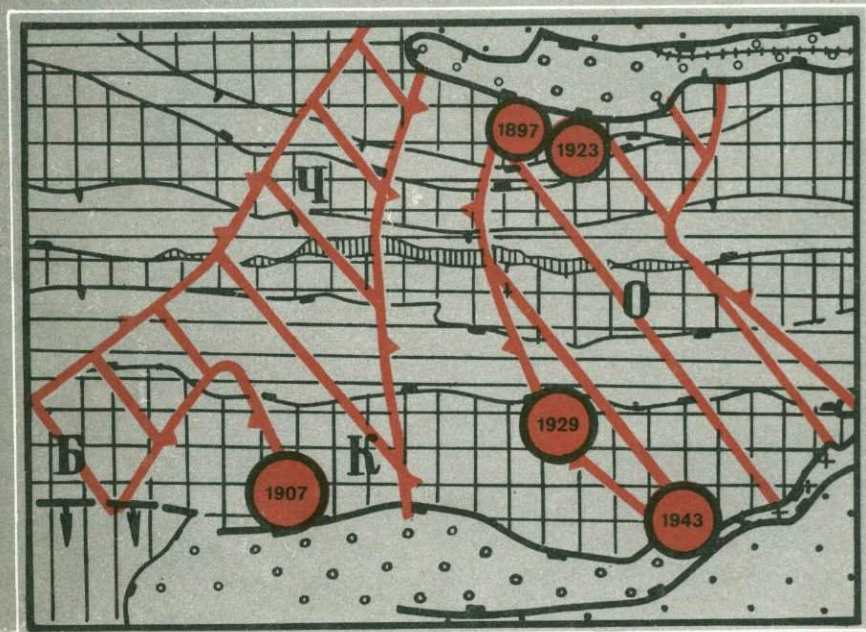


С. А. НЕСМЕЯНОВ, И. И. БАРХАТОВ

НОВЕЙШИЕ И СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО ГИССАРО-АЛАЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю. ШМИДА

ГОССТРОЙ СССР

ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ И НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ПО ИНЖЕНЕРНЫМ ИЗЫСКАНИЯМ В СТРОИТЕЛЬСТВЕ

551.24

С. А. НЕСМЕЯНОВ, И. И. БАРХАТОВ

НОВЕЙШИЕ
И СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИЕ
СТРУКТУРЫ
ЗАПАДНОГО
ГИССАРО-АЛАЯ

2564



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

Москва 1978

Новейшие и сейсмогенерирующие структуры Западного Гиссаро-Алая. Несмеянов С.А., Бархатов И.И. М., "Наука", 1978 г.

В монографии рассмотрена методика неотектонических исследований для выявления сейсмогенерирующих структур. Дана классификация тектонических структур на количественной основе с учетом их размеров, ориентировки и истории формирования. Детально охарактеризовано строение разномасштабных разрывных нарушений. Приводится описание поперечной тектонической зональности и методы ее выявления. Рассмотрена история формирования современного структурного плана и проявление в нем черт унаследованности и новообразования. Показано, что очаги разрушительных землетрясений связаны с главными дизъюнктивными узлами — участками пересечения шовных зон и наиболее активных поперечных поднятий древнего заложения.

Книга рассчитана на специалистов-геологов, занимающихся вопросами неотектоники и сейсмотектоники.

Табл. 6, ил. 32, библ. 187 назв.

Ответственный редактор М.В. РАЦ

Расширение строительства в высокосейсмичных областях обусловило значительное увеличение объемов сейсмического микрорайонирования. Детализация обзорного сейсмического районирования базируется на среднемасштабном картировании и классификации неотектонических структур. Такая классификация предусматривает в первую очередь выявление структур, ответственных за возникновение разрушительных землетрясений, — сейсмогенерирующих структур. Между тем методика подобного картирования и классификации не разработана. Поэтому лабораторией сейсмического микрорайонирования Производственного и научно-исследовательского института по инженерным изысканиям в строительстве (ПНИИИС) Госстроя СССР были осуществлены исследования по неоструктурному районированию одного из высокосейсмичных регионов Средней Азии — Западного Гиссаро-Алая. Работы проводились в 1971—1974 гг. С.А. Несмеяновым и И.И. Бархатовым. Кроме того, использованы материалы более ранних исследований С.А. Несмеянова, осуществлявшихся им в период работы в Музее землеведения МГУ.

Главы I, III, IV, VI—IX, введение и заключение написаны С.А. Несмеяновым, главы II и V — совместно обоими авторами.

В оформлении графики принимала участие Т.С. Бондарева, которой авторы приносят свою искреннюю признательность

Детализация обзорного сейсмического районирования предусматривает изучение связей между сейсмичностью и тектоническими структурами. Эти связи изучаются в двух направлениях: выявление сейсмогенерирующих структур и анализ структурно обусловленной неравномерности затухания сейсмических колебаний. На рассматриваемой территории второе направление не может быть проанализировано из-за отсутствия соответствующих сейсмологических наблюдений.

Как известно, сильные и разрушительные землетрясения связаны с разрядкой максимальных напряжений в литосфере. На участках такой разрядки происходят быстрые и контрастные новейшие и современные движения. Структурным выражением подобных движений часто являются новейшие разрывные нарушения. Разрывная природа дислокаций в очагах землетрясений указывает на генетическую связь землетрясений с разрывными нарушениями. Поэтому новейшие разрывные нарушения служат одним из главных объектов исследования при выявлении сейсмогенерирующих структур.

В ряде регионов уже давно выяснена связь землетрясений с дислокациями, не согласующимися с основным структурным планом. Предполагается, что наиболее сильные землетрясения приурочиваются к пересечениям сейсмогенерирующих структур основного и поперечного планов. Соответственно поперечные дислокации являются вторым элементом анализа сейсмогенерирующих структур.

При сейсмическом микрорайонировании рассматриваются участки, захватывающие очень мелкие тектонические элементы. Судя по размерам очагов разрушительных землетрясений, такие элементы не могут их генерировать. Следовательно, наиболее полное соотношение сейсмичности с тектоникой может быть выявлено при детальном сейсмическом районировании, осуществляемом в масштабах от 1 : 500 000 до 1 : 100 000.

Намечающаяся зависимость между размерами сейсмогенерирующих структур и очагов максимальных землетрясений обуславливает необходимость масштабной классификации тектонических форм, в первую очередь разрывных. Среди последних особое значение приобретает выявление шовных зон, т.е. поясов повышенной контрастности и дифференцированности покровных структур. Шовные зоны, как правило, разбиваются над крупными разрывными нарушениями глубокого проник-

новения, в том числе и над глубинными разломами, с которыми нередко отождествляются очаговые зоны.

