффиты разучской свиты палеогена.

Весьма примечательно, что именно на отрезке, занимаемом Гумской антиклиналью, происходит достаточно резкое изменение состава палеогеновых образований. На смену лавам и туфам, господствовавшим в разрезе бартангской свиты западнее, приходят туфоконгломераты и песчаники, в обломочной части которых возрастает доля осадочных пород: алевролитов, известняков. Туфы и туффиты разучской свиты постепенно сменяются осадочными породами с едва уловимой примесью вулканогенного материала. Среди последних появляются многочисленные прослои обломочных слабоотсортированных осадков, сцементированных гипсом (напоминают лахаровые брекчи), которые в целом придают толще серовато-пепельную окраску.

На меридиане кишлака Хиджис Гумская антиклиналь отчетливо наклонена на северо-запад. Ее подвернутое крыло осложнено крутым взбросом, по которому известняки верхнего мела перемещены по вер-

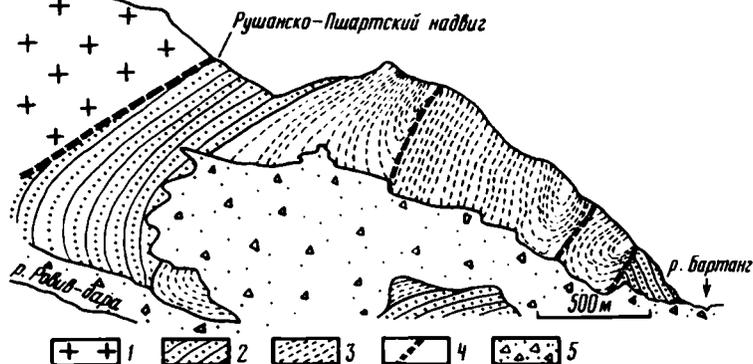


Рис. 17. Ядро крупной синклиальной складки (Бартангской), осложненное серией разрывов (северо-восточный склон контрфорса, разделяющего долины рек Тав-дара и Ровив-дара напротив кишлака Сипонж)

1 — образования Рушанско-Пшартской зоны; Центральный Памир; 2 — раскливажированные туфопесчаники и туфоалевролиты (Р br), 3 — дресва, щебень и галька туфопесчаников, заключенные в гипсовый матрикс (лахаровые брекчи?) (Р gz), 4 — разрывные нарушения, 5 — коллювиальные и аллювиальные отложения

тикали на 500—600 м (см. рис. 3, пр. IV—IV'). Северо-восточнее в районе кишлака Дашт это уже прямая антиклинальная складка с падением слоев на крыльях под углом 40—45° (см. рис. 3, пр. V—V'), а на меридиане ущелья р. Жидикил-дара ей уже присущ наклон к юго-востоку, отчетливо проявленный вблизи Бартангского надвига и менее выраженный на некотором удалении от него.

Юго-восточнее Гумской антиклинали (или Падрудской на западе) намечается узкая (0,5—2,5 км) Бартангская синклиальная складка (VI). Последняя следует от меридиана кишлака Дашт на западе до долины р. Биджав-дара на востоке на расстояние более 20 км. На юго-западном фланге эта дислокация перекрыта по Рушанско-Пшартскому надвигу образованиями одноименной тектонической зоны. Ядро синклинали сложено туфогенно-осадочными отложениями разучской свиты, на крыльях развиты туфоконгломераты и вулканомиктовые породы бартангской свиты палеогена.

В районе кишлаков Дашт и Бартанг (см. рис. 3, пр. IV—IV', V—V') Бартангская синклиналь имеет форму прямой складки (несколько более крутые углы наклона 55—65° характерны для ее юго-восточного крыла).

В мощном контрфорсе левого борта долины р. Бартанг, отделяющем кишлак Бисав от долины р. Ровив-дара, отчетливо наблюдается двоянная синклиальная складка, опрокинутая в северо-западных румбах (рис. 17). Южное крыло ее частично срезано Рушанско-Пшартским надвигом — структурой, также вергентной к северо-западу. Ядро синклинали слагают пепельно-серые отчетливо слоистые породы, состоящие из щебня, дресвы, иногда гальки красновато-фиолетовых метаморфизованных туфоалевропесчаников, заключенных в гипсовый матрикс. По своему облику эти образования напоминают лахаровые брек-

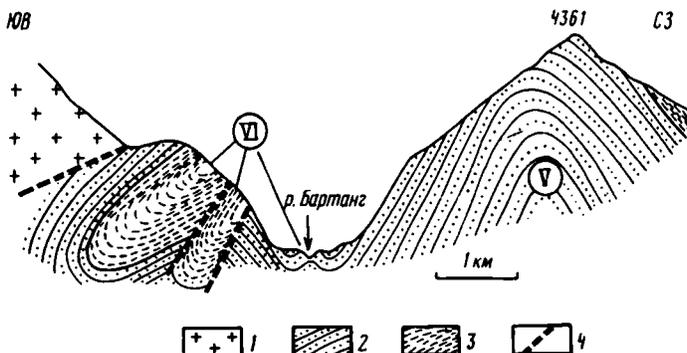


Рис. 18. Схематический геологический профиль вдоль меридиана кишлака Сипонж  
 1 — образования Рушанско-Пшартской зоны; Центральный Памир; 2 — расклива-  
 жированные туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоконгломераты (P br); 3 — лаха-  
 ровые брекчии, пепловые туфы и туфоалевролиты (P gz); 4 — разрывные нарушения.  
 Римские цифры на рисунке: V — Гумская антиклиналь, VI — Бартангская синклираль

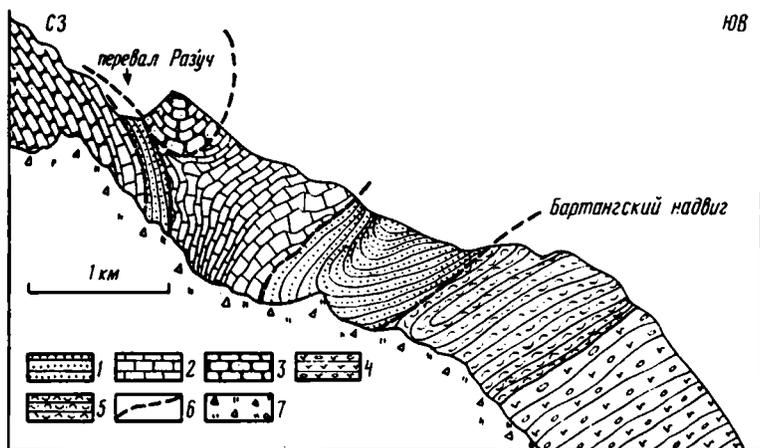


Рис. 19. Геологический профиль вдоль гребня, разделяющего ущелья рек Разуч и  
 Биджзав-дара

1 — песчаники и аргиллиты ( $T_3 - J_2$ ); 2 — известняки ( $J_2-1$ ); 3 — песчаники ( $K_1$ );  
 4 — туфы и туфоконгломераты (P br); 5 — туфопесчаники и туффиты (P gz); 6 — разрывы;  
 7 — коллювиальные отложения (Q)

чи и весьма сходны с отложениями разучской свиты, надстраиваю-  
 щими разрез Гумской антиклинали в ущелье Жидикил-дара. Крылья  
 дислокации слагают раскливажированные породы бартангской свиты:  
 красновато-фиолетовые и серые туфопесчаники, туфоалевролиты.

Эту складку, так же как и расположенную по другую сторону до-  
 лины р. Бартанг, резонно называть Бартангской, ибо между собой их  
 разделяет лишь гребневидная антиклиналь небольшой амплитуды, за-  
 тухающая по простиранию (рис. 18).

На отрезке между кишлаками Разуч и Сипонж ось рассматриваемой  
 дислокации практически совпадает с тальвегом долины Бартанга.

Вероятно, это связано со слабой устойчивостью гипсодержащих пород ядра Бартангской складки к воздействию процессов эрозии, а также с обилием здесь разрывов северо-восточного простирания, перемещения по которым способствовали дополнительному дроблению пород и возникновению тектонически ослабленной зоны.

Отложения разучской свиты появляются вновь лишь восточнее кишлака Даржомч, где в левом борту долины р. Бартанг они участвуют в строении юго-восточного крыла Бартангской синклинали. Здесь слои падают в северо-западных румбах под углом  $45-55^\circ$  (см. рис. 3, пр. VI—VI'). Несколько северо-восточнее в гребне, разделяющем ущелья Разуч и Биджрав-дара (рис. 19), уже четко наблюдается замок этой дислокации и фрагмент ее северо-западного крыла, на которое по Бартангскому разрыву надвинуты отложения мезозоя ОНР. Здесь эта складка представляет узкое изоклинальное, сильно раздавленное нарушение, опрокинутое к юго-востоку (см. рис. 3, пр. VII—VII').

Следовательно, для Бартангской синклинали в пределах юго-западного фланга характерен северо-западный наклон осевой плоскости, а на северо-восточном окончании она уже наклонена на юго-восток.

Даржомчская антиклиналь (VII) протягивается в северо-восточном направлении от меридиана ущелья Даржомч практически до места слияния рек Кокуй-бельсу и Мургаб на расстояние, превышающее 45 км. Ширина складки в районе ее юго-западного периклинального замыкания (на долготе кишлака Аджирх) около 6—7 км, к северо-востоку она постепенно увеличивается, достигая на меридиане кишлака Рошорв 20—22 км. Следует учитывать, что указанные цифры являются минимальными из возможных, поскольку южное крыло Даржомчской антиклинали на большем протяжении перекрыто по Рушанско-Пшартскому надвику образованиями одноименной тектонической зоны, а амплитуда этого перекрытия неизвестна. Причина столь внушительных размеров этой складки становится понятной, если учесть, что она располагается на юго-западном погружении Музкольского антиклинория и по сути дела является складчатой дислокацией, продолжающей последний к западу.

В пределах долины р. Бартанг ядро Даржомчской складки слагают песчаники и сланцы верхнего триаса — средней юры; на крыльях разрез надстраивается маломощными известняками верхнего мела, которые выше сменяются толщей вулканогенно-обломочных образований палеогена. Шарнир дислокации под углом  $15-25^\circ$  погружается в юго-западном направлении.

Обращает на себя внимание заметно различный литологический набор пород, слагающих крылья этой структуры. В пределах северо-западного крыла развит четко обособленный горизонт карбонатных пород (фаунистически доказан верхний мел [14], хотя не исключено присутствие и средне-верхнеюрских карбонатов), выше без углового несогласия перекрытый толщей преимущественно темноокрашенных лав, лавобрекчий, туфов и туфоконгломератов палеогена. В разрезе же южного крыла Даржомчской антиклинали (точнее, его фрагментов, выступающих из-под Рушанско-Пшартского надвига) триас-юрские

песчаники и аргиллиты перекрыты параллельно залегающими красновато-вишневыми средне-крупногалечными конгломератами, состоящими преимущественно из гальки светлых известняков, сцементированных железисто-известковистым цементом. При этом обособленного горизонта светлых известняков в основании конгломератовой толщи здесь не наблюдается. Естественно, закрадывается сомнение в том, являются ли эти породы полным возрастным аналогом вулканитов бартангской свиты, развитых в пределах северного крыла.

Наблюдения, проведенные автором на периклинальном замыкании Даржомчской антиклинали вдоль русла одноименной реки, позволяют ответить на этот вопрос утвердительно.

В нижнем течении р. Даржомч склоны ее долины слагают темноокрашенные разнообломочные породы, большей частью конгломераты, состоящие из гальки разнообразных вулканитов — лав и туфов андезитов, реже андезитодацитов, сцементированных разнозернистыми песчаниками и алевропесчаниками с незначительной примесью туфогенного материала. Породы отчетливо слоисты и падают на северо-запад под углом  $55-60^\circ$  (северное крыло антиклинали). В среднем течении ущелья по мере приближения к замку складки, что легко устанавливается по плавному развороту слоев (аз. пд. ЮЗ  $230-240$ ) и уменьшению угла их падения ( $40^\circ$ ), в конгломератах начинают попадаться единичные гальки осадочных пород — преимущественно светлых известняков, а окраска некоторых прослоев становится красноватой. Довольно резкая смена состава конгломератов наступает после пересечения замка Даржомчской антиклинали (в верхней части долины слои падают уже в юго-юго-западных румбах  $200-210$ , под углом  $40-45^\circ$ ). Здесь абсолютно преобладают красновато-вишневые разногалечные конгломераты, гравелиты и песчаники, в обломочной части состоящие преимущественно из известняков. Прочие породы, в том числе и вулканиты, составляют не более  $10-15\%$  от общего количества обломков.

На основании изложенных данных можно сделать вывод, что различия в литологическом сложении крыльев Даржомчской дислокации объясняются весьма резкой фациальной изменчивостью разреза бартангской свиты палеогена. В данном конкретном случае граница фаций этих образований проходит примерно вдоль оси Даржомчской антиклинали, что может быть связано с наличием в палеогеновой структуре поднятия-перемычки (прообраза будущей антиклинальной складки), разделявшего бассейн на отдельные "ямы", в которые обломочный материал поступал из различных источников сноса.

Что касается формы Даржомчской антиклинали, то согласно наблюдениям, сделанным вдоль долины р. Бартанг, которая на ряде участков пересекает указанную структуру практически вкрест ее простираения, эта складка выше уровня современного эрозионного вреза обладает общей северо-западной вергентностью. Вергентность в противоположную сторону — к юго-востоку — характерна только для северного крыла этой складчатой структуры (см. рис. 3, пр. VI—VI' — X—X') и является, вероятно, следствием перемещений покровных масс ОПР к юго-востоку по Бартангскому надвику.

Рассмотрим складчатую структуру триас-юрских отложений. Указанные терригенные породы смяты в систему узких изоклиальных складок шириной 0,3—1 км, для которых характерно: 1) юго-западное — северо-восточное простирание осей (СВ 60—70°), 2) отчетливый наклон осевых плоскостей к северо-западу под углом 50—60°, 3) погружение шарниров на юго-запад — азимут 240—260° под углами 10—30°, 4) упрощение формы складок и уменьшение степени напряженности складчатых деформаций с ростом абсолютной высоты, что выражено в смене изоклиальных дислокаций сжатыми и закрытыми складками с гораздо более пологим падением слоев на крыльях (25—30°). Иллюстрацией к сказанному может служить структурная карта района периклиналильного замыкания Даржомчской антиклинальной структуры, на которой показаны оси изоклиальных складок из числа установленных автором в отложениях верхнего триаса — средней юры (см. рис. 14,б).

Весьма примечательно, что у уреза воды Бартанга (абс. отметки 2100—2200 м) иногда удается наблюдать и прямые складки, однако последние с ростом в высоту приобретают наклон и становятся тоже вергентными к северо-западу. Этот факт допускает следующее истолкование: вероятно, Даржомчская антиклиналь, подобно Бухтургской синклинали (II), испытала изгиб осевой поверхности в дугу, выпуклой стороной обращенную к юго-востоку. Однако на отрезке между ущельями рек Биджрав-дара и Чадегив на дневную поверхность выходит лишь всяческое крыло этой лежащей антиформы, тогда как подвернутое крыло и ее замок располагаются ниже уровня современного эрозионного вреза. В этом случае плавная смена прямых складок на опрокинутые к северо-западу (по мере увеличения абсолютной высоты) будет означать переход от замка к всяческому крылу лежащей антиформы, в которую смята осевая поверхность Даржомчской антиклинали, а следовательно, и осевые плоскости конформных ей складчатых дислокаций ядра (см. рис. 3, пр. VII—VII').

Все указанные закономерности складчатой структуры триас-юрских отложений, слагающих ядро Даржомчской антиклинали, выдерживаются и восточнее — в бассейнах рек Чадут, Вадин-Ров, Язгулем-дара. Единственно подмечено, что в этом направлении несколько увеличивается степень наклона к северо-западу осевых плоскостей изоклиальных складок (до 40—45°).

Вопрос о характере контакта триас-юрских и верхнемеловых — палеогеновых образований на крыльях и замыкании Даржомчской структуры имеет весьма важное значение, поскольку до сих пор ни в одном из приведенных автором разрезов (см. описание Падрудской и Вомарской складок) между ними не было зафиксировано не только структурного, но и сколько-нибудь значительного углового несогласия, хотя указания на существование такового имеются у многих исследователей [46, 53], а в окрестностях кишлака Аджирх, в районе периклиналильного замыкания Даржомчской складки, даже описан стратотип этих соотношений [14, 15].

Контакт триас-юрских и верхнемеловых — палеогеновых образований в районе периклиналильного замыкания Даржомчской антикли-

нали (водораздельный гребень между ущельями Чадегив и Штрушдиль к югу от кишлака Аджирх) неоднократно описан в геологической литературе [14, 46, 53 и др.]. Согласно данным автора, здесь на песчаниках и сланцах верхнего триаса — средней юры, слои которых падают на юг под углом  $50-60^\circ$ , залегают также с падением в южных румбах пестрые пелитоморфные известняки видимой мощностью  $40-50$  м. Последние содержат в себе остатки верхнемеловых рудистов и служат своего рода цементирующим матриксом для крупных глыб — олистолистов сиренево-вишневых алевропесчаников и органогенно-обломочных известняков, из которых собраны остатки фауны пелеципод и кораллов девонского и раннепермского возраста [46]. Пачка олистостромовых брекчий выше по склону перекрыта красновато-серыми крупнообломочными образованиями палеогена (аз. пд.  $185^\circ$ , угол  $45^\circ$ ). Непосредственный контакт между триас-юрскими отложениями и вышележащими известняками, скрытый в данном разрезе под элювиальным чехлом, удастся наблюдать примерно в  $500$  м к востоку от водораздельного гребня между ущельями Чадегив и Штрушдиль. Здесь на песчаниках и конгломератах верхнего триаса — средней юры резко, без какого-либо постепенного перехода залегают рыжевато-серые пелитоморфные известняки верхнего мела. Показательно, что слои контактирующих отложений падают в южных румбах (аз. пд.  $150-170^\circ$ ) примерно под одним и тем же углом ( $50-60^\circ$ ). К западу известняки по простиранию сменяются пачкой осадочных известняковых брекчий, в составе которых в районе уже упоминавшегося гребня начинают появляться крупные олистолиты пород палеозоя.

Таким образом, в разрезах к югу от кишлака Аджирх между триас-юрскими и верхнемеловыми—палеогеновыми образованиями фиксируется параллельное, местами незначительное угловое ( $1-3-10^\circ$ ), но никак не структурное несогласие.

Не менее отчетливо взаимоотношения между указанными толщами наблюдаются в правом борту ущелья Чадегив (рис. 20), примерно в  $2$  км восточнее предыдущих разрезов (юго-восточное крыло Даржомской антиклинали). Здесь нижняя часть склона долины от уреза воды до относительной отметки  $300-400$  м сложена песчаниками и аргиллитами верхнего триаса — средней юры (аз. пд.  $180-190^\circ$ , угол  $40-45^\circ$ ). На них без какого-либо постепенного перехода и видимого углового несогласия залегают предположительно верхнемеловые известняки ( $8-12$  м), выше сменяющиеся тектонической брекчий ( $40-50$  м), состоящей из обдавленных обломков передробленных кварцитов, строго ориентированных в плоскости, примерно параллельной плоскости слоистости нижележащих отложений ( $40-50$  м). Среди тектонических брекчий отмечается крупная глыба (вероятно, олистолит) известняков, аналогичных расположенным в основании разреза ( $4-5$  м). Выше без видимого углового несогласия по резкой отчетливой границе залегают красновато-вишневые обломочные породы палеогена. Наличие в данном разрезе мощных тектонических брекчий однозначно свидетельствует о тектонической природе наблюдаемого контакта. Однако строго выдержанная ориентировка брекчий указывает на то, что срыв носил субпластовый характер, был лока-

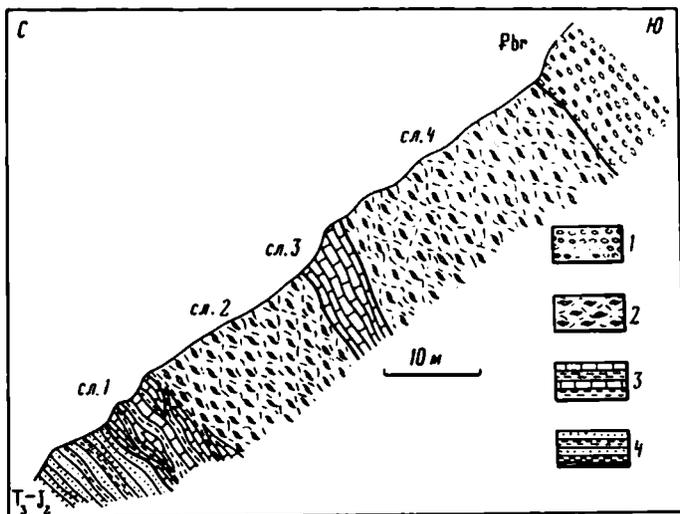


Рис. 20. Схематический разрез зоны контакта между песчано-сланцевыми отложениями верхнего триаса — средней юры и конгломератами палеогена в правом борту ущелья Чадегив

1 — конгломераты (Pbr); 2 — ориентированная тектоническая брекчия, состоящая из обломков кварцитов (K<sub>2</sub>?); 3 — известняки с прослоями мергелистых алевролитов (K<sub>2</sub>); 4 — песчаники и аргиллиты (T<sub>3</sub> — J<sub>2</sub>). Описания слоев даны в тексте

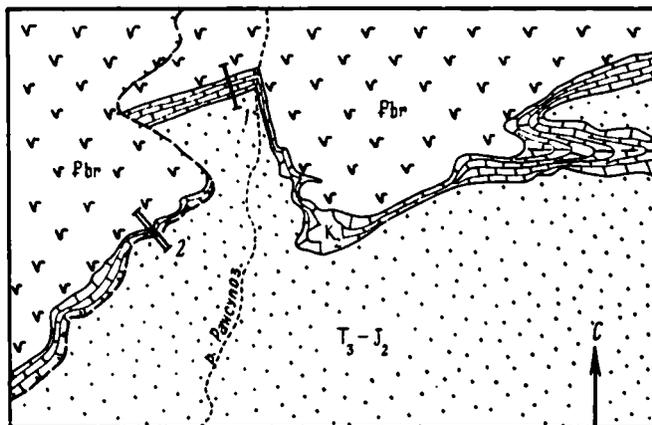


Рис. 21. Схематическая геологическая карта района верхьев р. Рансупоз

1 — место описания автором контакта T<sub>3</sub> — J<sub>2</sub> и K<sub>2</sub> — Pbr образований; 2 — примерное местоположение разреза того же контакта, описанного В.И. Дроновым (1961 г.)

лизован в пределах горизонта верхнемеловых известняков и практически не оказал влияния на структуру выше- и нижележащих отложений. Отсюда можно заключить, что и до возникновения указанного тектонического нарушения триас-юрские и верхнемеловые — палеогеновые породы залегали примерно параллельно.

О характере взаимоотношений указанных комплексов в пределах северо-западного крыла Даржомчской антиклинали можно судить по

разрезу, описанному автором в верховьях долины р. Рансупоз (талвег ущелья). Здесь на песчаниках и сланцах верхнего триаса — средней юры с параллельным несогласием залегают массивные интенсивно раздавленные в плоскости слоистости верхнемеловые известняки, выше сменяющиеся по резкой границе вулканитами палеогена. Последние также несут на себе следы интенсивного стресс-метаморфизма и местами превращены в сланцы.

Автор и раньше не раз подчеркивал практически повсеместную тектонизацию карбонатного горизонта, расположенного на контакте терригенных отложений верхнего триаса — средней юры и вулканитов палеогена ОСР. В этом отношении вышеприведенный разрез не является исключением. Однако взаимные перемещения контактирующих толщ здесь реализованы исключительно за счет пластических (а не хрупких) деформаций слагающих их пород, что дает все основания наблюдаемые взаимоотношения триас-юрских и верхнемеловых — палеогеновых образований рассматривать как первоначальные (точнее, как сохранившиеся основные черты первоначальных).

Иначе дело обстоит в правом борту ущелья Рансупоз (нижнее и среднее течение), где, согласно данным В.И. Дронова [14], известняки верхнего мела резко несогласно перекрывают сложнодислоцированные отложения верхнего триаса — средней юры. По мнению автора, указанное перекрытие имеет тектоническую природу и связано с возникновением в подошве верхнемеловых известняков хрупкого срыва, по которому мощная (0,5—1,2 км) пластина, сложенная вулканитами бартангской свиты, была надвинута в южном направлении на перемятые триас-юрские отложения ядра Даржомчской складки (см. рис. 3, пр. VIII—VIII'; рис. 21). Амплитуда надвига составляет 1—1,5 км, а причиной его возникновения явились юго-восточные перемещения покровных масс ОПР по Бартангскому разрыву.

Внимательный читатель уже наверняка заметил, что все описанные выше складки ОСР расположены на юго-западном фланге и вдоль южной периферии Язгулемского покровно-складчатого сооружения. Северо-восточнее все эти дислокации (за исключением Даржомчской структуры) тектонически перекрыты аллохтонными образованиями ОПР. Однако, как уже отмечалось, восточнее меридиана ледников Радоз шарниры складок, в которые смяты мезозойские и палеогеновые образования ОПР, испытывают плавное воздымание, в результате чего на северо-восточном фланге Язгулемского сооружения (в бассейне р. Ракзоу) на дневной поверхности вновь закономерно появляются и отложения ОСР (см. рис. 2, 3). Надо заметить, что здесь этим образованиям также присуща весьма сложная складчатая структура, которая до сих пор остается не до конца расшифрованной. В настоящий момент можно говорить лишь о некоторых достоверно установленных фактах.

Прежде всего обращает на себя внимание более значительная мощность толщи известняков (от 200—300 до 500—600 м), разграничивающих верхнетриас-среднеюрские терригенные осадки и вулканиты палеогена. Можно полагать, что в бассейне р. Ракзоу в составе этой толщи присутствуют как средне-верхнеюрские карбо-

натные отложения, так и верхнемеловые известняки. Это предположение кажется вполне обоснованным, поскольку указанный район располагается на непосредственном продолжении к северо-востоку Вомарской антиклинали, в строении которой участие юрских и верхнемеловых карбонатов сомнений не вызывает.

Можно также утверждать, что попытки истолкования структуры бассейна р. Ракзоу как центральной части Язгулемского аллохтона, в пределах которой обнажается самый полный и мощный разрез мезозойских и палеогеновых образований, не имеют под собой никакого основания. В частности, В.И. Дронов и В.И. Буданов [18] полагают, что в верховьях долины р. Рошт-дара — левого притока р. Ракзоу на красноцветах нижнего мела, резко срезая последние, залегают известковисто-терригенные отложения верхнего мела, выше перекрытые мощной толщей андезитовых вулканитов палеогена. Нетрудно видеть, что подобное предположение о присутствии в бассейне р. Ракзоу полного ненарушенного разреза аллохтона находится в противоречии как с общей тектонической структурой (ведь это фланг, а не центр Язгулемского аллохтона), так и с фактическими наблюдениями, выполненными автором.

Согласно этим данным, в строении бассейна р. Ракзоу принимают участие образования как аллохтонного (ОПР), так и параавтохтонного (ОСР) комплексов (см. рис. 3, IX—IX', X—X'). Аллохтон представлен карбонатными отложениями средней—верхней юры и красноцветами нижнего мела, которые по надвику перекрывают различные образования параавтохтона. Вероятно, в подошве надвига на севере присутствуют и верхнетриас-среднеюрские терригенные отложения аллохтонного разреза, однако южнее, вблизи устья р. Рошт-дара они тектонически срезаны (см. рис. 3, пр. X—X'). Складчатая структура аллохтона отличается сложностью: вблизи контакта с метаморфитами автохтона образования аллохтона смяты в крупную синклинальную складку (по мнению автора, эта синклиналь возникла при расщеплении Баджударинской (11) антиклинали), в прикорневой части имеющую отчетливую северо-западную вергентность. В верхней части осевая поверхность складки сложно деформирована с образованием серии лежачих (до ныряющих к юго-востоку) антиформ, разделенных сопряженными синформами (см. рис. 3, пр. X—X'). Забегая вперед, отметим, что подобная складчатая структура могла возникнуть в результате наложения процессов гравитационного шарьирования и ретрошарьирования.

Известняки средней—верхней юры, надвинутые на различные горизонты параавтохтона, северо-западнее долины р. Рошт-дара смяты совместно с поверхностью шарьяжа в лежащую синклинальную складку, вергентную к северо-западу (эта синклиналь является структурным аналогом Торвархской дислокации (12) ОПР). Расположенная юго-восточнее, сопряженная с последней антиклинальная складка, также опрокинута к северо-западу, уже является складчатой структурой параавтохтона (структурным аналогом Падрудской (III) антиклинали), поскольку ее ядро сложно андезитобазальтами палеогена, венчающими сокращенный тип разреза, а на крыльях развиты входящие

в состав аллохтона известняки средней—верхней юры. Вдоль границы этих толщ отмечается наличие микститоподобных пород, а также множество обдавленных глыб гранодиоритов экзотического происхождения, что лишний раз свидетельствует в пользу надвиговой природы этого контакта.

Таким образом, получается, что миндалекаменные андезитобазальты палеогена, слагающие борта долины р. Рошт-дара, участвуют в строении ядра антиклинальной складки, опрокинутой к северу, а не синклинали, как полагают В.И. Дронов и В.И. Буданов [18]. Шарнир указанной складки погружается к юго-западу под аллохтонные образования ОПР, где в верховьях р. Рошт-дара, по данным вышеупомянутых исследователей, известняки верхнего мела резко трансгрессивно залегают на красноцветных отложениях нижнего мела. Утыкание красноцветов нижнего мела в толщу известняков здесь действительно имеет место (см. рис. 3, пр. IX—IX'), однако, если верить данным автора, эти известняки должны иметь не поздне-меловой, а средне-позднеюрский возраст. Можно предположить, что красноцветы нижнего мела, закономерно надстраивающиеся в юго-западном направлении аллохтонный разрез Торвархской синклинали, в верховьях долины р. Рошт-дара перекрыты по пологому взбросу средне-верхнеюрскими известняками висячего крыла этой структуры.

Южнее долины р. Рошт-дара образования параавтохтона и перекрывающие их толщи аллохтона смяты в конформные складки, имеющие преобладающий наклон осевых поверхностей к северо-западу. Здесь с определенной долей условности могут быть выделены остальные складки ОСР. Следует заметить, что некоторые дислокации испытывают расщепление, приводящее к возникновению четного числа аналогичных складок и нечетного числа дислокаций противоположного знака, а для складок юго-восточного фланга Язгулемского аллохтона характерен также изгиб их осевых поверхностей к юго-востоку (см. рис. 3, пр. X—X').

\* \* \*

Подводя итог рассмотрению складчатых структур ОСР мезозоя и палеогена Язгулемского хребта, остановимся на основных положениях и выводах.

1. Предпринятое изучение складчатой структуры ОСР показывает, что "малые" складки (триас—юра) и охватывающие их "крупные" дислокации (верхняя юра? — верхний мел — палеоген) имеют одинаковые структурные параметры и, следовательно, формировались в едином поле тектонических напряжений одновременно [21].

2. Полученные данные позволяют утверждать, что сколько-нибудь значительных складкообразовательных движений в позднем мезозое территория ОСР не испытала. Помимо данных о синхронности "малых" и "крупных" складчатых дислокаций, это заключение основывается на следующих фактах.

Во-первых, изучение контакта верхнемеловых—палеогеновых образований с подстилающими отложениями верхнего триаса — средней юры показывает, что ни в одном из описанных в пределах ОСР раз-

резов между указанными комплексами не отмечается не только структурного, но даже резкого углового несогласия. Напротив, во всех изученных обнажениях слои контактирующих отложений залегают между собой, как правило, с параллельным, реже со слабым угловым несогласием, что свидетельствует об отсутствии признаков складчатой дислоцированности триас-юрских терригенных осадков к моменту отложения на них верхнемеловых известняков.

Во-вторых, на примере Даржомчской антиклинали показано, что "малым" складкам свойственно упрощение их формы вплоть до полного исчезновения самих складок в направлении от ядра к крыльям и замку "крупных" дислокаций. Это свидетельствует о принадлежности "малых" складок к категории дисгармоничных структур, возникновение которых очевидно связано с процессами пластического течения деформируемых горных пород, обладающих различными физико-механическими свойствами [12]. "Малые" складки свойственны только триас-юрским отложениям, поскольку последние имеют пониженную вязкость, и силы внутреннего трения в них являются наименьшими. На контакте с вулканогенно-обломочными породами палеогена, которые сравнительно менее податливы для деформаций, силы внутреннего трения в породах верхнего триаса — средней юры достигают своего максимума, следствием чего является упрощение "малых" складок вплоть до их полного исчезновения [12]. Следовательно, одновременное возникновение в пределах ОСР складок различного масштаба связано с процессами дисгармоничного смятия толщ, сложенных породами с заметно отличными деформационными свойствами.

Таким образом, широко распространенное представление о том, что решающее структурообразующее значение на Центральном Памире имела позднекиммерийская складчатость, не находит своего подтверждения ни в характере контактов триас-юрских и верхнемеловых — палеогеновых образований, ни в особенностях складчатой структуры этих толщ.

3. Поскольку "малые" складки имеют структурные характеристики, аналогичные синхронным им "крупным" складчатым дислокациям, то для получения представлений об особенностях складчатой структуры ОСР можно ограничиться рассмотрением только последних.

Исследования показывают, что все "крупные" складки ОСР изначально обладали наклоном осевой поверхности к северо-западу. В современной структуре северо-западная вергентность весьма хорошо проявлена лишь у Вомарской (I), Бухтургской (II) и Падрудской (III) дислокаций. Менее отчетливо она обнаруживает себя в структуре Ходоржиодаринской (IV) и Даржомчской (VII) складок. Наконец, только косвенные данные позволяют судить о первоначальном наклоне к северо-западу Гумской (V) и Бартангской (VI) складчатых дислокаций.

4. На многочисленных примерах показано, что осевые поверхности крупных складок изогнуты в дугу, выпуклой стороной обращенную к юго-востоку, или запрокинуты в том же направлении. Если изгибы осевых поверхностей более восточных складок (IV—VII) еще можно связать с надвиганием покровных масс ОПР по Бартангскому разлому с северо-запада, то для объяснения смятия Бухтургской синклинали

в лежащую антиформу (см. рис. 13) и изгиба осевой плоскости сопряженной с ней Падрудской антиклинали эта гипотеза не годится, поскольку никакого реального геологического объекта — своего рода "поршня", способного создать необходимое сжимающее усилие, в тылу этих дислокаций нет (Бартангский надвиг, как это будет показано в следующем разделе, на этом участке только зарождается, и смещения масс по нему незначительны). Поэтому для объяснения изгиба осевых поверхностей складок ОСР требуется такая версия, в рамках которой проблема передачи сжимающего усилия попросту не стоит. По мнению автора, этому условию в полной мере отвечает лишь гравитационная гипотеза.

5. Установление первоначальной северо-западной вергентности "крупных" складок ОСР служит основой для вывода о том, что их образование происходило в условиях смещения масс с юго-востока на северо-запад. Перемещения в противоположную сторону — к юго-востоку — выразились в изгибе осевых поверхностей первоначальных складок в дугу, выпуклой стороной обращенную к юго-востоку, или в их запрокидывании в ту же сторону. В пределах ОСР юго-восточные перемещения своей максимальной видимой амплитуды (первые километры) достигают на участке между кишлаками Сипонж и Разуч — как раз на продолжении той самой линейной зоны, в которой отмечаются тоже максимальные (4—6 км) смещения покровных масс ОПР к юго-востоку; как и последние, они также могут быть отнесены к категории явлений ретрофлексирования.

6. Нетрудно заметить, что сформулированные выше основные выводы, касающиеся формы и наклона "крупных" складок, развитых в пределах ОСР, полностью идентичны ранее установленным закономерностям поведения складчатых дислокаций ОПР. Это означает, что существенных различий в тектоническом строении ОПР и ОСР не существует. Как в том, так и в другом случае характерной особенностью их складчатой структуры является вторичная изогнутость к юго-востоку осевых поверхностей линейных складок; первоначально опрокинутых на северо-запад. Из этого следует, что области с различным типом разреза мезозоя—палеогена испытали на себе одни и те же складкообразовательные движения.

7. Суммируя данные, изложенные в пунктах 1 и 6, приходим к заключению, что все складки изученной территории, развитые как в пределах ОСР ("малые" и "крупные"), так и в ОПР, сформировались в результате тектонических движений одной фазы складчатости. Возраст этих движений альпийский, поскольку наиболее молодыми образованиями, участвующими в строении складчатых дислокаций, являются вулканогенно-обломочные породы палеогена.