Под покровными новейшими структурами подразумеваются деформации во всей толще новейших отложений и в синхронных им поверхностях выравнивания. В тех случаях, когда часть более древних отложений и поверхностей выравнивания дислоцирована подобно (в одном структурном плане) новейшим, они также включаются в покровные образования. Деформации всех их элементов могут использоваться для расшифровки новейших структур. Поэтому описанию новейших структур должно предшествовать рассмотрение основных этапов геологического развития изученной территории и выделение структурно-литологических этажей, подэтажей, комплексов и подкомплексов, слагающих эту территорию осадков.

В настоящее время новейшие движения и структуры изучаются преимущественно в масштабе от 1 : 5 000 000 до 1 : 500 000. Методика составления неотектонических карт разработана применительно к масштабам 1 : 5 000 000 и 1 : 2 500 000. В пределах крупных областей с различным режимом тектонического развития структурными изолиниями фиксируются амплитуды вертикальных новейших движений. За начало новейшего периода принимается граница палеогена и неогена (Николаев, 1960; Николаев, Шульц, 1961). Однако, как показали исследования последних лет, усиление интенсивности тектонических движений и связанное с ним формирование современного рельефа горных стран началось не одновременно. В Тянь-Шане, например, начало новейшего надпериода относится к олигоцену.

Методика составления более детальных карт не разработана. Вследствие этого легенды большинства из них принципиально аналогичны легендам карт мелкого масштаба. В частности, для большинства горных областей Средней Азии уже составлены карты суммарных амплитуд новейших движений в масштабе 1 : 500 000. Карты эти не всегда увязаны между собой. Кроме того, сконцентрированный на них материал не достаточен для детальной тектонической интерпретации распределения очагов землетрясений.

Укрупнение масштаба исследований открывает большие возможности для учета факторов, которые нельзя отразить на мелкомасштабных картах (Николаев, 1967). Для целей сейсмического районирования важно, например, показать время проявления структур в рельефе, древность и глубину их заложения; во впадинах важны соотношения погребенных и бескорневых приповерхностных структур и т.п. Необходима масштабная классификация структурных форм, а также их генетическое разделение. Особое значение приобретает выявление шовных зон и дислокаций поперечного структурного плана. Некоторый опыт такого картирования уже имеется (Несмеянов, 1971а).

Строение новейших структур, а также их соотношение с уровнем сейсмического фона и характер очаговых зон, очевидно, имеют региональную специфику. Предполагается, например, повышение сейсмического фона для регионов (структур), длительное время отличавшихся повышенной интенсивностью тектонических движений на этапах разви-

тия, предшествовавших новейшему (Петрушевский, 1955а). Такие регионы обладают более высокой степенью унаследованности древних структур.

В Тянь-Шане выделяется три типа горных сооружений (регионов) по преобладающей ориентировке структур и времени ее заложения. Регионы с северо-восточной ориентировкой приобрели ее в мезо-кайнозое или в конце палеозоя, регионы с широтной ориентировкой характеризовались ею в палеозое, а регионы, обладающие северо-западным простиранием главных структур, сохранили его с докембрия (Несмеянов, 19716).

В Тянь-Шане, который в палеозое был геосинклиналью, широко распространены горные системы субширотной ориентировки. Среди этих систем наиболее представительна Гиссаро-Алайская. Она отличается детальной изученностью как новейших, так и более древних структур и отложений. С юга она обрамляется крупнейшей Гиссаро-Кокшаальской зоной очагов землетрясений. Здесь расположены два полигона по изучению современных тектонических движений и сейсмическому микро-районированию — Гармский и Душанбинский.

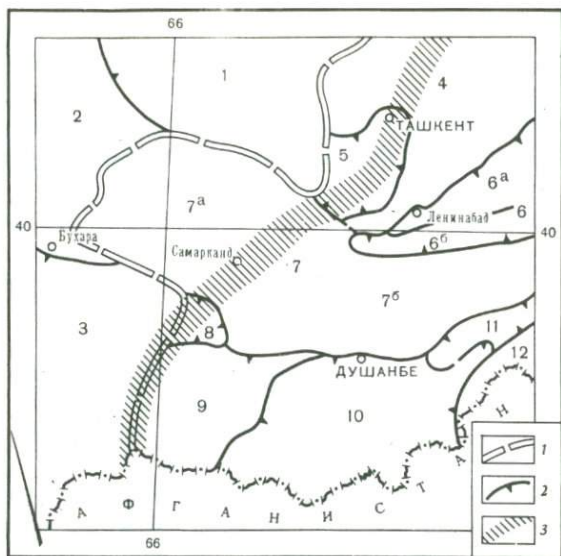
Задачей детального неоструктурного районирования, которому посвящена данная монография, является выделение региональных и крупнейших локальных структурных форм — дислокаций основного и поперечного структурных планов. Общепринятого деления структур на региональные и локальные не существует. Ниже региональными считаются крупные части горной области, соизмеримые с антиклинориями и синклинориями геосинклиналей и обычно получающие отражение в глубинных дислокациях. Блочные региональные структуры нередко разграничиваются разрывными нарушениями типа глубинных разломов. Более мелкие структуры рассматриваются как локальные. Они, как правило, не находят отражения в дислокациях подошвы земной коры и разграничиваются не столь глубокими разрывами. Масштабная принадлежность разрывных нарушений определяется рангом и классом блоковых или складчатых структур, которые они разделяют.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЗАПАДНОГО ГИССАРО-АЛАЯ И ГЛАВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ РАЗВИТЫХ ЗДЕСЬ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР

Описываемая территория является частью Нурата-Алайской горной системы, или структурной области, имеющей в целом субширотное простираение. По особенностям орографии и геологического строения она делится на две крупные части, или подобласти: западную, Нуратинскую и восточную, Гиссаро-Алайскую, Гиссаро-Алайская подобласть расположена между Байсун-Кугитагской системой поднятий, Афгано-Таджикской депрессией и Северным Памиром — на юге и Ферганской депрессией — на севере. Все эти регионы входят в состав Памиро-Тянь-Шаньского орогена. Нуратинская подобласть граничит с элементами Туранской плиты: на севере с Кызылкумской синеклизой, на юге — с Каракумской синеклизой, а на западе сопрягается с Центрально-Кызылкумской антеклизой (рис. 1).

Такое положение Нуратинской подобласти, характеризующейся меньшими по сравнению с Гиссаро-Алайской подобластью высотой горных сооружений и размахом новейших и более древних тектонических движений, послужило некоторым исследователям основанием считать ее частью Туранской плиты (Таль-Вирский, 1964; Вольвовский и др., 1966). Дополнительным свидетельством в пользу такого вывода считалось наличие глубинного разлома, проходящего по границе Нуратинской и Гиссаро-Алайской подобластей, а далее к северу и югу — вдоль границы орогена и плиты. Соответственно этот разлом повсеместно рассматривается как краевой по отношению к орогену и плите (Борисов, 1962; Резвой, 1965; Таль-Вирский, 1964 и др.). На Карте новейшей тектоники юга СССР, составленной под общей редакцией Л.П. Полкановой (1971), указанный разлом не выделяется, а Нуратинская подобласть отнесена к новой структурной категории — рахигенам (Кызылкумский рахиген).

Однако размах новейших движений, достигающий в Нуратинской подобласти 3—4 км, более характерен для орогенных областей. Кроме того, главные новейшие структуры Нуратинской подобласти служат непосредственным продолжением структур Гиссаро-Алая. Поэтому мы склоняемся к представлению о принадлежности ее Памиро-Алайскому орогену. Это представление еще раньше было отражено на карте новейшей тектоники СССР под редакцией Н.И. Николаева и С.С. Шульца (1959). Такое объединение подтверждается и тем, что обе подобласти в равной мере наследуют палеозойский структурный план.



Р и с. 1. Схема главных структурных элементов западной части Памиро-Тянь-Шаньского орогена

Границы: 1 — платформы и орогена, 2 — главных структурных областей; 3 — зона Западно-Тянь-Шаньского глубинного разлома; структурные элементы: Туранская плита (1 — Кызылкумская синеклиза, 2 — Центрально-Кызылкумская антеклиза, 3 — Каракумская синеклиза, 4–6 — Памиро-Тянь-Шаньский ороген (4 — Чаткало-Кураминское сводово-глыбовое поднятие, 5 — Ташкентский прогиб, 6 — Ферганская депрессия (зоны: 6а — Северная, 6б — Южная)), 7 — Нурата-Алайская горная система, или область (подобласти: 7а — Нуратинская, 7б — Гиссаро-Алайская), 8 — Кашкардарьинский прогиб, 9 — Байсун-Кугитангская складчато-глыбовая система поднятий, 10 — Афгано-Таджикская депрессия, 11 — Петровско-Заалайское складчатое поднятие, 12 — Памирское глыбовое поднятие

Гиссаро-Алайская подобласть по особенностям своего строения делится на две части; западную и восточную, граница между которыми проходит примерно по меридиану 70° в.д. (приблизительно по меридиану г. Новабада). Западная часть Гиссаро-Алая более широкая, до 150 км в поперечнике. Новейшие поднятия в ней разделены крупными впадинами, выполненными мезо-кайнозсем. Восточная часть более узкая (около 60 км) и хребты-поднятия в ней более высокие, а впадины представлены несколькими небольшими грабенами. Ориентировка главных новейших структур также различна. В Нуратинской подобласти преобладают структуры северо-западного и запад-северо-западного простирания, в Западном Гиссаро-Алае — широтного, а в Восточном Гиссаро-Алае — восток-северо-восточного.

Неодинаковая ориентировка орографических и неоструктурных элементов сопровождается различиями и в палеозойской структуре. В подтверждение достаточно обратиться к неоднородности верхнепалеозойского магматизма и металлогении (Абдуллаев, 1960; Борисов, 1962; Шмулевич и др., 1970; Гарьковец и др., 1970).

В Нуратау и Восточном Гиссаро-Алае повсеместно развиты массивы гранитоидов, практически отсутствующие в северной части Западного Гиссаро-Алая. Нуратинской подобласти свойствен более кислый магматизм. Оловянно-вольфрамовый Зирабулак-Каратюбинский рудный пояс сменяется в Гиссаро-Алайской подобласти мышьяково-вольфрамовым, а медно-редкометалльный рудный пояс Северного Нуратау в том же направлении сменяется сурьмяно-ртутным поясом. В Западном Гиссаро-Алае крупные гранитные батолиты сконцентрированы на юге, в районе Гиссарского хребта. Структуры этого района не прослеживаются ни в Нуратау, ни в Восточном Гиссаро-Алае (Кухтиков, 1968).

Ниже рассматривается новейшая структура Западного Гиссаро-Алая, т.е. региона, где преобладают широтные новейшие дислокации, существенно унаследованные от палеозойских.

Новейшая тектоника Гиссаро-Алая изучена хуже, чем в смежных Ферганской и Афгано-Таджикской депрессиях. Северная прибортовая часть описывалась при изучении Ферганской депрессии (Резвой, 1959; Рыжков, 1959; Несмеянов, 1971а), а южная — при изучении Афгано-Таджикской депрессии и Байсун-Кугитангской системы поднятий (Костенко, 1948; Бабаев, 1969, 1975; Лысков, 1966, 1969). Во внутренних частях Гиссаро-Алая лучше изучена Пенджикентская впадина и долина р. Зеравшан. На остальной территории описывались преимущественно оригинальные новейшие структуры. Карты новейшей тектоники, охватывающие Западный Гиссаро-Алай или значительные его части, построены Н.П. Костенко (1960б, 1961), А.А. Чистяковым (1958), Д.П. Резвым (1955) и др. Крупным итогом мелкомасштабного районирования явилась карта новейшей тектоники Таджикистана, составленная для этой территории в 1962 г. группой сотрудников Московского университета: С.Б. Ершовой, Л.Н. Мазуровой, С.А. Несмеяновым, В.П. Федоровым под научным руководством Н.П. Костенко. Материалы этих исследований обобщены в объяснительной записке к указанной карте, написанной О.К. Чедия и А.К. Трофимовым. Карту поверхности палеозойского основания Южного Тянь-Шаня и Северного Памира (1973) составила Н.В. Лукина.

В настоящее время наметился ряд направлений в изучении новейшей тектоники Гиссаро-Алая. Главными из них являются: 1) описание структурных форм, 2) выявление поперечных дислокаций, 3) изучение истории развития новейших структур.

Уже в 40-х годах А.В. Григорьев (1943) указал на широкое развитие в Гиссарском хребте складок, надвигов, сбросов, грабенов. Он правильно отметил единство структурного плана мезо-кайнозойских дислокаций, указал на существование двух систем впадин к северу и югу от Зеравшанского хребта и широтное поднятие Гиссарского хребта. По его мнению, завершающим этапом альпийского складкообразования явилось формирование надвигов, по которым произошло заклинивание среди палеозойских масс полос синклиналей мезо-кайнозойских осадков. Надвиги и складки представлялись ему синхронными образованиями, а более поздними — сбросы и сбросо-сдвиги. К местам сгущения сбросов он относит максимальную сейсмическую активность.