Однако надо помнить, что области с различным типом мезозойского разреза, вероятно, не всегда находились на столь близком расстоянии (первые километры вплоть до непосредственного перекрытия), а некогда были значительно более удалены друг от друга. Затем уже в результате крупномасштабных горизонтальных перемещений они оказались тектонически сближены, косвенным доказательством чего может служить наличие по периферии ОПР чешуй и

пластин палеозойских пород, либо затянутых в плоскость сместителя надвига, либо являющихся останцами более древнего покрова [46]. Поэтому для объяснения происхождения современной структуры Язгулемского хребта могут быть предложены две версии, в рамках которых условие сходства основных структурных параметров складчатых дислокаций ОПР и ОСР будет выполняться. Согласно первой из них, указанные области были охвачены альпийскими складчатыми деформациями на месте их первоначального расположения, а уже затем произошло их тектоническое сближение. Другая гипотеза основывается на предположении, что этап надвижения недеформированной тектонической пластины предшествовал складчатости.

Чтобы сделать выбор между указанными гипотезами, необходимо детально разобраться в соотношениях ОСР и ОПР.

#### *Зона сочленения областей с различным типом строения мезозойского разреза*

Области полного и сокращенного разреза мезозоя контактируют между собой по Бартангскому надвику. Это нарушение четко следует к востоку от пика Вужир (верховья р. Багу-дара), где палеогеновые образования ОСР повсеместно перекрыты мезозойскими отложениями ОПР. Видимая амплитуда смещений по разрыву — 1—1,5 км. Западное меридиана пика Вужир Бартангский надвиг выражен не столь отчетливо, так как здесь нигде не наблюдается непосредственного перекрытия молодых отложений более древними. Согласно С.В. Руженцеву [46], этот разрыв от долины р. Вомар-дара следует к северу, где соединяется с Язгулемским надвигом, а оба они представляют собой выход на дневную поверхность единого пологого надвигового нарушения, ограничивающего снизу покровные массы ОПР. Обращает на себя внимание тот факт, что наиболее отчетливо надвиговые соотношения по Бартангскому разрыву наблюдаются как раз на продолжении той самой линейной зоны, в которой отмечаются и максимальные (4—6 км) ретрошарьяжные смещения покровных масс ОПР к юго-востоку. Отсюда резонно предположить, что формирование Бартангского надвига в значительной мере связано именно с явлениями ретрошарьярования. Следовательно, первоначальные взаимоотношения областей с различным типом строения разреза должны были сохраниться в той части территории, которая менее всего была затронута процессами ретрошарьярования. В пределах Язгулемского покровно-складчатого сооружения таким местом является район его юго-западного центриклинального замыкания.

**Бассейн р. Вомар-дара.** Этот район располагается на стыке долин рек Вомар-дара (правый приток Пянджа), Мотравн и Зир-дара (левые притоки Язгулема). Ранее при описании Вомарской антиклинальной дислокации ОСР было отмечено, что, несмотря на обилие срывов в ее северном крыле, в ряде обнажений все же удастся наблюдать фрагменты следующей к северу сопряженной синклинальной складки. Замок этого нарушения, в частности, фиксируется в левом борту долины р. Вомар-дара (см. рис. 11; рис. 22,а). Крылья этой опрокинутой к

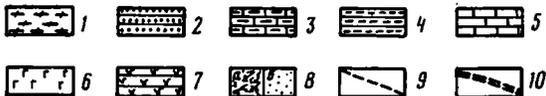
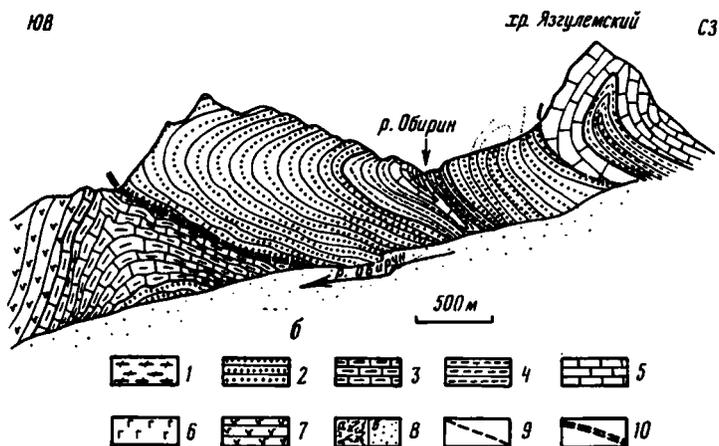
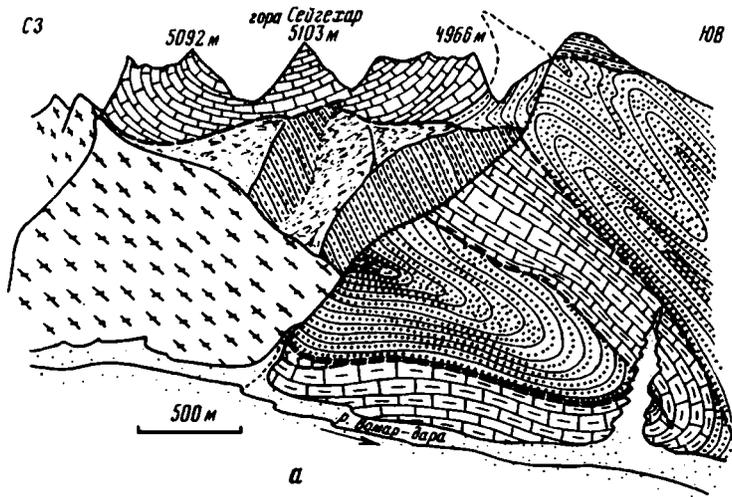


Рис. 22. Параллельное тектоническое наложение триас-юрских отложений ОПР на образования ОСР и смятие тех и других в конформные складки (а — долина р. Вомар-дара, б — долина р. Обирун)

1 — гнейсы, сланцы и мраморы (PR<sub>1</sub> — RZ<sub>1</sub>); 2 — песчаники и аргиллиты (T<sub>1</sub> — J<sub>2</sub>); 3 — известняки и мергели (J<sub>2-3</sub> и/или K<sub>2</sub> нерасчлененные); 4 — мергели (J<sub>2-3</sub>); 5 — известняки (J<sub>1</sub>); 6 — порфиroidные габброиды — возможные метаморфизованные аналоги бартангской свиты; 7 — лавы и туфы андезитового состава (Ф); 8 — рыхлые отложения (Q); а — элювиально-делювиальные, б — пролювиально-аллювиальные; 9 — взбросы и надвиги (в том числе ретрошарьяжи) сравнительно небольшой амплитуды; 10 — тектонический контакт между образованиями ОПР и ОСР, смятый с последними в конформные складки

северо-западу синклинали сложены массивными слабо перекристаллизованными известняками средней—верхней юры (?) — верхнего мела, а стратиграфически выше последних обнажаются зеленовато-черные порфирировидные габброиды — возможные динамометаморфизованные аналоги вулканитов бартагской свиты палеогена. Ядро структуры выполнено темно-серыми терригенными осадками верхнего триаса — средней юры. В правом борту долины р. Вомар-дара эта синклиналь сильно передавлена и следится в виде полосы светлых перекристаллизованных известняков видимой мощностью 35—50 м, по обе стороны от которых обнажаются триас-юрские песчаники. Поскольку на противоположной стороне долины складка имеет гораздо большую ширину выхода, то, следовательно, ее шарнир погружается на северо-восток и естественно, что в этом же направлении должен наращиваться разрез слагающих ее отложений. Поэтому в верховьях левого притока р. Вомар-дара на продолжении оси рассматриваемой синклинали широко развиты мергели и глинистые известняки средней—верхней юры, которые здесь надстраивают разрез триас-юрских терригенных отложений ее ядра.

Скальные стены гребня Язгулемского хребта с вершиной Сейгехар сложены массивными известняками верхней юры (см. рис. 22, а). Последние отделены от подстилающих средне-верхнеюрских мергелей поверхностью пологого (практически субпластового) срыва<sup>1</sup>, которая маркируется выходами обохренных с поверхности пород. Верхнеюрские известняки выше поверхности срыва смяты в отчетливую синклинальную складку (Зарбзондская синклиналь ОПР), осевая поверхность которой наклонена в юго-восточных румбах, т.е. в противоположную сторону по отношению к синклинали, расположенной ниже тектонического нарушения.

Нетрудно видеть, что отложения, располагающиеся висячем крыле этого срыва (верхняя юра), закономерно надстраивают разрез синклинальной складки, фиксируемой в его лежачем крыле, поэтому амплитуда надвига вдоль подошвы верхнеюрских известняков, по всей видимости, невелика. Образование этого разрыва, вероятно, связано с обычным для ОСР и ОПР явлением ретрошарьирования покровных масс к юго-востоку. Однако если в большинстве ранее описанных случаев последнее чаще всего реализуется за счет пластической деформации пород (изгиб осевых поверхностей складок, первоначально вергентных к северо-западу), то в верховьях р. Вомар-дара мы имеем дело с хрупким разрывом, поверхность сместителя которого фактически разделила всю толщу покровных масс на два этажа: ниже срыва преобладали смещения масс к северо-западу, на верхнем же этаже доминирующую роль играли ретросмещения в противоположную сторону — к юго-востоку.

Суммируя изложенное, можно заключить, что, во-первых, разрез синклинальной складки, сопряженной с Вомарской антиклиналью, определенно сдвоен, ибо и на ее крыльях, и в ядре развиты отло-

<sup>1</sup> Именно это нарушение описал С. В. Руженцев [46. С. 23, 56] как соединяющее звено между Бартагским и Язгулемским надвигами.

жения одного и того же возраста (триас-юрские); во-вторых, пологий срыв, фиксируемый в склонах вершины Сейгехар, своим формированием обязан ретроперемещениям масс юго-восточного направления, на основании чего его следует относить к категории ретрошарьяжей. Естественно, что этот срыв не может быть отождествлен с надвигом, по которому произошло тектоническое сближение ОПР и ОСР, тем более, что отложения, характерные для ОПР, развиты, согласно наблюдениям автора, и ниже поверхности его сместителя. Единственно рациональным кажется предложение проводить первоначальную границу между ОПР и ОСР по подошве триас-юрских песчано-сланцевых отложений, выполняющих ядро упоминавшейся синклинали складки, поскольку никак иначе не удастся объяснить их повторение в разрезе этой структуры и псевдосогласное залегание на карбонатных породах ОСР. В этом случае придется признать, что поверхность надвига, по которой контактируют образования ОПР и ОСР, смята вместе с последними в конформные складки, и, следовательно, до складкообразования была почти горизонтальна.

В правильности наших рассуждений можно убедиться, прослеживая установленные структуры к востоку, вдоль зоны контакта областей с разным типом строения разреза мезозоя.

**Бассейн р. Обирун.** Малоамплитудный срыв (ретрошарьяж), наблюдающийся в верховьях левого притока р. Вома-р-дара, далее следует в долине р. Обирун (см. рис. 22,б). Здесь линия выхода на поверхность этого надвига проходит вдоль подножия крутых скал, образующих водораздельный гребень Язгулемского хребта. В том, что указанный разрыв генетически связан с перемещениями покровных масс ОПР к юго-востоку и является закономерным следствием перерастания пластической деформации изгиба осевых поверхностей складок в хрупкое разрушение, убеждает нас рассмотрение складчатой структуры его висячего (надвинутого) крыла.

Здесь выше плоскости сместителя надвига наблюдается антиклинальная складка, осевая поверхность которой изогнута в дугу, выпуклой стороной обращенную по направлению движения покровных масс, т.е. к юго-востоку (рис. 23,в). Ядро этой складки слагают пепельно-серые мергели и глинистые известняки средней—верхней юры, а на крыльях развиты массивные известняки верхнего отдела. Севернее фронтальной антиклинали уже за Язгулемским хребтом угадывается сопряженная синклинали складка. Нетрудно догадаться, что это та же самая синклинали, которая наблюдается в склонах пика Сейгехар, а ранее уже была описана как Зарбзондская дислокация (8). Отсюда легко заключить, что рассматриваемая антиклиналь с изогнутой осевой поверхностью соответствует Сейгехарской (9) складке ОПР, а точнее, ее верхней призматической части, сложенной карбонатными породами юры, которая по надвигу испытала перемещение на 2—3 км к юго-востоку (см. рис. 3, пр. I—I').

Интересно проследить, как меняется форма фронтальной антиклинали описываемого ретрошарьяжа по простиранью и как в зависимости от этого изменяется амплитуда его надвигания. Известняки верхней юры слагают крыло этой складки лишь на ограниченном участке

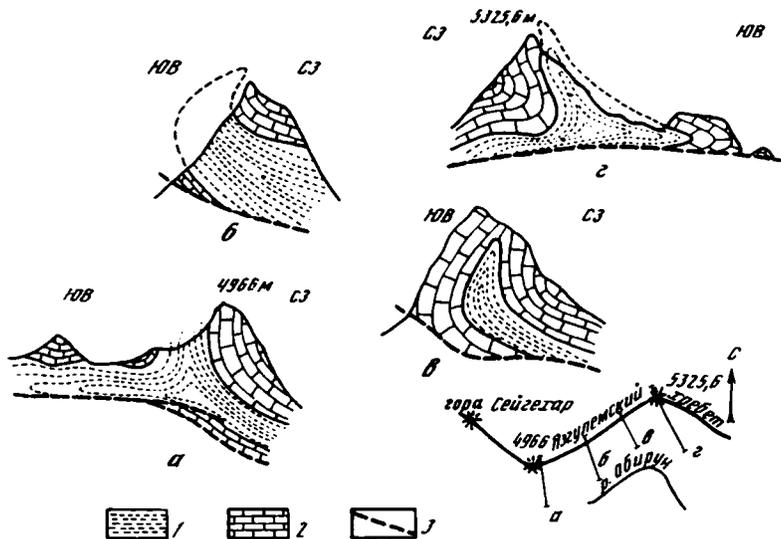


Рис. 23. Форма фронтальной антиклинали ретрошарьяжа в верхьях долины р. Обирун  
 1 — мергели и глинистые известняки (J<sub>2-3</sub>); 2 — массивные полосчатые известняки (J<sub>3</sub>); 3 — поверхность ретрошарьяжа

гребня, преимущественно в центральной части ледникового цирка Обирун (см. рис. 23, б, в), где, кстати, отмечается и минимальное видимое перекрытие по надвигу подстилающих отложений. Западнее, в верхьях одноименной реки (см. рис. 23, а) и восточнее, на склонах вершины 5325,6 м (см. рис. 23, в) отчетливо фиксируется разрыв сплошности пласта верхнеюрских известняков. Это, видимо, связано с тем, что в результате нагнетания в ядро рассматриваемой антиклинали избыточных масс высокопластичных карбонатно-глинистых пород средней—верхней юры кроющие их сравнительно жесткие известняки не выдержали дополнительного давления и были взломаны. Естественно, что пластичные средне-верхнеюрские отложения, получив возможность свободного перемещения, "устремилась" под действием собственного веса к юго-востоку, неся в своей кровле и перед фронтом шарьяжа "куски" и фрагменты растащенного горизонта известняков верхней юры (см. рис. 23, а, в). Этим объясняется и наличие заметного выступа описываемого надвига — своеобразного структурного "языка" — в районе водораздельного гребня между бассейнами рек Вомардара и Обирун. Вершина Оуды (5085 м), расположенная в этом гребне, представляет собой, вероятно, одну из "глыб" верхнеюрских известняков, покоящуюся на тектонически перемещенных мергелях средней—верхней юры. Суммарная амплитуда рассматриваемого ретронадвига в данном месте, таким образом, превышает 3,5—4 км.

Породы лежачего крыла ретрошарьяжа представлены в основном песчаниками и аргиллитами верхнего триаса — средней юры и в меньшей степени средне-верхнеюрскими серыми известняками. В пересечении через центральную часть ледникового цирка триас-юрские отложения

перед фронтом ретрошарьяжа смяты в осложняющую антиклинальную складку с хорошо заметным изгибом осевой поверхности, повторяющим в точности конфигурацию Сейгехарской антиклинали в висячем крыле надвига (см. рис. 22,б).

К подошве триас-юрских отложений приурочена мощная зона срыва, следящая в правом борту долины р. Обирун в виде полосы желтобурых обохренных пород, превращенных в катаклазиты. В левом борту ущелья этот тектонический контакт отмечен присутствием мощной пластины микститоподобных пород, среди которых в виде глыб (?) встречаются известняки, сильно измененные диориты, габбро-диориты и их эффузивные аналоги, отдаленно напоминающие вулканиты бартангской свиты палеогена. Подобная пестрая смесь образований различного генезиса могла сформироваться перед фронтом крупного тектонического покрова и, будучи затянутой в плоскость надвига, литифицироваться до состояния внешне однородной породы.

Ниже поверхности указанного тектонического контакта, практически параллельно ей залегают известняки и мергели средней—верхней юры (?) — верхнего мела (нерасчлененные), слагающие асимметричную антиклинальную складку с более пологим северным (30—40°) и крутым (70—75°) южным крыльями; разрез последнего надстраивают лавы и лавобрекчии палеогена. Таким образом, мезозойские отложения, слагающие ядро описываемой антиклинали, определенно относятся к ОСР, а сама эта складка продолжает к северо-востоку Вомавскую дислокацию.

Итак, можно прийти к заключению, что геологическая ситуация в долинах рек Вомав-дара и Обирун весьма сходна. Как в том, так и в другом случае мезозойские образования ОПР тектонически "надстраивают" (через разрыв) без резко заметного подтыкания слоев разрез отложений ОСР и смяты вместе с последним в конформные складки. Поскольку зеркало складчатости погружается в северо-восточном направлении, то в долине р. Обирун мы можем наблюдать более высокие части этого тектонического пакета, где изоклинальные складки в результате ретросмещений масс к юго-востоку уже испытали смятие в лежащую антиформу.

Следовательно, первоначальную (тектоническую) границу между ОПР и ОСР следует проводить вдоль подошвы триас-юрских терригенных отложений, которые тектонически перекрывают образования ОСР. Близпараллельное залегание слоев на этом контакте и смятие всего тектонического пакета в конформные складки указывает на то, что надвигание ОПР происходило в виде недеформированной тектонической пластины и по времени предшествовало альпийским складкообразовательным движениям.

Разрыв же, фиксируемый в основании обрывов водораздельного гребня Язгулемского хребта, напротив, ничего общего не имеет с надвигом, по которому происходило тектоническое сближение ОПР и ОСР, и представляет собой ретрошарьяж амплитудой в несколько километров, возникший при смещениях масс ОПР к юго-востоку.

**Верховья долин рек Бухтург и Багу-дара.** Оба тектонических на-

рушения, наблюдаемые в долине р. Обирун, могут быть прослежены к северо-востоку вплоть до западных отрогов хребта Сипонсхуф.

На всем этом отрезке выход сместителя ретрошарьяжа на дневную поверхность приурочен к подножью скальных стен водораздельного гребня Язгулемского хребта. В лежащем крыле этого разрыва располагаются песчаники и аргиллиты верхнего триаса — средней юры. Они слагают ядро изоклиальной синклиальной складки (I<sup>II</sup>), осевая плоскость которой в верхней части опрокинута к югу (см. рис. 3, пр. II—II', III—III').

Южным ограничением триас-юрских образований служит поверхность тектонического контакта ОНР и ОСР.

Породы ОСР, представленные карбонатными отложениями средней — верхней юры (?) и верхнего мела, следятся в виде узкой полосы, южным ограничением которой, в свою очередь, является площадь распространения вулканитов палеогена. Структурно эта полоса отвечает южной передавленной антиклинальной виргации Вомарской структуры ОСР (I<sup>III</sup>). Причем если на меридиане долины р. Обирун ретрошарьяжные смещения масс еще практически не влияют на форму этой складки (см. рис. 22, б), то уже в 1,5—2 км восточнее ее осевая поверхность отчетливо изогнута к юго-востоку.

Аналогичным образом смята в лежащую антиформу и более южная складчатая дислокация ОСР — Бухтургская (II) синклиналь (см. рис. 3, пр. III—III'; рис. 13). Однако если на отрезке от тальвега долины р. Обирун до, примерно, долготы перевала Емц-Амба Вомарская и Бухтургская складки, по всей видимости, деформировались конформно, то восточнее скорость смятия пластичных отложений мезозоя, вероятно, превосходила скорость деформации компетентных пород палеогена, что послужило причиной надвигания первых на последние.

Таким образом, к востоку от вершины 4922 м (правый склон долины р. Бухтург) карбонатные отложения ОСР совместно с мезозойскими образованиями ОНР оказались надвинутыми на вулканогенные породы бартангской свиты палеогена. Однако данный надвиг не имеет ничего общего с первоначальным тектоническим контактом ОНР и ОСР; по формальным признакам он может быть отнесен к категории ретрошарьяжей, поскольку своим формированием обязан процессам смещения покровных масс к юго-востоку. Линия этого надвига четко следится из долины р. Бухтург через северные склоны вершины 5018,9 м в ущелье р. Багу-дара, и далее вдоль западных, а затем (после резкого изгиба) вдоль юго-восточных склонов пика Вужир в долину р. Ходоржио-дара.

**Хребт Сипонсхуф.** В южном склоне хребта Сипонсхуф (см. рис. 3, пр. IV—IV', V—V') на дневную поверхность выходят сразу два ретрошарьяжа. Первый из них (будем его в дальнейшем для краткости называть северным) приурочен к подножью обрывистых скал гребня этого хребта и является непосредственным продолжением пологого разрыва, описанного автором в верховьях ущелий Вомар-дара и Обирун. Второй ретрошарьяж (южный) следится практически вдоль русла р. Ходоржио-дара (правый склон одноименной долины является отпре-

парированной поверхностью его сместителя) и представляет собой только что рассмотренный сравнительно малоамплитудный срыв, по которому пластичные породы мезозоя частично перекрывают палеогеновые вулканиты. В склоне хребта Сипонсхуф между этими двумя разрывами зажаты нерасчлененные средне-верхнеюрские и верхне-меловые карбонатные отложения ОСР. Эта тектоническая пластина известняков, видимо, возникла при раздавливании одной из антиклинальных виргаций Вомарской структуры (I<sup>h</sup>), "отжиге" и перемещении слагающих ее замок пластичных карбонатных отложений в юго-восточном направлении (см. рис. 3, пр. IV—IV').

В свете сказанного становится понятным наличие в плоскости сместителя южного ретрошарьяжа (суть Бартангского разлома) мало-мощных чешуй, сложенных образованиями ордовика и девона. По всей видимости, пластины палеозойских пород первоначально располагались в зоне тектонического контакта ОПР и ОСР, куда они были "затащены" при надвигании или где они сохранились в виде останцов предыдущего палеозойского покрова. Естественно, что при смятии образований ОСР в складки, их раздавливании, срыве и надвигании в виде тектонической пластины к юго-востоку, палеозойские породы оказались сгруженными со стороны подвернутого крыла этой перемещенной структуры, т.е. в плоскости сместителя южного ретро-надвига.

Выявленные ретрошарьяжи могут быть прослежены и далее к северо-востоку в пределах правого склона долины р. Бартанг.

Линия выхода на поверхность северного ретрошарьяжа проходит вдоль восточного окончания хребта Сипонсхуф, пересекает долину р. Баджу-дара в ее средней части и далее следует вдоль юго-восточного склона хребта Торварх в направлении перевала, расположенного в верховьях р. Разуч-дара. В висячем крыле этого разрыва развиты массивные известняки верхней юры ОПР, а плоскость его сместителя маркируют тектонические чешуи триас-юрских терригенных пород, зятянутые в подошву ретрошарьяжа в процессе надвигания (см. рис. 3, пр. IV—IV', V—V'). В северо-восточном направлении происходит плавное нарастание крутизны поверхности сместителя северного надвига, и уже восточнее меридиана кишлака Разуч последний приобретает обратную северо-западную вергентность (см. рис. 3, пр. VI—VI' и VII—VII'). На практике это означает, что поверхность сместителя северного ретрошарьяжа испытывает смятие в складку, наклоненную к северо-западу.

Восточнее перевала Разуч северный надвиг "запечатан" покровом нижнемеловых песчаников ОПР, возникшим из ныряющей антиформы, в которую оказалась смята Торвархская синклиналь (12) (см. рис. 3, пр. VII—VII', VIII—VIII'). Получается, что поверхность северного надвига, который сам возник в результате смещений масс к юго-востоку, оказалась сначала смята в складку северо-западной вергентности, а затем уже срезана ретрошарьяжем новой генерации.

Из сказанного следует, что на отрезке южного склона Язгулемского хребта от перевала Разуч до долины р. Вадин-Ров границей

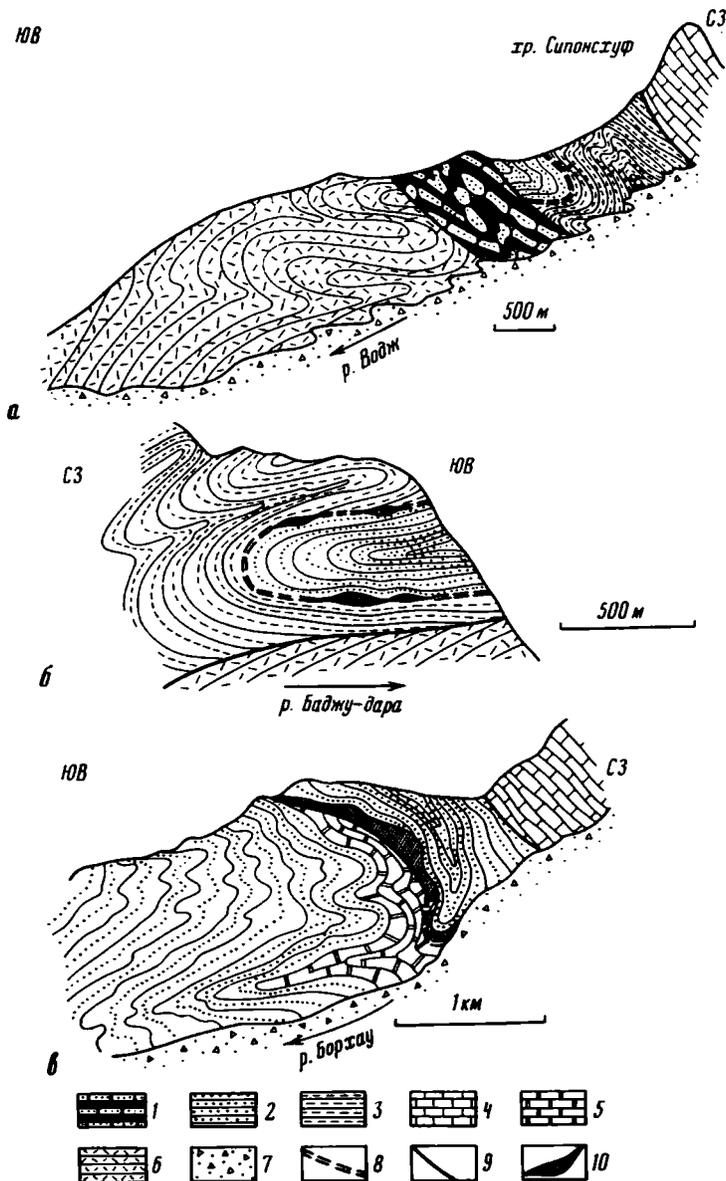


Рис. 24. Субпараллельное тектоническое налегание триас-юрских отложений ОПР на карбонатные осадки средней—верхней юры и/или верхнего мела ОСР и смятие контактирующих толщ в конформные складки (а — правый борт долины р. Водж, б — левый склон ущелья р. Баджу-дара, в — правый борт долины р. Борхац)

1 — песчаники и глинистые сланцы ( $O_{2-3}$ ); 2 — песчаники и аргиллиты ( $T_1 - J_2$ ); 3 — известняки и мергели ( $J_2 \rightarrow$  и/или  $K_2$  нерасчлененные); 4 — известняки ( $J_1$ ); 5 — известняки ( $K_2$ ); 6 — туфопесчаники и туффиты ( $P_{t2}$ ); 7 — рыхлые отложения (Q); 8 — тектонический контакт между образованиями ОПР и ОСР, смятый с последними в конформные складки; 9 — надвиги небольшой амплитуды; 10 — милонитизированные породы вдоль тектонических контактов

областей с различным типом разреза мезозоя—палеогена является ретрошарьяж второй генерации.

Южный ретрошарьяж следится более четко, поскольку по нему в контакт приведены хорошо различимые между собой образования мезозоя и палеогена, и, кроме того, поверхность его сместителя часто маркируют тектонические пластины палеозойских пород. Висячем крыле этого надвига в виде отдельных фрагментов сохранились реликтовые структуры, позволяющие судить о первоначальных соотношениях ОПР и ОСР.

Одна из таких структур находится в верховьях р. Водж (южный склон хребта Сипонсхуф). Здесь триас-юрские терригенные породы выполняют ядро частной синклинальной складки (I<sup>II</sup>), крылья которой сложены карбонатными породами ОСР (см. рис. 3, пр. V—V'; рис. 24,а). Обращает на себя внимание отсутствие сколько-нибудь заметного срезания первыми последних, что может быть истолковано как результат имевшего место надвигания триас-юрских недислоцированных отложений ОПР на также еще не деформированные карбонатные породы ОСР.

Аналогичные соотношения между вышеуказанными подразделениями можно наблюдать также в левом борту каньона р. Баджу-дара (см. рис. 3, пр. VI—VI'; рис. 24,б) и в скальном контрфорсе, разделяющем ущелья рек Разуч и Биджрав-дара (см. рис. 19). В последнем месте триас-юрские отложения ОПР выполняют ядро синклинальной складки, юго-восточное крыло которой надвинуто на тугогенные осадки разучской свиты палеогена, а опрокинутое северо-западное крыло и замок сложены средне-верхнеюрскими (?) и верхнемеловыми известняками ОСР. Эта синформа открывается к северо-востоку, поэтому триас-юрские породы ее "ядра" максимально широко распространены в верховьях долин рек Рансупоз и Вадин-Ров. Ограничивающие их выход с севера известняки ОСР слагают на значительном протяжении гребень Язгулемского хребта. На меридиане долины р. Рансупоз они образуют крупную антиклинальную складку, передавленную у основания, а несколько восточнее смятую в лежащую антиформу, острым замком обращенную к юго-востоку (см. рис. 3, пр. IX—IX'). Вероятно, подвернутое крыло антиформы осложнено пологим срывом, по которому пластичные известняки ОСР перемещены на довольно значительное расстояние (5—6 км) к юго-востоку, а в верховьях долины р. Чадут они даже перекрывают южный надвиг.

Одна из реликтовых структур расположена в лежащем крыле северного надвига в верховьях ущелья Борхац (см. рис. 24,в). Здесь терригенные отложения верхнего триаса — средней юры ОПР, вероятно срезая отдельные слои, но без заметного нарушения общей структуры, залегают на верхнемеловых<sup>9</sup> известняках ОСР и слагают ядро синклинальной складки. Весьма показательно, что осевая поверхность этой синклинали подвержена изгибу к юго-востоку.

<sup>9</sup> Несколько восточнее, в склонах пика Ляп-Назар верхнемеловые отложения охарактеризованы фауной пелецпод.

Завершая рассмотрение тектонических структур зоны сочленения ОПр и ОСР, остановимся на основных выводах.

1. Предпринятое изучение зоны сочленения областей с разным типом мезозойско-палеогенового разреза показывает, что собственно Бартангский разрыв, приуроченный к этой зоне, не является краевым глубинным разломом [5, 27], разделяющим различные структурно-фациальные зоны, или региональным надвигом [46], по которому аллохтон (ОПр) шарьирован на параавтохтон (ОСР) и автохтон, а представляет собой сравнительно малоамплитудный срыв (1—2 — 5—8 км, до 10—12 км на северо-восточном фланге), возникший в результате смещений покровных масс к юго-востоку. На этом основании и по аналогии с разрывными нарушениями ОПр он может быть причислен к категории ретрошарьяжей (или ретронадвигов).

2. В зоне сочленения ОПр и ОСР имеют место по крайней мере два основных ретронадвиги: южный (собственно Бартангский) и северный. Последний своим появлением также обязан перемещениям масс юго-восточного направления. Причина зарождения указанных срывов кроется в различиях физико-механических свойств пород, слагающих деформируемые толщи. Так, инициирующим толчком для возникновения южного (Бартангского) надвига явилось превышение скорости смятия более пластичных отложений мезозоя над скоростью деформации компетентных пород палеогена.

3. Наличием двух сравнительно малоамплитудных нарушений нельзя объяснить тесное соседство в современной структуре областей с разным типом мезозойско-палеогенового разреза. Следовательно, ОПр и ОСР уже были тектонически сближены между собой, когда покровные массы испытывали складчатость и ретрошарьяжные смещения к юго-востоку. При этом ретронадвиги, вероятно, заложились вдоль линии наибольших градиентов деформационных свойств, которая совпадала с первоначальной тектонической границей ОПр и ОСР. По этой причине располагавшиеся вдоль последней чешуи палеозойских пород оказались сгружены в плоскости сместителя южного ретронадвиги.

4. Изучение реликтовых тектонических структур, сохранившихся кое-где в зоне Бартангского надвига, позволяет судить о первоначальных взаимоотношениях между ОПр и ОСР. Тектонический характер контакта последних доказывается: а) залеганием терригенных триас-юрских отложений ОПр структурно выше карбонатных пород юры и/или верхнего мела ОСР и б) наличием вдоль границы указанных комплексов тектонических пластин, сложенных палеозойскими отложениями, а также зон милонитизированных и катаклазированных пород. Поверхность тектонического контакта ОПр и ОСР смята совместно с подстилающими и перекрывающими образованиями конформно, причем в нижней части тектонического пакета складки имеют северо-западную вергентность, а в верхней — испытывают смятие в лежачую антиформу, замком обращенную к юго-востоку (чаще в обнажениях удается наблюдать фрагменты подвернутого крыла последней). Таким образом, складчатые дислокации поверхности тектонического

контакта между областями с различным типом мезозойско-палеогенового разреза подчиняются основным закономерностям, выявленным ранее для складок ОПр и ОСР.

5. На основании сказанного мы вправе сделать вывод, что период тектонического сближения областей с разным типом мезозойско-палеогенового разреза предшествовал складкообразовательным движениям. В этом случае история формирования современной структуры покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта насчитывает по меньшей мере два этапа.

Первый этап охватывает отрезок времени, когда произошло тектоническое сближение (сдвигание) областей с различным типом разреза мезозойских и палеогеновых отложений. Активная роль на этом этапе принадлежала ОПр (аллохтон I-го этапа), образования которой в виде крупной тектонической пластины были надвинуты на отложения, развитые в пределах ОСР (автохтон I-го этапа). Тот факт, что слои автохтонных и аллохтонных образований между собой практически параллельны, указывает на недеформированность обоих комплексов как к моменту начала их сдвигания, так и непосредственно после осуществления последнего.

Второй этап формирования структуры рассматриваемого района связан с интенсивными складкообразовательными движениями, которые охватили весь тектонический пакет, сформировавшийся в предыдущий отрезок времени. Складчатость тоже явилась результатом смещений покровных масс. Основные смещения происходили в северо-западном направлении; с ними связано образование складок северо-западной вергентности. На основные смещения накладывались локальные перемещения масс к юго-востоку; последние проявились в деформации осевых поверхностей складок северо-западной вергентности, смятии этих дислокаций в серию лежащих антиформ, замками обращенных к юго-востоку, и реже в перерастании последних в покровные структуры типа ретрошарьяжей.

#### **ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ НАДВИГАНИЯ НЕДИСЛОЦИРОВАННЫХ ПОКРОВОВ И ГЕНЕЗИС СКЛАДЧАТОСТИ**

В предыдущем разделе получил обоснование вывод о двухстадийном формировании современной покровно-складчатой структуры района Язгулемского хребта. Естественно возникает вопрос о причинах возникновения смещений покровных масс, которые на первом этапе привели к надвиганию недислоцированных отложений ОПр на еще не деформированные образования ОСР, а на втором этапе вызвали смятие тех и других в крупные конформные складки сложной конфигурации.

Вначале я остановлюсь на рассмотрении явления, которое может служить косвенным доказательством шарьирования первого этапа (в виде недеформированной тектонической пластины) и позволяет судить о причинах этого процесса.

## *Явление макробудинажа и субгоризонтального тектонического сшивания*

Явление макробудинажа толщи нижнего мела, о котором пойдет речь ниже, установлено на Язгулемском хребте впервые [48]. Чтобы читателю стали понятны причины, побудившие автора для объяснения отдельных особенностей современной структуры ОПР прибегнуть к механизму тектонического будинажа, необходимо рассмотреть предысторию данного вопроса.

После работ В.И. Дронова [14, 15], установившего, что в бассейне р. Бартанг (ОСР автора) фаунистически охарактеризованные верхнемеловые отложения залегают непосредственно на дислоцированных песчаниках и аргиллитах верхнего триаса — средней юры, в литературе по Центральному Памиру прочно утвердилось мнение о крупном структурном несогласии между известняками верхнего мела и всеми более древними образованиями [5, 17, 46, 53]. Предполагалось, что в предпозднемеловую эпоху вся территория Центрального Памира испытала главную завершающую складчатость (позднекиммерийскую), а начиная с позднего мела она вступила в послепериодическую стадию своего развития. Поэтому факт отсутствия в ОПР мезозойских отложений Язгулемского хребта на отдельных участках толщи нижнемеловых песчаников стал трактоваться как результат срезания последних верхнемеловыми известняками.