Представления А.В. Григорьева, которые основывались на результатах первых детальных геологических съемок, проведенных в 30-х годах, были в дальнейшем развиты и углублены. Особое внимание уделялось таким эффектным структурам, как надвиги (Недзвецкий, Тихонов, 1953; Виноградов, 1963; Винниченко, 1972) и грабены (Чедия, 1963). Постепенно выяснилось, что в Гиссаро-Алае, как и на смежных территориях, наблюдается сложная иерархия разрывных дислокаций, которая делится на две главные категории: собственно разрывы и шовные зоны (Несмеянов, 1970, 1971б, 1975; Несмеянов, Бархатов, 1975). К первой категории относятся преимущественно крутопадающие сбросы, взбросы, местами переходящие в надвиги; реже встречаются сдвиги. Эти дислокации принадлежат к рангу локальных структур. Только отдельные составные разрывные швы становятся соизмеримыми с региональными складчато-блоковыми структурами. Чаше серии сближенных локальных разрывов объединяются в разрывные пояса. Последние служат как бы переходным звеном к категории шовных зон.

К шовным зонам относятся пояса линейных структур, являющиеся приповерхностным отражением длительно развивающихся разломов глубокого заложения. Эти дислокации в основной своей массе принадлежат к рангу региональных и более крупных структур. Шовные зоны как линейные пояса сгущения складчатых и глыбовых своеобразно развивающихся структур принципиально отличаются от разрывов, т.е. крупных разрывных поверхностей (сместителей) со смещенными крыльями, вдоль плоскости которых местами развиваются зоны пород, подвергшихся дроблению и дислокационному метаморфизму. Однако крупные длительно развивающиеся разрывы могут перерасти в шовные зоны. В Западном Тянь-Шане ранее было выделено два типа шовных зон: шовно-блоковые и шовно-депресссионные. Для последних предложена масштабная классификация на зоны шовных депрессий, шовных прогибов и шовных впадин (Несмеянов, 1970, 1971б).

Формирование новейшей структуры Гиссаро-Алайской области рассмотрено в ряде работ Н.П. Костенко (1955, 1958, 1961, 1964). Оно трактуется как рост крупного сводообразного воздымания, на фоне которого образуются впадины и разделяющие их хребты-поднятия. Одновременно происходит наложение поперечных дислокаций, перестройка гидросети и перераспределение областей аккумуляции. Отражая соподчинение крупнейших структур, Н.П. Костенко выделяла мегаскладки I и II порядков с различным радиусом кривизны. К первому порядку относится вся Гиссаро-Алайская подобласть с радиусом кривизны 1000–1500 км, а ко второму порядку – впадины и хребты-поднятия с радиусом 10–40 км.

Вопрос о так называемых “поперечных” структурах имеет давнюю историю. Впервые меридиональные поднятия, поперечные к основным горным системам, еще в прошлом веке выделил в Средней Азии Н.А. Северцов (1879). И.В. Мушкетов (1906) объяснял различную ориентировку структур Западного Тянь-Шаня перекрещиванием разновозрастных складчатостей, т.е. переработкой палеозойских дислокаций в мезокайнозойе.

Позже поперечные поднятия выделяли на рассматриваемой территории многие исследователи (Чедия, 1957; Костенко, 1960а; Винниченко, 1964 и др.). Большую ее часть Б.А. Петрушевский (1961) включал в Индо-Памирскую меридиональную глубинную тектоническую зону докембрийского заложения, которая отдаленно напоминает хребет Болор, выделявшийся А. Гумбольдтом. Таким образом, были установлены: разномасштабность и длительность формирования поперечных структур.

Поперечные новейшие структуры различного типа — поднятия, впадины, флексурно-разрывные зоны и зоны дробления — рассматриваются Н.П. Костенко (1972) вместе с более древними поясами малых интрузий в качестве приповерхностных маркирующих элементов трансоргенных разломов глубокого заложения. Подобные разломы нередко выражены в рельефе линейно-вытянутыми орографическими понижениями, а в структуре — флексурно-разрывными границами разновысотных ступеней фундамента. С этими структурами связывается повышенная сейсмичность.

Л.И. Соловьева (1971) считает, что поперечные поднятия Восточного Гиссаро-Алая асимметричны. Их восточные борты ограничены флексурно-разрывными нарушениями, с которыми связана повышенная сейсмичность. Она предполагает, что поперечные поднятия являются зонами "максимального поперечного сжатия с северной ориентировкой движения масс" (1971, с. 17).

С.А. Несмеянов (1971а, б) показал на примере северного склона Гиссаро-Алая и Ферганской депрессии, что характер поперечных структур может меняться по простиранию. Например, развитие в областях воздымания полосы а) сближенных перемычек в продольных цепях впадин и б) поднятий в смежных грядах могут располагаться в областях прогибания на продолжении поперечных зон повышенной дифференцированности новейших движений, где наиболее высокие поднятия сопрягаются с более глубокими впадинами. О поперечных зонах повышенной деформации для палеозоя пишет Р.И. Павлов (1972).

О.К. Чедия (1964, 1972) разделил поперечные поднятия Гиссаро-Алая по их размерам и длительности формирования на глобальные, региональные и локальные. Эти поднятия он считает сейсмогенными.

Другим аспектом проблемы различно ориентированных структур явилась разработка высказанного еще И.В. Мушкетовым представления о перекрещивающихся структурных планах. По К.Н. Кравченко и Л.Н. Смирнову (1957), все разнообразие простираний Тянь-Шаньских структурно-орографических элементов является отражением "диагональной" и "косой" (по отношению к градусной сети) сеток глубинных разломов, определяющих конфигурацию поднятий и прогибов. Однако указанные авторы не анализируют ни вопроса о возрасте этих сеток, ни причины их возникновения.

Д.П. Резвой (1965) выделяет два разновозрастных структурных плана — "структурных направления". Более древние структуры имеют широтную и запад-северо-западную ориентировку и относятся к "Тянь-Шаньскому" направлению, а более молодые — северо-восточного про-

стирания — к “анти Тянь-Шаньскому”, заложение которого Д.П. Резвой связывает с возникновением ряда юрских прогибов.

С.А. Несмеянов (1971а, б, 1974) отметил взаимосвязь поперечных структур и перекрещивающихся структурных планов. Как уже было сказано выше, в Тянь-Шане выделяются регионы с различной ориентировкой и временем заложения главных структурных форм. Кроме того, в каждом регионе проявляются поднятия и прогибы поперечного структурного плана. Эти поперечные структуры могут быть двух видов: 1) унаследованными от структурного плана, более древнего, чем главные дислокации и 2) наложенными, т.е. более молодыми, чем структуры главного плана. Естественно, что последние возникают только в регионах, где структуры главного плана — унаследованные от палеозойского или более древних структурных планов. Именно таким регионом и является Гиссаро-Алай. Судя по ориентировке развитых здесь поперечных поднятий, одни из них — северо-восточного простирания — наложенные, а другие — субмеридиональные и северо-западного простирания — унаследованные. Примером новообразованного поперечного поднятия может служить Чимтаргинское, точнее, его Байсунская ветвь, представляющая собой соединительное звено между Чаткало-Кураминской и Байсунской горными системами северо-восточной ориентировки (Петрушевский, 1955б).

В Западном Тянь-Шане сейсмичность главных структурных областей зависит от продолжительности периода их повышенной тектонической подвижности, т.е. древности заложения такой области. Повышенной сейсмичностью отличаются пограничные зоны (зоны сочленения) тектонические разнородных областей, в частности шовные зоны. Внутри каждой структурной области наблюдается концентрация очагов вдоль поперечных структур, главным образом поднятий, связанных с “просвечиванием” дислокаций более древних структурных планов, т.е. дислокаций, обладающих тектонической подвижностью на протяжении длительного времени (Несмеянов, 1974).

Наличие в новейшей структуре пересекающихся разрывных нарушений, принадлежащих главному и поперечному структурным планам, вкупе с имеющим давнюю историю представлением о разрывной природе очаговых зон, позволило В.М. Рейману высказать идею о дизъюнктивных узлах как структурах, продуцирующих наиболее крупные очаги землетрясений (Бунз, Рейман, 1960; Гельфанд и др., 1972).

Из изложенного выше ясно, что, несмотря на успехи, достигнутые в расшифровке новейшей структуры, детальность ее описания не достаточна. Кроме того, как уже было сказано во введении, при классификации структурных форм для целей сейсмического районирования важным критерием является возраст (т.е. время их заложения). Эта проблема обычно не затрагивалась предыдущими исследователями. Не рассматривался ими и вопрос о степени унаследованности новейшими структурами более древних.

Таким образом, актуальной задачей неоструктурного районирования является классификация структурных форм с учетом их соподчинения, морфологии и времени заложения. В аспекте выделения сейсмогенери-

рующих структур особого внимания заслуживают разрывные дислокации и поперечные поднятия.

При характеристике особенностей тектонического строения региона необходимо отражать не только морфологию структур, но и соотношение комплексов пород, слагающих эти структуры. Это облегчит понимание как специфики дислокаций, так и истории их формирования, в том числе вопроса об унаследованности развития. Кроме того, классификация структурных форм должна быть, по возможности, количественной. Это достигается не только установлением масштабного соподчинения дислокаций, но и привлечением количественных оценок других элементов их морфологии.

СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОСАДКОВ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

В пределах Западного Гиссаро-Алая, так же как и на смежных территориях, четко различаются два структурных этажа, которые сложены осадками, различными по составу, степени дислоцированности и метаморфизма. Дислокации этих структурных этажей отвечают самостоятельным структурным планам.

Нижний структурный этаж сложен породами докембрия и палеозоя и отвечает геосинклинальному этапу развития территории. Эти образования смяты в узкие, часто линейные складки, осложненные разрывами. На отдельных участках развиты чешуйчатые дислокации. Характерен обычный для геосинклинальных областей магматизм.

Верхний, мезо-кайнозойский структурный этаж отличается меньшими мощностями метаморфически не измененных толщ и более слабой их дислоцированностью. Несмотря на отчетливо выраженную стабильность развития главных структур в течение всего мезо-кайнозоя, этот этап геологического развития четко разделяется на две части. Первая часть охватывает мезозой (начиная с конца триаса), палеоцен и эоцен и характеризуется строением толщ и дислокаций, близким к платформенному. Вторая часть — олигоцен-антропогеновая — отвечает орогенному этапу развития, когда формировался современный горный рельеф, а межгорные впадины выполнялись молассами. Соответственно мезо-кайнозойский структурный этаж разделяется на два подэтажа: субплатформенный и орогенный.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

На многочисленных схемах структурно-фациального районирования Гиссаро-Алая выделяется ряд узких (15–30 км в поперечнике) и весьма протяженных (часто на сотни километров) субширотных зон. Последние разделяются краевыми или предположительно глубинными разломами (Пейве, 1938; Попов, 1938; Зубцов, 1956; Сеницын, 1957; Виноградов и др., 1958; Вонгаз, 1958; Огнев, 1959; Королев, 1961; Крестников, 1962; Кухтиков, 1964б, 1968; Макарычев, 1970). Судя по размерам этих зон, палеозойская дифференцированность Гиссаро-Алая была обычной для геосинклинальных областей. Об этом же свидетельствуют строение разреза и интенсивность тектонических движений, оцениваемые, как по мощностям осадков, так и по характеру их дислоци-

рованности. Следует отметить, что палеозойские тектонические дислокации плохо поддаются расшифровке. Вследствие этого наряду с широким признанием присутствия сложных, часто изоклиналиных складок существует представление о довольно простом строении самих структурно-фациальных зон. Так, М.М. Кухтиков (1968) рассматривает каждую из них как моноклираль, или "моноклиральную пластину". Общую же структуру Гиссаро-Алая он рисует в виде системы перекошенных блоков, разделенных вертикальными разрывными плоскостями. Подобная трактовка слишком упрощенна и не охватывает ряда очевидных, более сложных дислокаций.