Однако, как показали исследования автора, верхнемеловые отложения в пределах долины Бартанга (ОСР) действительно залегают на триас-юрских породах трансгрессивно, но не с резким угловым или структурным, а, как правило, с параллельным (стратиграфическим) либо региональным несогласием. Коль скоро признаки складчатой дислоцированности триас-юрских осадков к моменту отложения на них верхнемеловых известняков отсутствуют в пределах относительно приподнятой зоны (ОСР), то трудно себе представить, что допозднемеловые складкообразовательные движения могли быть проявлены в области, которая испытывала прогибание на протяжении всей мезозойской эры (ОПР). Следовательно, и стратиграфическое срезание нижнемеловых песчаников, для реализации которого необходимо наличие резкого углового или структурного несогласия последних с верхнемеловыми известняками, тоже маловероятно. В ходе проведенных исследований автор также имел возможность убедиться, что в ряде мест ОПР (см. рис. 8) все толщи юры, мела и палеогена залегают между собой параллельно.

В конечном счете, указанные факты не укладываются в гипотезу стратиграфического срезания толщи нижнего мела ОПР, что заставляет автора обратиться к более детальному рассмотрению тех мест Язгулемского хребта, где происходит исчезновение этого стратиграфического подразделения.

Рассмотрим геологическую ситуацию в верховьях р. Вудор. Здесь в западном борту ледникового цирка наблюдается следующая картина (см. рис. 9). В нижней части склона, последовательно сменяя друг друга, обнажаются: 1) слабо измененные песчаники и аргиллиты

верхнего триаса — средней юры, 2) мергели среднего—верхнего отделов юры и 3) слоистые известняки верхней юры. Они слагают асимметричную куполовидную антиклинальную складку с пологим южным и более крутым северным крылом. Разрез южного крыла надстраивается согласно залегающей толщей красноцветных песчаников нижнего мела. В гребне, отделяющем цирк Вудор от бассейна р. Вану-дара, последние, в свою очередь, перекрываются без видимого углового несогласия известняками верхнего мела. По направлению к замку складки происходит резкое утонение пачки нижнемеловых красноцветов, а затем и ее полное исчезновение, вследствие чего верхнемеловые известняки в северном крыле наблюдаемой структуры залегают непосредственно на карбонатных породах верхней юры. Эта ситуация могла бы легко быть объяснена стратиграфическим срезанием нижнего мела, если бы не полное отсутствие следов денудации подстилающих юрских известняков (неровной эрозионной поверхности, коры выветривания и т.д.) и неконформное, лишенное какого бы то ни было углового несогласия залегание верхнего мела на верхней юре. Псевдосогласное залегание указанных толщ сомнений не вызывает, поскольку контактирующие известняки обладают отчетливо выраженной слоистостью, и даже слабое подтыкание пластов в этих условиях не могло бы остаться незамеченным. Аналогичные соотношения наблюдались автором также в верховьях долины Хуздор и Даравигук (см. рис. 3, пр. IV—IV' — VII—VII'), а также в противоположном (восточном) борту ледникового цирка Вудор (см. рис. 7).

Перечисленные факты не укладываются в гипотезу стратиграфического срезания, что заставляет нас искать более подходящее объяснение наблюдаемых взаимоотношений толщ юры и верхнего мела. В этой связи большое значение приобретает изучение контактов указанных подразделений. Рассмотрим их по порядку.

Нижняя граница нижнемеловых песчаников с известняками юры, изученная во всех доступных обнажениях по долинам рек Вудор и Радоц, отмечена многочисленными послойными срывами и связанным с ними брекчированием известковистых пород, слагающих выдержанный маломощный горизонт вдоль нее.

Верхняя граница нижнего мела доступна лишь в единичных обнажениях в силу ее расположения на сравнительно большой высоте. Однако и здесь, согласно наблюдениям автора и данным Ю.Г. Леонова (устное сообщение), на контакте с верхнемеловыми известняками отмечаются породы, имеющие вид конгломерато-брекчий тектонического происхождения, которые несут на себе следы интенсивного пластического течения и раздавливания. Эти факты не позволяют сомневаться в тектонизации и верхнего контакта нижнемеловых песчаников. Можно полагать, что причина возникновения послойных срывов и зон вязкого течения вдоль границ компетентных отложений нижнего мела с подстилающими и перекрывающими пластичными известняками кроется в различной реакции контактирующих пород на деформацию.

Установление природы контакта между известняками юры и верх-

него мела имеет для наших дальнейших построений принципиальное значение. В наиболее доступном для непосредственных наблюдений обнажении (правый борт восточной ветви ледника Вудор) отмечается, что упомянутые известняки вдоль их границы сильно притерты и несут на себе отчетливые следы пластического течения и раздавливания. Какие-либо признаки, которые указывали бы на изначально стратиграфические взаимоотношения толщ юры и верхнего мела (фрагменты размытой поверхности юрских известняков, базальные грубо-обломочные породы и т.д.) здесь, напротив, полностью отсутствуют. Следовательно, имеются все основания полагать, что и граница между известняками юры и верхнего мела является тектонической.

В свете изложенных данных попытаемся высказать версию о происхождении "линз" нижнего мела, развитых в пределах ОПР Язгулемского хребта. При этом заметим, что она должна объяснять по крайней мере три группы фактов: 1) параллельное залегание всех толщ мезозоя и палеогена в непрерывных разрезах (см. рис. 8), 2) отсутствие видимого углового несогласия, 3) явные признаки тектонических движений на контакте между известняками юры и верхнего мела в тех разрезах, где отсутствуют нижнемеловые породы.

Гипотеза о первично осадочном происхождении "линз" нижнемеловых песчаников должна быть отвергнута, поскольку она не вскрывает причин резкого утонения последних и утыкания слоев красноцветных отложений на краях "линз" в облегающие ниже- и вышележащие известняки.

По мнению автора, все отмеченные структурные особенности получают свое объяснение, если предположить, что "разлинзование" нижнего мела в пределах ОПР связано с процессом тектонического будинажа, а точнее макробудинажа, поскольку размеры предполагаемых будин — "линз" нижнего мела — достигают первых километров, а их толщина (мощность) — нескольких сотен метров.

Общезвестно, что будинаж весьма характерен для сред со слоисто-неоднородным строением [51]. Разрез же аллохтонных образований Язгулемского хребта — яркий пример слоистого осадочного комплекса, в котором чередуются толщи, состоящие из пород с заметно различными физико-механическими свойствами. Эти породы, а значит и толщи, по-разному реагировали на одни и те же тектонические напряжения, в связи с чем "слой" компетентных песчаников нижнего мела, зажатый среди весьма пластичных карбонатных отложений юры и верхнего мела, оказавшись в поле тектонических напряжений, подвергся растрескиванию, а затем был растащен на крупные "линзы" — макробудины. Естественно, что в промежутках между макробудинами ниже- и вышележащие карбонатные породы пришли в непосредственный контакт — осуществилась как бы "спайка" двух толщ, которые ранее не имели общей границы. При этом структурного или резкого углового несогласия между ними не наблюдается, поскольку оно отсутствовало и в первоначальном ненарушенном разрезе.

Очевидно, что граница между верхней юрой и верхним мелом в

этом случае имеет тектоническую природу (а приведенные выше данные это подтверждают) и должна соответствующим образом показываться на картах (см. рис. 3). Понятно также, что ни к одному морфологическому типу нарушений из числа общепринятых она отнесена быть не может. Поэтому А.В. Лукьянов [33] предлагает подобные тектонические контакты выделять в особую группу структур "сшивания".

В заключение скажем несколько слов о геологической интерпретации поля тектонических напряжений, которому обязано своим возникновением явление макробудинажа и тектонического сшивания.

Как показали исследования, во-первых, образования ОПР смяты в серию линейных конформных складок, подобие которых сохраняется независимо от того, участвует ли в их строении ненарушенный или тектонически "сшитый" разрез мезозоя и, во-вторых, в расположении макробудин нижнего мела относительно тех или иных элементов складчатых дислокаций отсутствует какая-либо закономерность. Из этого следует, что макробудинаж толщи нижнемеловых песчаников никак не связан с альпийскими складкообразовательными движениями, предшествовал им и охватил еще не дислоцированный комплекс отложений.

Общезвестно, что будинаж субгоризонтального пласта будет иметь место лишь в том случае, если ось относительного растяжения расположена в его плоскости, а ось сжатия ориентирована субвертикально. Указанное поле напряжений могло быть реализовано в двух геологических обстановках: 1) при раздавливании толщи мезозойских отложений под действием веса вышележащих пород (а это будет происходить без значительных смещений масс) и 2) в условиях свободного гравитационного скольжения (оползания) по структурному уклону недеформированной тектонической пластины. Вторая гипотеза лучше согласуется с фактами, поскольку, как было показано в предыдущем разделе, ОПР испытала крупномасштабные горизонтальные перемещения и была надвинута на ОСР. Таким образом, все изложенные сведения позволяют утверждать, что макробудинаж толщи нижнего мела может быть истолкован как результат надвигания образований ОПР в виде субгоризонтальной недеформированной пластины, свободно перемещавшейся по подходящему для этого структурному уклону в основном или исключительно под действием силы тяжести.

### *Генезис складчатости*

Вопросам происхождения складок и складкообразующих сил, вызывающих деформации в земной коре, посвящены многочисленные работы советских и зарубежных тектонистов [6, 11, 41, 52 и др.]. Согласно современным представлениям, универсального механизма складкообразования в природе не существует — складки могут образовываться различными способами. Наиболее оживленные споры вызывает проблема генезиса складок общего смятия, для возникновения которых требуются усилия, направленные параллельно поверх-

ности напластования. Собственно природа этих усилий и составляет главный предмет спора.

Существует достаточно обоснованное мнение [20], что бóльшая часть предложенных механизмов возникновения складок общего смятия в реальных геологических условиях либо "не работает", либо с их помощью можно объяснить образование только единичных дислокаций, а не систем складок. Поэтому кажется небезынтересным подвергнуть рассмотрению складчатую структуру Язгулемского сооружения с целью выяснения вероятного механизма ее формирования. Следует лишь оговориться, что все выказанные далее соображения относительно природы смещений покровных масс, вызывающих складкообразовательные движения, построены на материале изучения складчатых деформаций указанной территории и поэтому не могут быть распространены на другие регионы без учета специфики развития и особенностей строения последних. Иными словами, автор далек от мысли утверждать единство происхождения складок во всех зонах смятия, а лишь пытается, на основании полученных результатов, внести ясность в механизм образования складчатой структуры Язгулемского горного сооружения.

Надо заметить, что район Язгулемского хребта является превосходной "природной лабораторией" [20] для выяснения интересующих нас вопросов. Как могли убедиться (см. предыдущий раздел), здесь развиты не единичные складки, а целая серия крупных складчатых дислокаций (более 20), для которых устанавливается общность основных структурных параметров (простираения осей, погружения шарниров, наклона и закономерностей поведения в пространстве осевых поверхностей), что, в свою очередь, является главным признаком единства генезиса и ведущего механизма образования. Следовательно, район Язгулемского хребта представляет собой типичную, по представлениям С.А. Захарова [20], складчатую систему и может служить в качестве объекта для выяснения генезиса складчатости.

Стиль тектоники данной территории не позволяет сомневаться в том, что формирование развитых здесь складчатых дислокаций происходило в условиях общего субгоризонтального сжатия (стресса), поскольку никаким другим механизмом (и, в частности, воздействием вертикально перемещающихся блоков) образование линейных, часто изоклинальных складок протяженностью в десятки километров и шириной в первые километры объяснить попросту не удастся.

Наиболее часто возникновение обстановки субгоризонтального сжатия связывается с реакцией слоистых толщ на тангенциальное давление, приложенное извне. Как справедливо отмечает С.А. Захаров [20], при этом нередко полностью игнорируется тот факт, что в реальных геологических условиях мы имеем дело не с идеально упругим физическим телом, способным к передаче нормальных напряжений сжатия на значительные расстояния, а с горными породами, обладающими определенной вязкостью, пластичностью и способностью к ослаблению тектонических усилий. Как показали исследования А.С. Григорьева [13], в вязкой среде горизонтальные напряжения

затухают довольно быстро по мере удаления от места приложения нагрузки: на расстоянии, приблизительно равном семикратной мощности деформируемого слоя, они будут практически равны нулю. По данным С.А. Захарова [20], указанное расстояние еще меньше, и в реальных геологических условиях редко превышает мощность деформируемой толщи в 1,5—2 раза.

Учитывая сказанное, сделаем ряд несложных измерений и расчетов. При этом будем исходить из предположения, что складчатая структура района Язгулемского хребта формировалась в обстановке одностороннего (или двустороннего) сжатия. Поверхностью приложения тангенциальных напряжений на юге могла служить плоскость сместителя Рушанско-Пшартского надвига, а с севера противодействие смещениям масс оказывало поднятие Ванчского антиклинория.

Попытаемся развернуть складки, развитые среди образований мезозоя—палеогена, для чего, выбрав на геологическом разрезе определенный стратиграфический горизонт, измерим его длину курвиметром. Полученный результат будет равен расстоянию между крайними точками еще не деформированного тектонического пакета, возникшего в конце первого этапа формирования современной структуры района Язгулемского хребта. Для самых длинных геологических профилей через изученную территорию (см. рис. 3, пр. VIII—VIII'; IX—IX') эта величина будет равна примерно 65—75 км; для профилей, пересекающих юго-западный фланг Язгулемского сооружения (см. рис. 3, пр. II—II', III—III') она составит соответственно 39 и 45 км. Суммарная мощность деформированных отложений (верхний триас — палеоген) даже с учетом тех участков, где произошло тектоническое надвижение ОПР на ОСР, вряд ли превышала 4—5 км. Поэтому в случае односторонне направленного сжатия на расстоянии 8—10 км (по С.А. Захарову) или 28—35 км (по А.С. Григорьеву) от поверхности сместителя Рушанско-Пшартского надвига складки в образованиях мезозоя—палеогена должны исчезнуть. Если предположить, что сжатие было двусторонним (хотя это и не находит своего подтверждения в складчатых структурах рассматриваемой территории), то все равно в центральной части Язгулемского сооружения складки должны либо вообще отсутствовать, либо иметь более простую форму и быть менее контрастными. В действительности же ничего подобного не наблюдается. Напротив, изложенные в предыдущем разделе фактические данные определенно показывают, что интенсивность складчатых деформаций по всей ширине Язгулемского сооружения не нарастает и не убывает в ту или иную сторону, а остается примерно постоянной. Относительная простота складчатого строения южной части территории является только кажущейся и связана с особенностями стратиграфического разреза этой области (ОСР).

Таким образом, мы вправе констатировать, что современная складчатая структура Язгулемского горного сооружения не могла быть сформирована в результате тангенциальных тектонических усилий, приложенных извне. Следовательно, источник и движущие силы складкообразовательных процессов следует искать в самих деформируемых толщах.

Последний вывод не оригинален, поскольку задолго до настоящих исследований С.А. Захаров, изучавший складчатые структуры Таджикской депрессии, пришел к аналогичному заключению. Этот исследователь полагал, что покровная складчатость может быть удовлетворительно объяснена только действием горизонтальных усилий, заложенных в самих толщах, подвергшихся складкообразованию. Возникает вопрос: что же является причиной возникновения этих усилий? Рассмотрев возможные факторы появления стрессовых напряжений внутри толщи осадочных пород, С.А. Захаров [20] отдал предпочтение гипотезе автоскладкообразования, сущность которой сводится к представлению о постепенном, последовательном и дифференцированном увеличении объема пород в результате процессов регионального метаморфизма (начиная со стадии позднего катагенеза). Изменение объема создает стресс, действие которого, совместно с перекристаллизацией, приводит к послойному течению пород, что и вызывает складкообразование. Согласно данным С.А. Захарова, перечисленным процессам в наибольшей мере подвержены глинистые породы, течение которых опережает течение пород другого литологического состава. И уже хотя бы потому, что в разрезе Язгулемского хребта глинистым породам не принадлежит сколько-нибудь значительного места, гипотеза автоскладкообразования вряд ли может быть применена для объяснения формирования складчатой структуры данной территории. Эта гипотеза также не в состоянии объяснить отчетливо выраженную вергентность складок Язгулемского сооружения, само существование которой свидетельствует о преобладании на разных уровнях деформируемого пакета односторонне направленных тектонических усилий.

Из числа прочих гипотез складкообразования, известных автору, условию автономности возникновения горизонтальных усилий внутри деформируемых толщ отвечает только гравитационная гипотеза. Действительно, сила тяжести "объемна" (как иногда ее характеризуют [6]) и воздействует на каждую материальную точку породы. Достаточные для возникновения складок тангенциальные усилия могут возникнуть лишь в результате сложения усилий, воздействующих на каждый элементарный объем породы, при условии, что деформируемые толщи находятся в состоянии гравитационной неустойчивости на достаточно протяженном структурном склоне.

Но и этого оказывается мало. В условиях свободного гравитационного скольжения (оползания) масс, как это справедливо отмечает С.А. Захаров [20], складкообразование происходить не будет, подобно тому, как оно не происходило при надвигании недеформированной пластины ОПР на ОСР (1-й этап). Для возникновения складок необходимо, чтобы перемещающиеся массы испытывали известное противодействие своему движению — своего рода "торможение". Эффект "торможения" может возникать у подножья структурного склона или перед четко выраженным упором, каким в районе Язгулемского хребта, вероятно, могло служить поднятие Ванчского антиклинория. Достигнув последнего, недислоцированные покровные массы формировали пакет складок, вергентных по нап-

равлению своего движения. Однако, как отмечалось выше, складкообразование не могло распространяться от поверхности приложения усилий (в нашем случае — от южного края Ванчского поднятия) на значительное расстояние и, следовательно, обширная часть территории, располагающаяся ныне южнее водораздела Язгулемского хребта, не должна быть затронута складчатостью.

Несовпадение последнего вывода с действительностью, казалось бы, разрушает все наши построения и, на первый взгляд, заставляет, вслед за С.А. Захаровым [20], признать, что при помощи механизма гравитационного оползания можно объяснить возникновение единичных складок и их пакетов, но не складчатых систем шириной в десятки километров. Однако не будем торопиться с окончательными выводами.