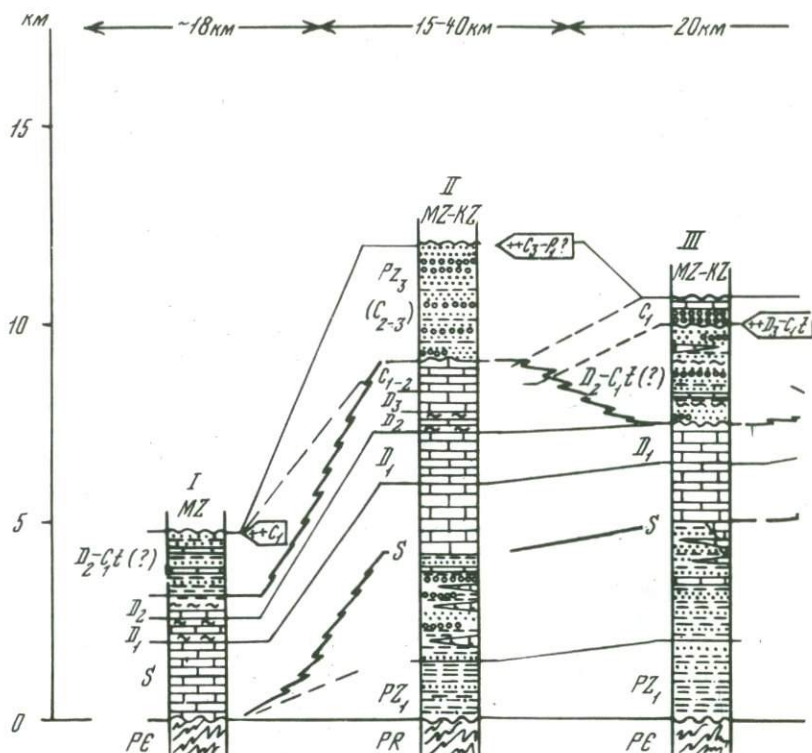
В последнее время все чаще отмечается развитие чешуйчатых структур, например, в Алайском и Туркестанском хребтах и в Тамдытау (Поршняков, 1962, 1973; Буртман, 1968, 1973; Замалетдинов и др., 1968; Сабдюшев, Усманов, 1971). Они фиксируются последними геологическими съемками в Зеравшанском хребте (бассейн р. Шинг) и в других местах. В целом можно констатировать, что хотя детали тектонической структуры палеозоя расшифрованы явно недостаточно, однако интенсивность дислокаций отвечает уровню, свойственному геосинклинальным областям. Вряд ли, однако, можно считать доказанными крайние точки зрения Г.С. Поршнякова и В.С. Буртмана о широком развитии покровов и шарьяжей. Они, естественно, подверглись критике (Резвой, 1969а, б; Проблемы тектоники и ..., 1973).

Различия в представлениях о структурно-фациальном районировании палеозоя не кардинальны. Разрезы зон действительно различны. Однако постоянно происходит уточнение возраста отдельных свит и границ структурно-фациальных зон. Это сильно осложняет детальное рассмотрение палеозойского разреза. Здесь достаточно проследить главные черты истории формирования этой области в наиболее детально изученном меридиональном сечении вдоль дороги Душанбе—Шахристан, опираясь на материалы М.М. Кухтикова (1963, 1968, 1972)¹.

Сопоставление стратиграфических колонок разных структурно-фациальных зон показывает, что общая схема палеозойского разреза проста и отвечает одному тектоническому циклу (Несмеянов, 1971а). Нижняя его часть, охватывающая нижний палеозой и обычно значительную часть силура, сложена преимущественно разнообразными терригенными отложениями с небольшим количеством известняков, реже — кремнистых пород и основных эффузивов и соответствует нижней терригенной макроформации (или формационной группе). Средняя часть — главным образом девон и нижний карбон — карбонатные, реже кремнистые породы хемогенно-карбонатной макроформации. Верхняя часть (карбон) — терригенные породы, местами флишеидные и с прослоями известняков — относится к верхней терригенной (молассовой) макроформации (рис. 2).

Из того же сопоставления хорошо видно, что формационные границы далеко не всегда являются стратифицированными при переходе из одной структурно-фациальной зоны в другую. Так, хемогенно-

¹ Здесь не рассматриваются опорные разрезы Мечетлинской и более южных зон.



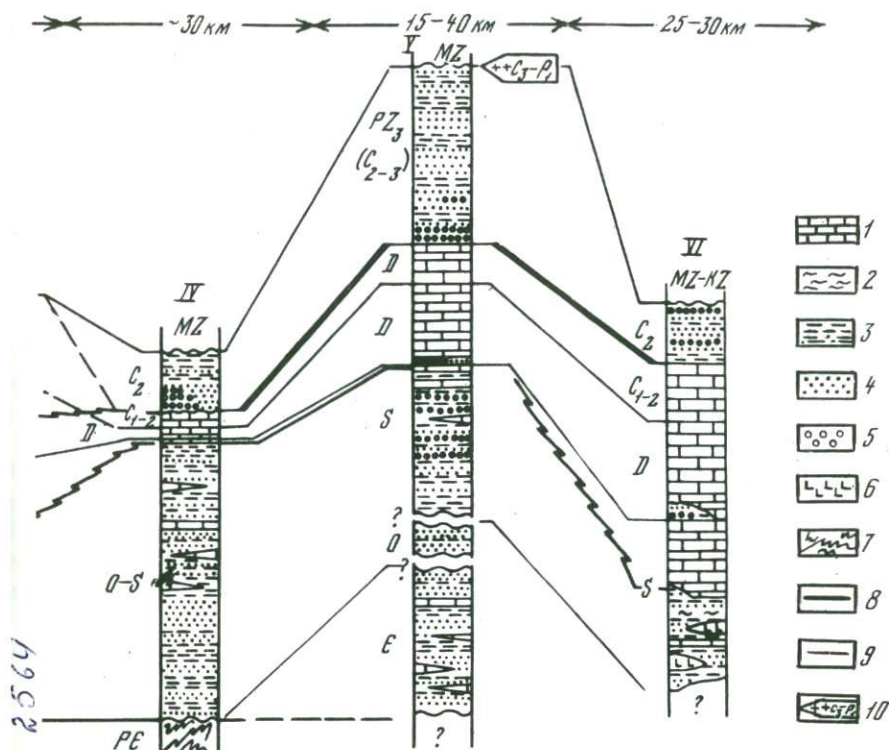
Р и с. 2. Сопоставление разрезов палеозойских отложений главных структурно-фациальных зон Гиссаро-Алая в пересечении Душанбе – Шахристан (по материалам М.М. Кухтикова 1963–1968 гг.)

Структурно-фациальные зоны: I – Османалинская, II – Центрально-Гиссарская, III – Ягнобская, IV – Зеравшано-Туркестанская, V – Курганакская (Сур-

карбонатная макроформация на юге области имеет силурийский и нижне-девонский возраст, а в центральной и северной ее частях, за исключением Ягнобской зоны и в меньшей степени зоны Высоких предгорий Алая, — преимущественно девонско-нижне-среднекаменноугольный. Соответственно меняются возрастные рубежи выше- и нижележащей терригенных макроформаций. Последние также, по-видимому, являются одновременными в разных структурно-фациальных зонах. В самом грубом плане наблюдается некоторое омоложение формаций с юга на север (рис. 3, А).

Много интересного дает анализ распределения мощностей макроформаций вкрест простирания Гиссаро-Алайской области (рис. 3, Б).