Время напомнить, что в складчатой структуре Язгулемского горного сооружения зафиксированы не только смещения масс к северо-западу, выразившиеся в образовании складок, опрокинутых в ту же сторону, но и перемещения меньшей амплитуды противоположного направления, отнесенные автором к категории ретрошарьяжных. Ранее уже указывалось, что ряд факторов свидетельствует о гравитационной природе ретрошарьяжных перемещений масс и их приблизительно "одновременном" проявлении (в разных частях деформируемого тектонического пакета) с северо-западными смещениями.

Из сказанного следует, что предполагаемый автором процесс образования у основания южного края Ванчского поднятия гравитационных складок северо-западной вергентности должен был одновременно сопровождаться формированием наклоненного в противоположную сторону (к юго-востоку) структурного склона, необходимого для возникновения ретросмещений покровных масс. Подобная структурная ситуация осуществима, если предположить, что одновременно с надвиганием тектонического пакета на поднятие Ванчского антиклинория последнее росло вверх и в стороны, в результате чего основание его южного склона постепенно мигрировало к юго-востоку. Толщи, смятые у южного края Ванчского поднятия в складки северо-западной вергентности, через некоторое время оказывались в пределах его юго-восточного склона, что в условиях гравитационной неустойчивости неминуемо вело к ретрошарьяжным смещениям масс обратно к юго-востоку. Последние, достигнув основания склона, вновь оказывались под воздействием северо-западных смещений, и все повторялось сначала.

Итак, последовательность формирования современной структуры Язгулемского горного сооружения представляется следующим образом. Складкообразования не происходило на продолжении всего времени, пока тектоническая пластина, сложенная образованиями ОПР, надвигалась на отложения ОСР в условиях свободного гравитационного скольжения. Как только она своим фронтом достигла Ванчского поднятия (либо уже существовавшего, либо только начавшего расти), перемещения замедлились, а возможно, на короткое время и совсем прекратились. Однако тангенциальные усилия, вызвавшие надвигание покрова, не исчезли. Напротив, они охватили до этого, вероятно, не

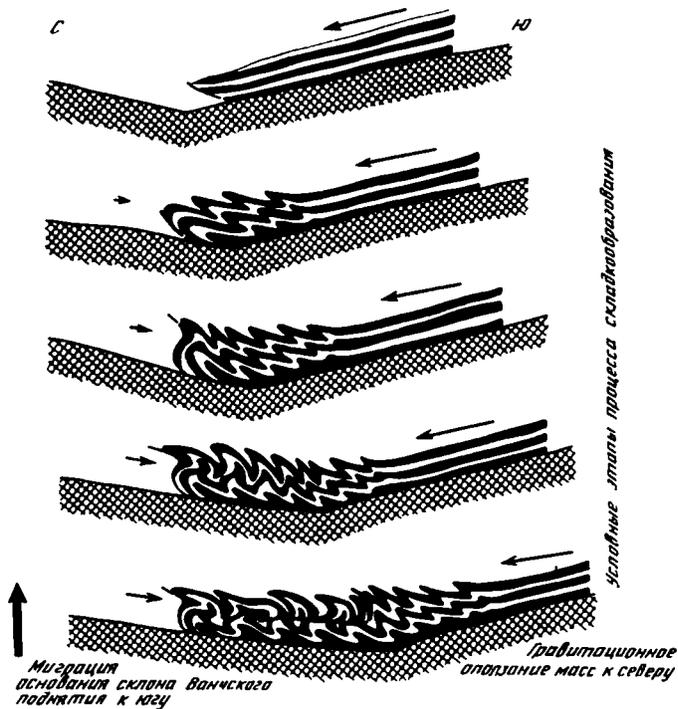


Рис. 25. Модель формирования складчато-надвиговой структуры Язгулемского горного сооружения

перемещавшиеся отложения ОСР. С этого момента тектонические пластины ОПР и ОСР испытывали совместные смещения в составе единого тектонического пакета. Результатом гравитационного оползания последнего поднятия явилось возникновение у основания южного края Ванчского поднятия одной или нескольких складок, опрокинутых в направлении перемещения масс, т.е. к северо-западу (рис. 25). Ванчское поднятие тем временем продолжало расти вверх и в стороны, в результате чего сформированные складки сравнительно скоро оказались в пределах его южного склона. Следствием этого явилось возникновение обстановки гравитационной неустойчивости, что повлекло за собой обратные смещения покровных масс, выразившиеся в деформации осевых поверхностей первоначальных складок и в формировании малоамплитудных надвигов к юго-востоку. Так возникла первая генерация лежачих антиформ и ретрошарьяжей. Ретрошарьяжированные массы, достигнув подножия склона, вновь оказывались под воздействием тектонических усилий северо-западного направления, и весь цикл повторялся сначала.

Из сказанного можно понять, как соотносились во времени перемещения масс разного направления: они происходили не поочередно друг за другом в виде отдельных импульсов, а осуществлялись непрерывно и практически одновременно на протяжении всего периода

складкообразования. При этом в каждый отдельный момент времени складчатостью была охвачена сравнительно узкая полоса отложений, параллельная оси Язгулемского сооружения. Эта полоса постепенно смещалась к юго-востоку, что в конечном итоге привело к равномерной деформированности складчатой системы Язгулемского хребта по всей ее ширине.

В заключение следует сказать несколько слов о возможных причинах, вызвавших гравитационное стекание покровных масс Центрального Памира в северо-западном направлении.

Как показали палеомагнитные исследования [3, 9], дуги Памира (и в их числе дуга Центрального Памира) начали формироваться после палеогена в результате схождения Индостанской и Евразийской литосферных плит и закрытия нео-Тетис. Из проведенной В.С. Буртманом [8] оценки различных гипотез формирования Памир-Пенджабского синтаксиса следует, что наилучшее соответствие с фактами (характер границ и особенности геометрии синтаксиса, движения по разломам Центральной и Средней Азии, данные об очагах коровых и мантийных землетрясений и т.д.) имеет гипотеза о пододвигании Пенджабского выступа Индостана под альпийскую складчатую область. На уровне нижней части коры этот выступ действовал как клин и приподнимал жесткие массивы, что вызвало гравитационное стекание коровых масс в северном направлении, их скупивание и формирование дуг Памира.

Можно полагать, что гравитационное оползание покровных масс в пределах западной части Центрального Памира и формирование складчато-надвигового сооружения Язгулемского хребта являются частными выражениями процесса гравитационного стекания, приводящего к скупиванию тектонических зон и образованию Памир-Пенджабского синтаксиса.

### **ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ПОВРНО-СКЛАДЧАТОГО СООРУЖЕНИЯ ЯЗГУЛЕМСКОГО ХРЕБТА**

Изложенные в предыдущих разделах сведения о тектоническом строении Язгулемского покровно-складчатого сооружения позволяют наметить основные этапы истории его формирования на протяжении мезозойской и кайнозойской эр.

Образовавшийся к концу палеозоя — началу мезозоя огромный Евроафриканский континент начал дробиться в среднем и позднем триасе. В результате последующего раздвигания возник океан мезо-Тетис. Территория, в пределах которой накапливались осадки, ныне слагающие западную часть Центральной Памирской зоны, после продолжительного периода субплатформенного развития в позднем триасе также была втянута в прогибание. Мощная толща (около 2 км) сланцев, терригенных песчаников и алевролитов, вероятно, накапливалась в условиях краевого, сравнительно мелководного бассейна. Обильные находки в терригенных породах ископаемой наземной флоры указывают на то, что прогибание носило устой-

чивый характер и было компенсированным. Остатки фауны пресноводных пелеципод в низах толщи свидетельствуют о наличии периодов временной отгороженности указанного бассейна от остальной части мезо-Тетис. Наконец, полная амагматичность этих отложений указывает на значительную удаленность области их накопления от центральной части океанической впадины мезо-Тетис, которой в мезозойской структуре соответствовала Рушанско-Пшартская зона и где широким распространением в триасе пользовались вулканогенные породы [47].

В средней юре монотонное накопление терригенных пород прекращается — на смену им приходят карбонатно-глинистые осадки, а к концу юрского периода в разрезе начинают доминировать хемогенные известняки. Вероятно, это связано с дифференцированными тектоническими движениями, которые обусловили удаление береговой линии бассейна, его прогрессивное углубление и уменьшение сноса терригенного материала с окружающих водоем поднятий. Наряду с этим в результате колебательных движений внутри первоначального бассейна происходит обособление относительно приподнятых и опущенных участков. Характерно, что тенденция к движениям того или иного знака, впервые проявившаяся на рубеже средней и поздней юры, сохранялась в пределах указанных участков на протяжении всего последующего мезозойского этапа развития. Это значит, что в пределах области господствовавшего прогибания накапливался непрерывный разрез сначала юрских, а затем и меловых осадков (ОПР). На относительно поднятых же участках перечисленные стратиграфические подразделения либо вовсе не отлагались, либо происходило накопление отложений редуцированной мощности (ОСР).

На рубеже юры и мела произошло резкое изменение палеогеографической обстановки в пределах рассматриваемой территории — юрские карбонатные отложения, накапливавшиеся в условиях сравнительно мелководного морского бассейна, в разрезе сменяются мощными континентальными красноцветными образованиями нижнего мела. Последние по ряду признаков (большая мощность, выдержанный литологический состав, аридные обстановки накопления осадков) могут быть отнесены к формации орогенных моласс, которые, как известно, являются показателями контрастного горообразования (т.е. возникновения орографически выраженных поднятий и впадин).

Однако от внимательного взгляда не может ускользнуть ряд существенных отличий нижнемеловых красноцветных отложений района Язгулемского хребта от типичных моласс и, в частности, от хорошо изученных позднекайнозойских моласс Афгано-Таджикской впадины [42].

Во-первых, среди нижнемеловых красноцветов практически полностью отсутствуют грубообломочные и даже среднеобломочные породы (а ведь именно они и являются показателями формирования орогенных сооружений). Весьма характерно также, что в кластической части алевролитов и мелкозернистых песчаников, доминирующих в разрезе нижнего мела, абсолютно преобладает кварц, что свидетельствует об относительной зрелости этих осадков и значитель-

ной удаленности области их накопления (территории, ныне включаемой в состав Центрального Памира) от источников сноса, т.е. разрушающихся горных сооружений.

Во-вторых, красноцветные отложения нижнего мела залегают на карбонатных отложениях юры (в пределах ОПП) без заметного углового или структурного несогласия. Следовательно, складкообразовательные движения, которые, следуя классической схеме геосинклинального процесса, должны были предшествовать орогеническим поднятиям, в западной части Центрального Памира тоже не проявлены.

Наконец, в-третьих, накопление нижнемеловых отложений в пределах рассматриваемой территории носило отчетливо унаследованный характер [53], т.е. происходило в прогибах, заложившихся еще в юрское время (ОПР); на сравнительно приподнятых же участках молассоиды, вероятно, изначально не отлагались (ОСР).

Таким образом, получается, что те территории, которые ныне включаются в состав Центрального Памира, в раннемеловое время представляли собой не орогенное сооружение, а скорее область аккумуляции, куда поступал обломочный материал с разрушающихся поднятий. Последние, вероятно, располагались на значительном удалении (многие десятки, а возможно, и первые сотни километров)<sup>10</sup>, о чем свидетельствует тонкообломочный характер нижнемеловых осадков и отсутствие заметных проявлений мезозойской складчатости в пределах западной части Центрального Памира.

Учитывая сказанное, автору кажется более правильным раннемеловую эпоху в истории Центрального Памира рассматривать не как этап орогенических поднятий (ибо собственно горообразования в пределах данной территории не происходило), а как заключительную стадию его развития в качестве зоны устойчивого ("геосинклинального") прогибания. Действительно, в это время красноцветные молассоидные образования продолжали накапливаться в оставшихся с юры реликтовых прогибах. Когда последние к концу раннего мела оказались заполнены осадками, прекратил свое существование без заметных проявлений складкообразовательных и орогенических движений и прогиб Центрального Памира.

Следует подчеркнуть, что последний вывод касается только зоны Центрального Памира, которая в мезозойской структуре представляла собой область осадконакопления, располагавшуюся в северной краевой части океанической впадины мезо-Тетис. Сближение литосферных плит на рубеже юры и раннего мела [47] вызвало закрытие сутуры этого океана, что, вероятно, сопровождалось интенсивным тектоническим скупиванием масс, складчатостью, магматизмом и явлениями горообразования. Однако ввиду значительной уда-

<sup>10</sup> Расстояние, отделявшее разрезы Центрального Памира от источников сноса обломочного материала, должно быть, по крайней мере, соизмеримо с современным расстоянием между складчатыми сооружениями Памира, Гиндукуша и Тянь-Шаня и центральной частью Таджикской депрессии, где в разрезах альпийских моласс преобладают тонко- и среднеобломочные отложения речного и озерного генезиса [42] — примерные аналоги нижнемеловых красноцветов Язгулемского хребта.

ленности Центральной Памирской зоны от осевой части мезо-Тетис, в ее пределах все перечисленные процессы либо совсем не проявились, либо проявились лишь в опосредованном виде, к примеру, в смене морских условий осадконакопления континентальными.

Можно полагать, что основным источником сноса в раннемеловую эпоху служили горные сооружения, располагавшиеся южнее Центрального Памира. Однако нельзя исключить и возможность поступления некоторой части обломочного материала с севера — из области эпигерцинского Северо-Памирского поднятия, которое в конце мезозоя могло испытать повторную тектоническую активизацию.

Предполагают [47], что отмирание мезо-Тетис явилось следствием раскрытия океанических структур нео-Тетис. На этот раз ось рифтинга находилась несколько южнее, внутри Индостанской плиты. Раздвижение литосферных плит привело к завершению раннемелового орогенеза — с середины мела во всем Азиатском секторе Альпийско-Гималайского пояса вновь возобновилось морское осадконакопление. Во второй половине позднего мела в прогибание оказалась втянута и территория Центрального Памира. С этого момента здесь начинают накапливаться мелководные преимущественно карбонатные осадки. Примечательно, что тенденция к унаследованному развитию рассматриваемой территории отчетливо была проявлена и в позднемеловую эпоху. Хотя отложения этого времени развиты повсеместно, однако в пределах области устойчивых мезозойских опусканий (ОПР) их мощность достигает 300—500 м и они представлены в основном известняками, среди которых прослойки терригенных пород встречаются только в нижней части разреза; на участках же относительных поднятий (ОСР) для пород верхнего мела характерны заметно редуцированная мощность (50—80 м) и существенно отличный литологический состав осадков: среди последних наряду с известняками и разнообразными карбонатно-терригенными породами часто встречаются несортированные осадочные брекчии с отдельными глыбами фаунистически охарактеризованных палеозойских пород, которые достигают в поперечнике десятков, а иногда и первых сотен метров. Указанные глыбовые брекчии по своему облику весьма сходны с олистостромовыми образованиями, формирование которых обычно связывают с кратковременными этапами активизации тектонических движений.

Резонно предположить, что верхнемеловые отложения ОПР, обладающие значительной мощностью и сравнительно однородным литологическим составом, вероятно, накапливались в более удаленной от берега части морского бассейна, а одновозрастные образования ОСР, содержащие в себе прослойки терригенного, а также несортированного глыбового материала и имеющие меньшую мощность, скорее характерны для краевой (прибрежной) части этого водоема.

Неизбежно возникает вопрос: откуда поступали в позднемеловой бассейн олистолиты палеозойских пород и прочий обломочный материал — с севера или с юга?

С одной стороны, отложения, одновозрастные олистолитам (в частности, девонские), в сходных фациях (известняки, доломиты) доста-

точно широко развиты на севере Центрального Памира, в области Ванчского антиклинория. К этому добавим, что и трансгрессия моря в позднем мелу, вероятно, происходила с юга — из области разрастающейся впадины нео-Тетис в направлении южной окраины Евразийской плиты. Поэтому вполне можно предположить, что снос обломков происходил именно с севера — из области Северо-Памирского поднятия и прилегающих к нему территорий. В этом случае мы неизбежно будем вынуждены признать, что в период альпийского тектогенеза области с различным типом разреза мезозоя поменялись местами, поскольку трудно представить ситуацию, при которой глыбы палеозойских пород, поступавшие в морской водоем с севера, могли, минуя центральную часть бассейна (современная ОНР), захорониться в пределах его противоположного южного борта (ОСР). Следовательно, ОСР должна была располагаться севернее ОНР, из чего ясно, что перемещение покровных масс последней в виде недеформированной пластины происходило не с севера на юг [46], а в противоположную сторону — с юга на север. При этом вполне возможно, что чешуи палеозойских пород, развитые вдоль плоскости сместителя этого надвига, действительно, как это полагал С.В. Руженцев [46], представляют собой останцы более древнего покрова, надвинутого с севера.

С другой стороны, снос обломков палеозойских пород мог происходить и с юга. Это бы означало, что южнее современной ОНР мезозоя—палеогена некогда располагались обширные выходы палеозойских отложений (фациально сходных с разновозрастными образованиями, развитыми на севере), которые в последующем были перекрыты по молодому надвигу толщами Рушанско-Пшартской зоны. В этом случае центральная часть бассейна, где накапливался полный разрез мезозоя (ОНР), могла находиться севернее ОСР, и, следовательно, взаимное расположение этих областей относительно друг друга на протяжении всей истории развития рассматриваемой территории не менялось.

Поскольку истинное направление сноса терригенного и грубообломочного материала в позднемеловой бассейн точно не известно, то, вероятно, обе эти гипотезы имеют одинаковое право на существование.

Таким образом получается, что с позднего триаса по ранний мел территория Центрального Памира развивалась в режиме устойчивого прогибания, а начиная с середины мела она, не испытывая завершающей складчатости, вступила в стадию субплатформенного развития.

С началом кайнозойской эры различия в развитии относительно поднятого (ОСР) и погруженного (ОНР) участков бассейна сглаживаются. В палеогене (вероятнее всего в палеоцене) повсеместно происходит накопление мощной толщи вулканитов среднего и основного состава, а также продуктов их подводного перемыва — туфоконгломератов, гравелитов и песчаников. Весьма характерно, что в пределах ОСР последние в ряде мест фациально замещаются красноцветными конгломератами, в кластической части которых практи-

чески отсутствуют породы вулканогенного генезиса, а преобладают в основном известняки.

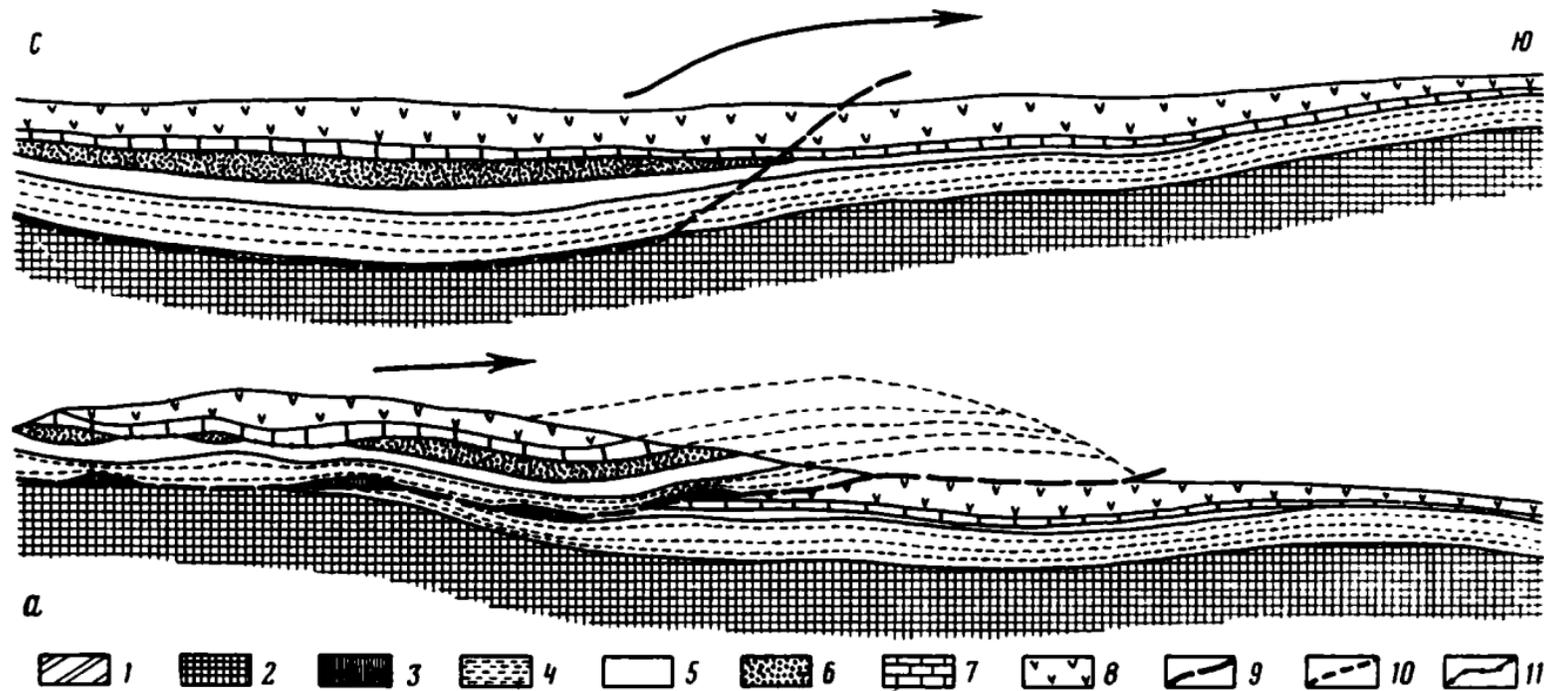
Некоторые авторы [53] считают, что в палеогене происходит инверсия тектонических движений, в результате чего область, до этого бывшая относительно приподнятой (ОСР), начинает интенсивно прогибаться, а относительно погруженный участок (ОПР), напротив, замедляет свои нисходящие движения. Это заключение основывается на сравнении мощности палеогеновых образований ОПР и ОСР. Однако следует учитывать, что если в пределах ОСР мы имеем возможность наблюдать полную мощность вулканогенных образований, то в разрезе ОПР приходится иметь дело с их видимой мощностью, поскольку вулканы слагают ядра синклиналей (точнее, ядро единственной Вудорской синклинали), а кроющие их отложения разучской свиты неизвестны. Поэтому вывод об инверсии тектонических движений в палеогене кажется малообоснованным.

Вулканогенные образования бартангской свиты сменяются вверх по разрезу карбонатно-туфогенно-глинистыми отложениями разучской свиты, среди которых присутствуют горизонты пепловых туфов и пачки гипсодержащих пород. Эти породы накапливались, вероятно, в условиях пересыхающего мелководного бассейна, разделенного перемычками на ряд лиманов и озер. В верхах разреза разучской свиты отмечаются неотсортированные микститоподобные породы, которые, возможно, уже указывают на вступление в конце палеоцена (?) рассматриваемого участка Центрального Памира в этап грандиозного тектонического сучивания, охватившего в альпийскую эпоху весь Памирский регион.

Поскольку последовавшие за накоплением палеогеновых образований тектонические движения и складчатые деформации не имеют своего вещественного отображения в разрезе (синтектонических стратифицированных толщ, олистостромовых накоплений известного возраста и т.д.), то в дальнейшем, вероятно, правильнее будет говорить не об истории формирования покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта (ибо последняя предполагает привязку тектонических событий к геохронологической шкале), а об его относительной последовательности. Итак, последовательность формирования наблюдаемой ныне структуры Язгулемского покровно-складчатого сооружения насчитывает два этапа (рис. 26).

Первый из них охватывает отрезок времени (рис. 26, *а, б*), когда произошло надвигание недеформированной тектонической пластины, сложенной образованиями ОПР (более удаленная от берега часть мезозойско-палеогенового бассейна), на отложения ОСР (его крайняя часть). Не касаясь здесь вопроса о причинах возникновения субгоризонтального срыва в основании разреза мезозойских отложений ОПР, который весьма подробно рассмотрен нашими предшественниками [46], отметим лишь, что, по мнению автора, надвигание недислоцированной пластины носило не относительный, а абсолютный характер [46] и происходило, вероятно, под действием силы тяжести, на что указывает описанное выше явление макробудинажа толщ нижнего мела.

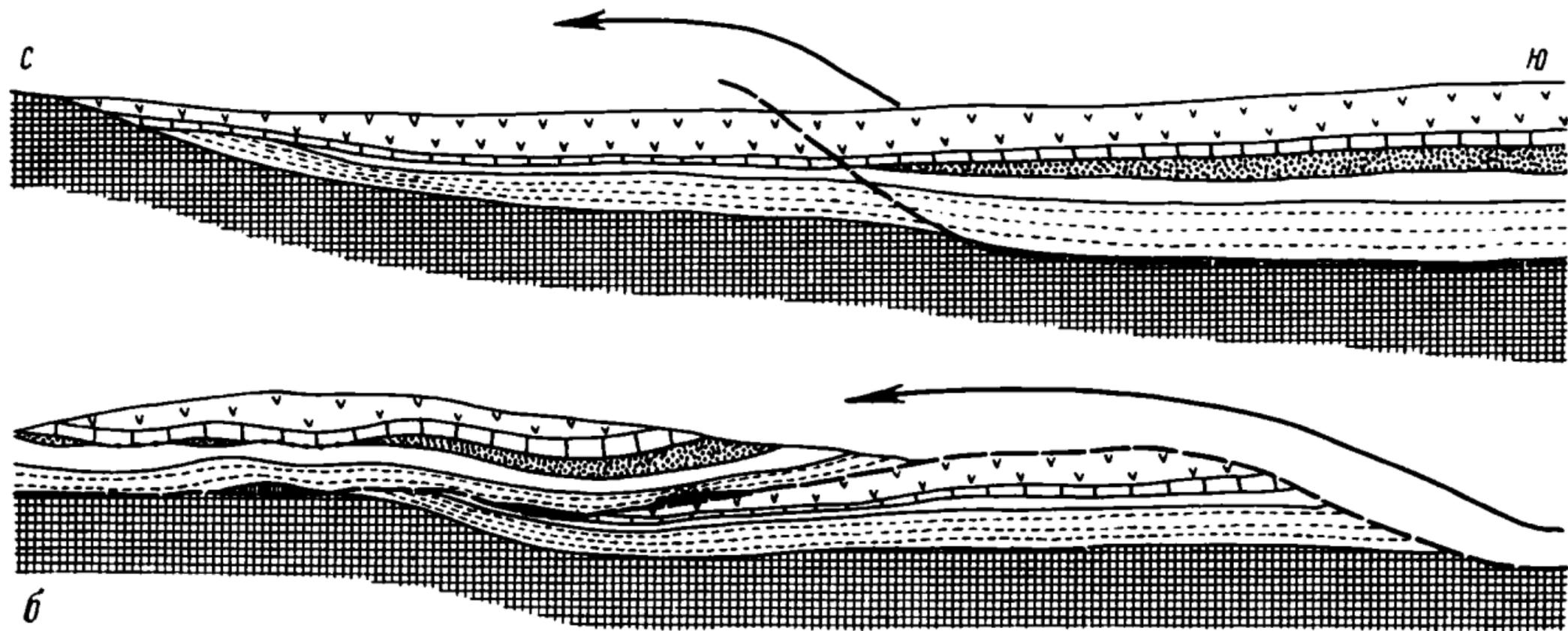
*1 этап — продвижение недеформированной пластины с севера (вариант А)*



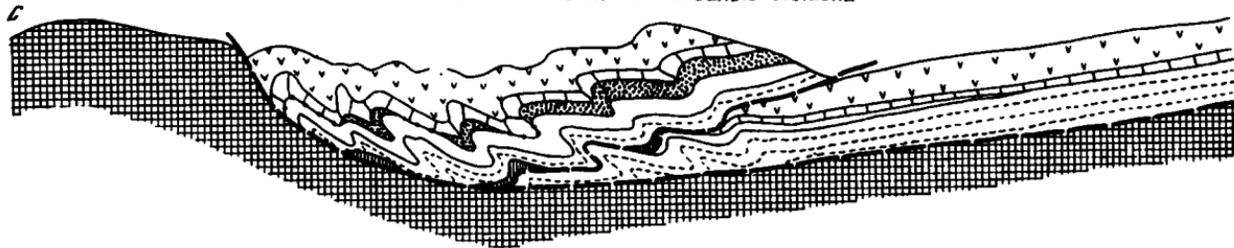
**Рис. 26** Этапы становления покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта

1 — образования Рушанско-Пшартской зоны; Центральный Памир; 2 — условный автохтон (PR<sub>1</sub>—PZ<sub>1</sub>), 3 — отложения, слагающие тектонические чешуи, затянутые в подошву недеформированного покрова I этапа (O<sub>2</sub>, O<sub>н</sub>, D<sub>3</sub>); 4 — песчаники и сланцы (T<sub>1</sub>—J<sub>2</sub>); 5 — мергели и известняки (J<sub>2-3</sub>); 6 — песчаники (K<sub>1</sub>); 7 — карбонатные отложения (K<sub>2</sub>); 8 — вулканогенно-обломочные породы (р); 9 — крупные надвиги и взбросы; 10 — разрывные нарушения, возникшие при ретросмещениях масс к юго-востоку; 11 — граница тектонического сшивания юрских и верхнемеловых известняков

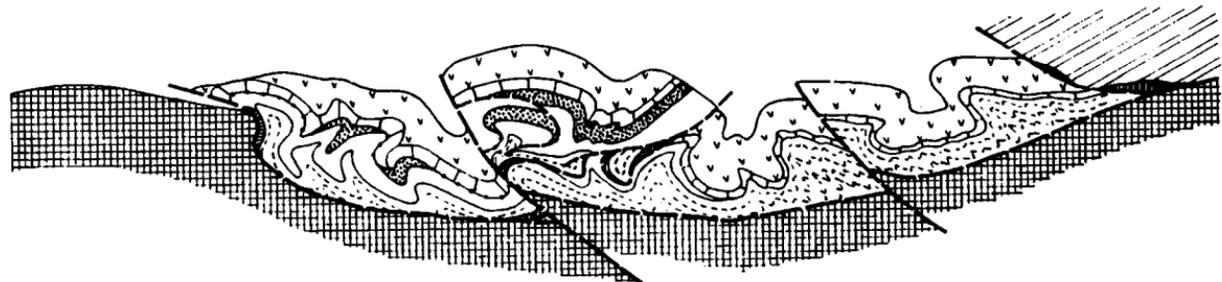
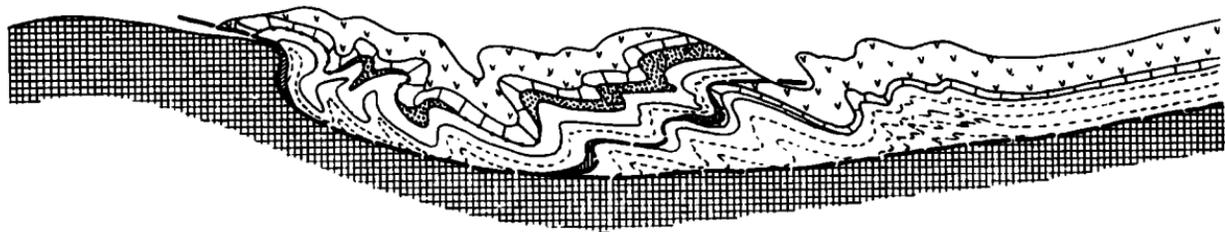
*I этап - надвигание недеформированной пластины с юга (вариант Б)*



*II Этап — снятие тектонического пакета в линейные складки*



В



Последовательное усложнение складчатой структуры

Вопрос о направлении перемещений пластины ОПР уже обсуждался при рассмотрении двух различных гипотез, касающихся расположения источников сноса терригенного материала и палеозойских олистолитов в позднемеловой бассейн. Поэтому здесь лишь добавим, что прямых указаний на направление смещения масс на этом этапе нет. Поэтому правомерны как та, так и другая гипотезы (см. рис. 26,а,б).

Учитывая, однако, что глобальные перемещения масс на Памире все-таки происходили к северу [3,8], а структура всего Памирского региона и окружающих его территорий лучше объяснима исходя из представлений о гравитационном "соскальзывании" и "скучивании" масс Евразийского континента в результате пододвигания под его южный край выступа Индостанской плиты, автор более склонен полагать, что надвигание недислоцированных образований ОПР, согласно первой версии, также осуществлялось в направлении с юга на север (см. рис. 26,б).

Во второй этап произошло смятие в складки всего покровного пакета, образованного в результате предшествующего шарьирования ОПР на ОСР (см. рис. 26,в). Складкообразовательные движения тоже явились результатом смещений масс, однако на этот раз субгоризонтальный срыв заложился в основании мезозойского разреза ОСР (как более нижнего структурного элемента покровного пакета), вероятно, вдоль горизонта пермско-триасовых известняков, отделив тем самым расположенные ниже метаморфические породы сарезской свиты.

Таким образом, если на первом этапе формирования покровно-складчатой структуры Язгулемского хребта образования ОПР являлись аллохтоном, а отложения ОСР — автохтоном, то во второй этап обе эти области уже испытали перемещения в составе аллохтонного комплекса относительно образований автохтона, сложенных метаморфическими породами ванчского комплекса и сарезской свиты.

Уже сам по себе факт смятия аллохтона второго этапа в складки свидетельствует о том, что надвигавшиеся массы испытывали известное "торможение" (свободного гравитационного скольжения уже не было), что не позволило им перемещаться подобно аллохтону первого этапа в виде недеформированной пластины. Выше сказано, что все складчатые дислокации Язгулемского сооружения первоначально обладали вергентностью к северо-западу. Следовательно, именно в этом направлении и происходили основные смещения масс второго этапа (надо заметить, что этот вывод лучше согласуется с предположением автора о надвигании недислоцированной пластины отложений ОПР к северу, ибо в этом случае налицо имеется преемственность в направлении перемещений обоих этапов).

Вероятно, роль упора, "тормозившего" надвигание покровного пакета, выполнял растущий Ванчский антиклинорий. По мере воздымания этого поднятия, которое происходило одновременно с прекращением последнего аллохтонными массами второго этапа, в верхней части покровного пакета возникал структурный наклон к юго-востоку. Это и послужило причиной для возникновения ретросме-

щений покровных масс в ту же сторону, выразившихся в деформации осевых поверхностей первоначальных складок, смятии их в серию лежащих антиформ, замками обращенных к юго-востоку, и реже в перерастании последних в самостоятельные покровные структуры типа ретрошарьяжей. Ретрошарьяжные смещения масс к юго-востоку усложнили тектоническое строение рассматриваемой территории и сильно завуалировали ее первоначальную складчатую структуру.

В заключение подчеркнем: возникновение покровов и последующее смятие отложений, слагающих тектонические пластины, в складки сложной конфигурации происходило уже после накопления палеогеновых образований и связаны с тектоническими движениями альпийской фазы диастрофизма.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный в статье материал ясно показывает, что термин "тектоническое скучивание" как нельзя лучше описывает совокупность явлений и процессов, происходивших на стадии становления покровно-складчатой структуры Язгулемского горного сооружения. Действительно, согласно выводам автора, складкообразованием в каждый отдельный момент времени была охвачена сравнительно узкая полоса мезозойско-палеогеновых образований, располагавшаяся на стыке (точнее над стыком) двух структурных склонов: регионального склона, по которому происходили гравитационные перемещения покровных масс к северу, и южного склона Ванчского поднятия, рост которого явился причиной возникновения гравитационных ретро-смещений масс в противоположную сторону — к югу. Иными словами, именно в области сочленения указанных структурных склонов происходило тектоническое скучивание покровных масс. Однако в силу разрастания Ванчского поднятия линия стыка структурных склонов на протяжении времени не оставалась на одном месте, а плавно смещалась к югу. Естественно, что вместе с ней мигрировала в том же направлении и зона интенсивных складчатых деформаций. В конечном итоге это и обусловило однотипную и равномерную деформированность Язгулемского складчатого сооружения по всей его ширине.