Так, мощности нижней терригенной макроформации фиксируют образование на месте Гиссаро-Алая единого трогообразного прогиба. Характеризуя его, М.М. Кухтиков (1963, с. 232) пишет: "Гиссаро-Алайский геосинклиальный прогиб закладывается в раннем палеозое на метаморфизованном докембрийском основании. К концу силурийского

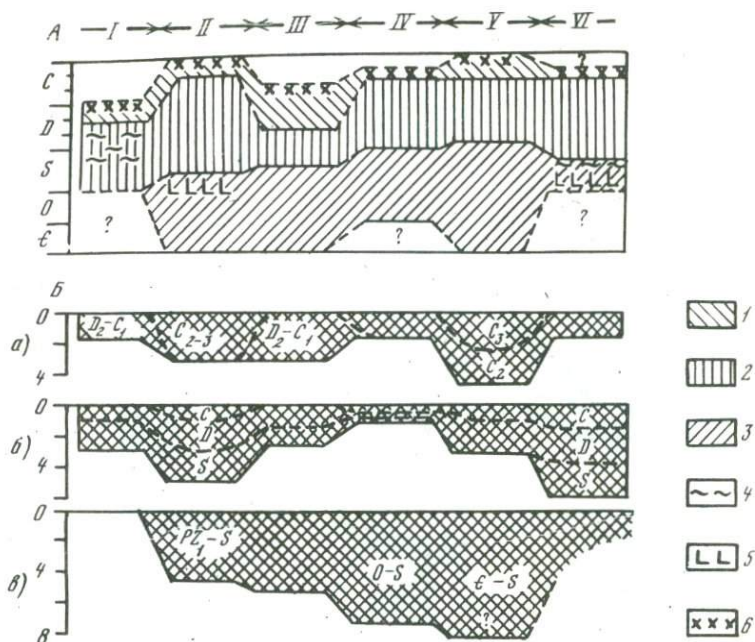


меташская), VI — Высоких предгорий Алая; 1 — известняки; 2 — кремнистые породы; 3 — аргиллиты и алевроиты; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — вулканогенные породы; 7 — метаморфические породы; сопоставительные линии: 8 — формационные, 9 — стратиграфические; 10 — возраст гранитоидов

периода в осевой части прогиба накапливается толща огромной мощности терригенных, карбонатных и вулканогенных осадков. Осадконакопление происходило в условиях теплого морского мелководья, судя по характеру развитых фаций и ископаемых организмов (обильные кораллы, брахиоподы и граптолиты)". Вполне возможно, что борта данного прогиба с самого начала контролировались крупными разрывными нарушениями. В пользу такого предположения свидетельствует приуроченность к этим районам вулканических излияний и кремнистых пород.

Мощности хемогенно-карбонатной макроформации показывают, что первоначально единый прогиб распадается на два. Разделяющее их относительное поднятие приходится на присевую зону нижнепалеозойского прогиба. При этом наиболее молодые члены формации занимают центральные части указанных прогибов.

Мощности верхней терригенной (молассовой) макроформации свидетельствуют о еще большей дифференциации территории. Южный прогиб вначале (D_2-C_1) разбивается на два более узких, однако позднее



Р и с. 3. Анализ палеозойских тектонических движений Гиссаро-Алая в пересечении Душанбе — Шахристан

А. Возраст основных формаций (формационных групп) и фаз складчатости. Формации: 1 — верхняя терригенная (молассовая), 2 — хемогенно-карбонатная, 3 — нижняя терригенная; 4 — кремнистые породы; 5 — основные эффузивы; 6 — фазы складчатости

Б. Соотношение мощностей основных формаций
 а — верхняя терригенная (молассовая) формация, б — хемогенно-карбонатная формация, в — нижняя терригенная формация.
 Остальные условные обозначения см. на рис. 2

(C_{2-3}) на месте вновь образовавшегося осевого поднятия закладывает глубокий прогиб. Северный прогиб развивается в общем унаследованно, но ось его несколько смещается к югу, а южный борт охватывает и всю область первоначального приосевого поднятия.

Таким образом, анализ распределения мощностей макроформаций подтверждает наличие в Гиссаро-Алайской области явлений инверсии как первоначального трога, в котором накапливалась нижняя терригенная формация, так и более мелких и поздних прогибов в южной части области, заполнявшихся осадками хемогенно-карбонатной и особенно верхней терригенной (молассовой) макроформации.

В последнее время Д.П. Резвой (1972) рассматривает позднепалеозойские прогибы Гиссаро-Алая в качестве шовных структур, развивавшихся в зонах крупнейших глубинных разломов. Это в определенной мере перекликается с высказанным С.А. Несмеяновым (1970) представлением о шовной природе молассовых прогибов, развивающихся в орогенетическую эпоху — шовно-депресссионные зоны.

Фазы складчатых движений и интрузивной деятельности в разных зонах, по данным М.М. Кухтикова (1963), также приурочиваются к различным стратиграфическим интервалам. В распределении их, как и в распределении возрастных интервалов накопления основных формаций, за некоторыми исключениями, четко прослеживается общая закономерность, сводящаяся к омоложению эпох складчатости и интрузивной деятельности при движении к северу.

По характеру интрузивного магматизма Х.М. Абдуллаев (1960) разделяет Гиссаро-Алай на две подобласти (зоны): Туркестано-Алайскую, охватывающую большую часть его, и Гиссарскую, отвечающую Гиссарской зоне новейших поднятий.

Туркестано-Алайская подобласть соответствует ряду палеозойских структурно-фациальных зон: 1) Карачатырской, 2) Высоких предгорий Алая, 3) Курганакской, 4) Зеравшано-Туркестанской, 5) Ягнобской и частично 6) Барзанги-Шумкарской и 7) Центрально-Гиссарской. Магматические образования слагают здесь разрозненные и сравнительно небольшие по площади тела. Добатолитовый этап охватывает интервал времени от кембрия до среднего карбона включительно. К нему относятся образование офиолитового пояса Южной Ферганы и медно-магнетитовое рудообразование. К батолитовому этапу относятся верхнекаменноугольные интрузии разного состава — от диоритов до аляскитовых гранитов и рудопроявления вольфрама, молибдена, мышьяка и других, а также редких металлов в грейзенах и пегматитах. В верхнем палеозое сформировались послеплатовые интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов, флюоритовое, полиметаллическое и сурьмянортутное оруденение.

Гиссарская подобласть охватывает территории: 1) Гарм-Хайтской, 2) юго-восточной части Центрально-Гиссарской, 3) Османталинской, 4) Мечетлинской и северных частей: 5) Сурхантауской, 6) Байсун-Кштутской и 7) Бешнауской структурно-фациальных зон². Магматические образования слагают большую часть территории подобласти. К добатолитовому этапу ($D-C_1$) относится образование мелких интрузий гранитов и колчеданных рудопроявлений. Батолитовый этап (C_{2-3}) характеризуется формированием крупных многофазных интрузий гранитоидов, внедрением небольших тел основных и ультраосновных пород и образованием скарновых, пегматитовых, грейзеновых и гидротермальных месторождений; послеплатовый этап (P) — внедрением малых гранитоидных и щелочных интрузий основного состава, а также полиметаллическим, баритово-флюоритовым и ртутно-сурьмяным оруденением.