Таким образом, в данной статье автором предпринята попытка реабилитировать гравитационную гипотезу складкообразования, которая многими исследователями отвергается на том основании, что в ее рамках не находит своего разрешения общая для всех механизмов формирования складок проблема передачи сжимающих усилий на более или менее значительное расстояние от места приложения нагрузки. Проведенные исследования, напротив, показывают, что механизм гравитационного оползания может быть успешно использован для объяснения формирования крупных складчатых систем, если при этом имеются данные о перемещении "упора", вызывавшего складкообразование, навстречу надвигавшимся массам. Такими данными для Язгулемского покровно-складчатого сооружения являются ретрошарьяжные перемещения масс, происхождение которых никаким иным способом объяснить не удастся.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Ажгирей Г.Д.* Складкообразование и горообразование // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 41, N 5. С. 44—52.
2. *Архитов И.В.* Особенности истории развития Памира в альпийское время и его современная тектоническая структура // Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964. С. 42—48.
3. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Кинематика Памирской дуги // Геотектоника. 1982. N 4. С. 54—71.
4. *Баранов И.Г., Глазунов В.С.* Река Бартанг // Тадж.-Пам. экспед. 1935 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 835—862.
5. *Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 243 с.
6. *Белоусов В.В.* Главные особенности механизма тектонических деформаций // Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1977. С. 6—29.
7. *Буданов В.И., Дронов В.И.* К характеристике послениверсионных вулканогенных формаций Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1964. Вып. 2. С. 252—285.
8. *Буртман В.С.* Проблема формирования Памир-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. 1982. N 5. С. 56—63.
9. *Буртман В.С., Гурарий Г.З.* О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 1973. N 2. С. 190—195.
10. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Ки. 1. Геология. М.: Недра, 1980. 535 с.
11. *Гогель Ж.* Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
12. *Горлов Н.В.* Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). Л.: Наука, 1967. 111 с.
13. *Григорьев А.С.* Напряженное состояние и деформация прямоугольного вязкого массива при боковом смещении // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С. 61—72.
14. *Дронов В.И.* О трансгрессивном залегании известняков верхнего мела в пределах Центрального Памира // Докл. АН ТаджССР. 1962. Т. 5, N 2. С. 30—32.
15. *Дронов В.И.* Бартангский комплекс // Сов. геология. 1963. N 3. С. 142—147.
16. *Дронов В.И.* О южной границе Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1964. Вып. 2. С. 133—138.
17. *Дронов В.И.* Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира // Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964. С. 14—24.
18. *Дронов В.И., Буданов В.И.* Палеогеновые вулканогенные образования приводораздельной части Язгулемского хребта и левобережья р. Танымас (Центральный Памир) // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1982. N 3 (85). С. 51—61.
19. *Дюфур М.С., Руженцев С.В., Швольман В.А.* О границе между зонами Северного и Центрального Памира // Геотектоника. 1965. N 6. С. 69—78.
20. *Захаров С.А.* Генезис покровной складчатости. Душанбе: Донш, 1979. 168 с.
21. *Казаков А.Н.* Геометрический анализ складчатых структур с помощью стереограмм // Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50000. Л.: Недра, 1980. Вып. 6. С. 28—48.
22. *Караетов С.С.* Стратиграфия девонских отложений Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1963. Вып. 1. С. 9—20.
23. *Караетов С.С.* Стратиграфия ордовикских отложений Центрального Памира // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1963. Вып. 3. С. 101—110.
24. *Караетов С.С.* О главной тектонической линии Памира // Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964. С. 37—42.
25. *Караетов С.С.* Среднекаменноугольные отложения Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1964. Вып. 2. С. 64—70.
26. *Кухтиков М.М.* Красные разломы Памира и Дарваза // Учен. зап. ТГУ. 1956. Т. 12. С. 3—17. (Тр. фак. естеств. наук; Вып. 2).
27. *Кухтиков М.М.* Тектоническое районирование Памира в альпийской струк-

туре // Учен. зап. ТГУ. 1958. Т. 17. С. 99—123. (Тр. фак. естеств. наук; Вып. 3).

28. *Кухтиков М.М., Винниченко Г.П.* Стратиграфическое положение вулканогенно-обломочных толщ бассейна р. Бартанг // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1973. N 4. С. 74—80.

29. *Кушлин Б.К.* Стратиграфия триасовых отложений Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1963. Вып. 1. С. 65—88.

3. *Левен Э.Я.* К вопросу о характере залегания пермских и триасовых отложений в пределах Центрального Памира // Докл. АН ТаджССР. 1962. Т. 5. N 3. С. 21—24.

31. *Левен Э.Я.* О Зорташкольском покрове и природе Ахбайтальской зоны разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. N 3. С. 101—104.

32. *Леонов М.Г.* Двигий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 199).

33. *Лукашов А.В.* Пластические деформации в земной коре // Тез. тектон. совещ. "Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии". М., 1983. С. 11—13.

34. *Марковский А.П.* О взаимоотношениях Памира и Тянь-Шаня // Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР (геологическая группа). М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 219—280.

35. *Наливкин Д.В.* Палеогеография Средней Азии // Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР (геологическая группа). М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 35—86.

36. *Пашков Б.Р.* О возрасте отложений зорабатской свиты в Центральном Памире // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1964. Вып. 2. С. 38—43.

37. *Пейве А.В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. N 5. С. 23—46.

38. *Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И.* Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // Гималайский и альпийский орогенез: Междунар. геол. конгр., XXII сессия: Докл. сов. геологов. Проблема II. М.: Недра, 1964. С. 156—172.

39. *Поспелов И.И.* Тектонические покровы Юго-Западного Дарваза и проблема Дробак-Рабатского краевого разлома // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, N 1. С. 168—172.

40. *Поспелов И.И., Сигачев С.П.* О ретрошарьяхах Памира // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, N 6. С. 678—683.

41. *Рамберг Х.* Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести при помощи центрифуги // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 70—88.

42. *Расцветаев Л.М., Щерба И.Г.* Структурно-стратиграфическая корреляция этапов накопления и деформации моласс (на примере юга Средней Азии) // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 111—132. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 340).

43. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Донш, 1976. 268 с.

44. *Руженцев С.В.* Тектонические покровы Музкольского хребта (Центральный Памир) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. N 3. С. 81—93.

45. *Руженцев С.В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 192).

46. *Руженцев С.В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 135 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 223).

47. *Руженцев С.В., Швольман В.А., Пашков Б.Р., Поспелов И.И.* Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора альпийского складчатого пояса // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 167—175.

48. *Сигачев С.П.* Явление макробудинажа и тектонического сшивания на Язгулемском хребте (Центральный Памир) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, N 4. С. 939—943.

49. *Таджидинов Х.С.* О согласном залегании известняков на складчатые образования верхнего триаса + средней юры в бассейне р. Бартанг // Докл. АН ТаджССР. 1963. Т. 6, N 9. С. 29—32.

50. *Таджидинов Х.С.* О возрасте бартангской вулканогенной формации (Западный Памир) // Докл. АН ТаджССР. 1964. Т. 7, N 2. С. 36—38.
51. *Тохтуев Г.В.* Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах // Киев: Наук. думка, 1972. 122 с.
52. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника // М.: Недра, 1973. 511 с.
53. *Швольман В.А.* Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах // М.: Наука, 1977. 160 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 302).
54. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир). Л.: Наука, 1981. 206 с.
55. *Юдин Г.Л.* Материалы по геологии долины р. Бартанг // Труды Памирской экспедиции. 1928 г. Л.: Изд-во АН СССР, 1931. Вып. 7. С. 89—106.
56. *Bravard Ch., Gidon M.* La structure du revers oriental du Massif du Pelvoux: observations et interprétations nouvelles // Géol. alp. 1979. N 55. P. 23—33.
57. *Gidon M.* A propos de l'éventail briannonnais // C.r. Somm. Soc. géol. Fr., 1962. N 1. P. 12—13.
58. *Tricart P.* Les r trocharriages dans les Alpes franco-italiennes:  volution des structures sur la transversale Embrunais-Quegras (Hautes Alpes ) // Sci. G ol. Bull., 1975. T. 28, N 3. P. 239—259.
59. *Vergely P.* Origine "vardarienne", chevauchement vers l'Ouest et r trocharriage vers l'Est des ophiolites de Mac donie (Gr ce) au cours du Jurassique sup rieur — Eoc c n  // C.r. Acad. sci. Paris, 1975. T. 280. P. 1063—1066.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие .....	3	
<i>Короновский Н.В., Гуцин А.И., Никитин М.Ю., Панина Л.В., Стафеев А.Н.</i>		
Геологическое развитие и становление современной структуры Терско-Каспийского передового прогиба .....	4	
Введение .....	4	
История геологического развития .....	4	
Геосинклинальный этап .....	5	
Квазиплатформенный этап .....	13	
Орогенный этап .....	22	
Образование современной структуры .....	28	
Заключение .....	33	
<i>Копп М.Л.</i> Использование особенностей поверхностного геологического строения и неотектоники для реконструкции поднадвиговой структуры Среднекуринской впадины (в связи с ее нефтегазоносностью) .....		36
Введение .....	36	
Характеристика поднадвиговой структуры .....	39	
Сопоставление поднадвиговой структуры с палеоструктурами кайнозоя .....	42	
Сопоставление поднадвиговой структуры с поверхностной складчато-надвиговой структурой .....	42	
Сопоставление поднадвиговой структуры с новейшей (позднечетвертичной) структурой .....	56	
Предполагаемая модель возникновения дисгармоничной структуры .....	61	
Прогноз поднадвиговой структуры участков, слабо изученных сейсморазведкой и бурением .....	66	
Заключение .....	70	
<i>Леонов М.Г.</i> Структурные ансамбли Южного Тянь-Шаня и геодинамические условия их образования .....		72
Введение .....	72	
Каракуль-Зиддинская зона .....	74	
Ганза-Чимтаргинский массив .....	79	
Зеравшанский хребет .....	83	
Туркестанский хребет .....	88	
Заключение .....	96	
<i>Леонов М.Г., Кожухарова Е.</i> Структурно-вещественные преобразования горных пород Южного Тянь-Шаня .....		100
Введение .....	100	
Распределение структурно-вещественных преобразований на мегауровне (в масштабе складчатой области) .....	102	
Распределение структурно-вещественных преобразований на макро- и микроуровне .....	103	
Ганза-Чимтаргинский массив .....	103	
Сугутский блок .....	113	
Заключение .....	117	

<b>Сизагов С.П. Структуры тектонического скучивания на Центральном Памире и механизм их образования (на примере альпийского покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта).....</b>	<b>123</b>
<b>Введение .....</b>	<b>123</b>
<b>Основные сведения о районе исследований .....</b>	<b>124</b>
<b>Краткий обзор геологического строения .....</b>	<b>125</b>
<b>Очерк стратиграфии .....</b>	<b>128</b>
<b>Тектонические структуры района Язгулемского хребта .....</b>	<b>136</b>
<b>Область полного разреза мезозойских и палеогеновых образований .....</b>	<b>142</b>
<b>Область сокращенного разреза мезозойских и палеогеновых образований .....</b>	<b>160</b>
<b>Зона сочленения областей с различным типом строения мезозойского разреза .....</b>	<b>184</b>
<b>Возможные причины надвигания недислоцированных покровов и генезис складчатости .....</b>	<b>195</b>
<b>Явление макробудинажа и субгоризонтального тектонического сшивания .....</b>	<b>196</b>
<b>Генезис складчатости .....</b>	<b>199</b>
<b>История формирования современной структуры покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта .....</b>	<b>205</b>
<b>Заключение .....</b>	<b>215</b>

## CONTENTS

Foreword .....	3
<i>Koronovsky N.V., Gushchin A.I., Nikitin M.Yu., Panina L.V., Stafeen A.N.</i> Development history and formation of the recent structure of the Terek—Caspian fordeep ...	4
Introduction .....	4
History of geological development .....	4
Geosynclinal stage .....	5
Quasiplatform stage .....	13
Orogenic stage .....	22
Formation of the recent structure .....	28
Conclusions .....	33
<i>Kopp M.L.</i> Features of surface geological structure and neotectonics used for the exploration of the underthrust structure of the Middle Kura basin (in view of its oil and gas potential) .....	36
Introduction .....	36
Underthrust structure characteristics .....	39
Correlation of underthrust structure and Cenozoic paleostructures .....	42
Correlation of underthrust structure and surface fold—nappe structure .....	42
Correlation of underthrust structure and recent (Late Quaternary) structure .....	56
Presumed model of origination of a disharmonious structure .....	61
Prognosis of the underthrust structure of areas poorly studied by seismic prospecting and boring .....	66
Conclusions .....	70
<i>Leonov M.G.</i> Structural ensembles of Southern Tien Shan and geodynamic conditions of their formation .....	72
Introduction .....	72
Karakul—Ziddy zone .....	74
Ganza—Chimtarga massif .....	79
Zeravshan ridge .....	83
Turkestan ridge .....	88
Conclusions .....	96
<i>Leonov M.G., Kozhukharova E.</i> Structural—material transformation of Southern Tien Shan rocks .....	100
Introduction .....	100
Distribution of structural and material transformations at the megalevel (on a scale of a fold area) .....	102
Distribution of structural and material transformations at the macro- and micro-level .....	103
Ganza—Chimtarga massif .....	103
Sugut block .....	113
Conclusions .....	117
<i>Sigachev S.P.</i> Structures of tectonic piling—up in Central Pamirs and the mechanism of their formation (on the example of the Yazgulem fold—nappe edifice) .....	123
Introduction .....	123
Basic information on the area of exploration .....	123
	221

<b>Main features of geological structure</b> .....	125
<b>Review of stratigraphy</b> .....	128
<b>Tectonic structures of the area of Yazgulem ridge</b> .....	136
<b>Area of complete sequence of Mesozoic and Paleogene formations</b> .....	142
<b>Area of reduced sequence of Mesozoic and Paleogene formations</b> .....	160
<b>Joint of areas with different type of Mesozoic sequence</b> .....	184
<b>Possible reasons for thrusting of non—deformed nappes and the genesis of folding</b> .....	195
<b>Phenomenon of macroboudinage and subhorizontal tectonic suture</b> .....	196
<b>Genesis of folding</b> .....	199
<b>History of formation of the modern structure of the Yazgulem fold—nappe edifice</b> .....	205
<b>Conclusions</b> .....	215

Научное издание

**ТЕКТОНИКА ОРОГЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ  
КАВКАЗА И СРЕДНЕЙ АЗИИ**

*Утверждено к печати  
Геологическим институтом АН СССР*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технический редактор *Г.И. Астахова*  
Корректор *Л.М. Сахарова*

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 47249

Подписано к печати 23.04.90. Т-01499  
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 14,0 + 0,7 вкл. Усл.кр.-отт. 15,0. Уч.-изд.л. 17,6  
Тираж 800 экз. Тип. зак. 146. Цена 3 р. 50 коп.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485  
Профсоюзная ул., д. 90

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

## **В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"**

**готовятся к печати книги:**

**Сдвиговые нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. 15 л.**

В книге рассмотрены общие вопросы сдвиговой тектоники, результаты лабораторного моделирования сдвиговых дислокаций, формы планетарного, регионального и локального проявлений сдвигов в литосфере. Указывается на исключительную роль этой тектоники в формировании и пространственном размещении различных типов месторождений твердых и жидких полезных ископаемых. Проблема имеет большое значение для геотектоники и практической геологии.

Для геологов, занимающихся научно-исследовательской и производственной деятельностью в области геотектоники и учения о полезных ископаемых.

**Геодинамика и развитие тектоносферы. 15 л.**

Книга написана ведущими учеными СССР в области геотектоники. Тематика — актуальнейшая проблема тектоносферы Земли в целом — континентов и океанов. Фундаментальные разработки, основанные на большом, в значительной степени новом, материале.

Для широкого круга геологов, тектонистов, морских геологов.

**Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"  
с указанием магазинов и отделов "Книга-почтой"**

**Магазины "Книга-почтой":**

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

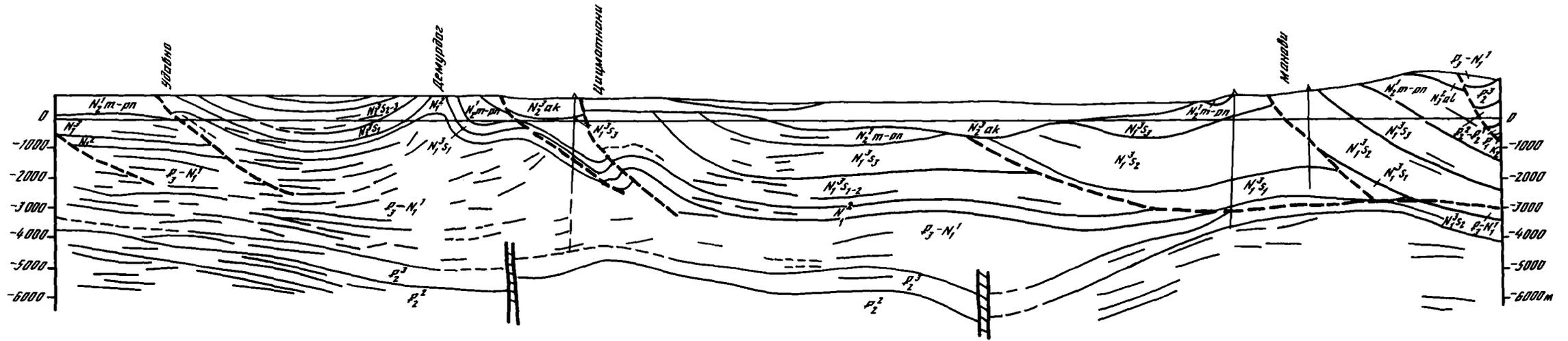


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез по линии Удабно—Манави (по материалам Д.И. Гирсашвили и др.)

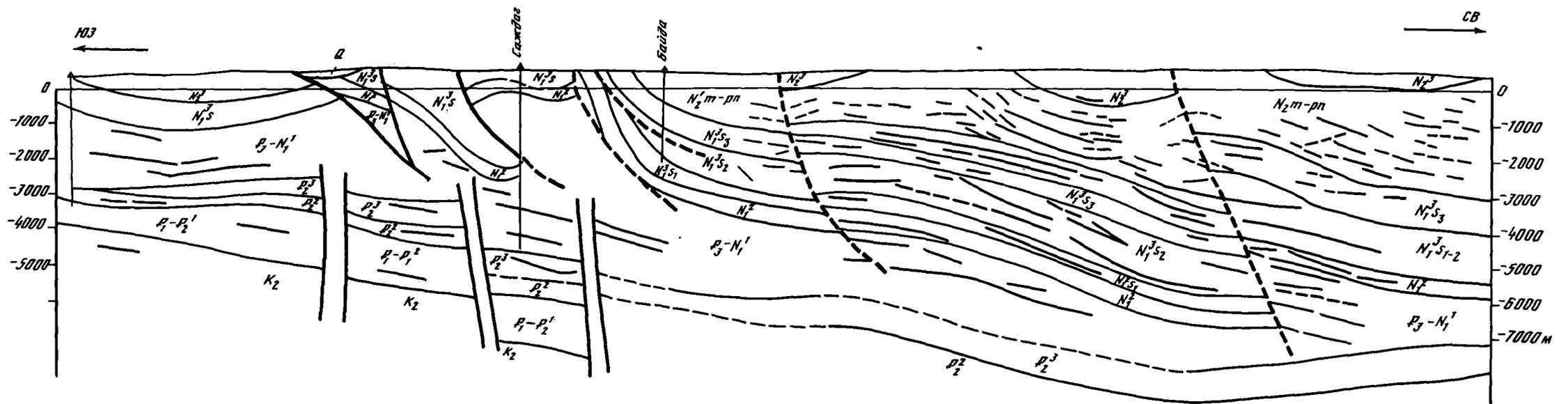


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по линии Саждаг—Ульяновка (по материалам Д.И. Гирсашвили и др.)