Особенности магматизма, строения разреза, распределения мощностей и фаций и характер дислоцированности палеозойских отложений Гиссар-

² Следует отметить, что расположение палеозойских структурно-фациальных зон в пределах современных Байсун-Кугитангской системы поднятий и юго-западной части Гиссарского хребта трактуется не одинаково. Так, на месте Сурхантауской, Байсун-Кштутской и Бешнауской зон, имеющих, по М.М. Кухтикову (1963), северо-восточное простирание, Л.Б. Вонгаз (1970) рисует ряд широтных структурно-фациальных зон: Гиссарскую, Предгиссарскую, Кургантюбинско-Байсунскую и Предамударинскую. Последняя трактовка подтверждается современными данными по магнитному полю (Белеловский, 1964; Вонгаз, Коган, 1964; Таль-Вирский, 1964).

ро-Алайской подобласти со всей очевидностью свидетельствуют о существовании здесь геосинклинального режима. Весьма незначительное развитие вулканогенных пород позволяет считать эту территорию миогеосинклиналью. Таким образом, можно констатировать, что Гиссаро-Алайская подобласть в палеозое представляла собой миогеосинклиналь с растянутым циклом развития, отвечающим периоду формирования двух планетарных циклов — каледонского и герцинского (Несмеянов, 1962, 1971а, б).

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Строение разреза мезо-кайнозойского структурного этажа свидетельствует о принадлежности его к единому формационному циклу, в котором к нижней терригенной макроформации относятся толщи верхов триаса, юры и нижнего мела; к существенно карбонатной макроформации — толщи верхнего мела, палеоцена и эоцена, а к верхней терригенной макроформации (молассовой) — толщи олигоцена, неогена и антропогена. Первые две макроформации отвечают субплатформенному периоду развития, а третья — орогенному новейшему периоду³.

Трактовка режима геотектонического развития Южного Тянь-Шаня в мезо-кайнозой не однозначна. Значительная часть исследователей считает мезозой-эоценовый этап платформенным, а олигоцен-антропогеновый — орогенным. Учитывая неизменно значительную контрастность тектонических движений, В.В. Белоусов (1964) считает, что на рассматриваемой территории с самого начала альпийского цикла существовал парагеосинклинальный режим, а с олигоцена она испытывала тектоническую активизацию. Фактический материал подтверждает мнение В.В. Белоусова. Правда, не все исследователи согласны с выделением особого, орогенного режима тектонического развития. Например, Б.А. Петрушевский (1955б) считает, что в новейшем периоде (P_3-Q) Тянь-Шань вновь вступил в геосинклинальную стадию развития. В то же время единство формационного ряда мезо-кайнозойских отложений свидетельствует о том, что режим тектонического развития данной территории следует оценивать для всего этого отрезка времени. При таком подходе он должен рассматриваться как промежуточный между геосинклинальным и платформенным. Применительно к Западному Тянь-Шаню подобный режим С.А. Несмеянов (1962) называет, вслед за В.В. Белоусовым, парагеосинклинальным, а С.А. Захаров предлагает для него новый термин — тергальный (Захаров и др., 1964).

В соответствии со сказанным очевидна необходимость, во-первых, объединения в самостоятельный структурный этаж всех мезо-кайнозойских отложений, а во-вторых, разделения этого этажа на два подэтажа. Нижний подэтаж охватывает осадки нижней терригенной и существенно карбонатной (или терригенно-карбонатной) макроформации, накопи-

³ Для столь крупных этапов термин "период" применяется условно; целесообразнее использовать термин "надпериод", но он еще не получил широкого распространения.

вавшихся в условиях малой (субплатформенной) тектонической подвижности. Верхнему подэтажу отвечает молассовая макроформация, отлагавшаяся в условиях интенсивных (субгеосинклинальных) тектонических движений и орогенеза.

Субплатформенный подэтаж ($MZ-P_2$)

Субплатформенный подэтаж делится на два структурно-литологических комплекса осадков. Нижний комплекс отвечает терригенной макроформации (T_3-K_1), а верхний — терригенно-карбонатной макроформации (K_2-P_2). Эти комплексы по литологическому составу разделяются на подкомплексы.

Нижний терригенный структурно-литологический комплекс (T_3-K_1)

Накопление терригенного комплекса происходило в условиях некоторой активизации тектонических движений, произошедшей после длительного периода пенепленизации территории в конце верхнего палеозоя и начале триаса. Эта активизация привела к зарождению ряда прогибов и поднятий современного структурного плана.

Нижний терригенный структурно-литологический комплекс делится на два подкомплекса (формации): 1) нижний пестроцветный угленосный (T_3-J) и 2) верхний красноцветный (K_1). Следует отметить, что во впадинах Гиссаро-Алая разрез комплекса сокращен. В нижнем подкомплексе часто отсутствуют верхнетриасовые отложения, а в других разрезах они маломощны или присутствие их оспаривается (Овчинников, 1959; Станкевич, 1964; Троицкий, Кочнев, 1964). В ряде впадин, по-видимому, отсутствуют нижнемеловые отложения.

На первом этапе, отвечающем отложению нижнего подкомплекса, к югу от Гиссаро-Алая происходило интенсивное терригенно-карбонатно-галогенное осадконакопление, а к северу от него располагались плоская денудационная равнина. В пределах Гиссаро-Алая формировался низко-среднегорный рельеф. "Резкая дифференцированность разрезов свидетельствует о чрезвычайной подвижности и расчлененности" этой области (Троицкий, Кочнев, 1964, с. 171). Западный Гиссаро-Алай в это время разделялся на три района: 1) район низких поднятий, соответствующий Гиссарскому хребту; 2) район более высоких поднятий, охватывающий Туркестанский хребет, и 3) промежуточный между указанными — район прогибов "в тектонически активных интенсивно дифференциально подвижных" территориях (Станкевич, 1964, с. 148), включающий Пенджикентскую, Захматабадскую, Магианскую, Куль-Тавасангскую, Ягнобскую, Зиддинскую впадины, зоны впадин к югу от верховьев Зеравшана, Зеравшанский хребет и другие возвышенности, разделяющие указанные впадины.

Следует отметить существенную неоднородность юрского развития Нурата-Алайской системы. В то время как Нуратинская часть представляла собой область стабильных воздыманий, осевая часть Западного Гиссаро-Алая испытывала тенденцию к дифференцированному погруже-

нию (Станкевич, 1964, с. 152). На востоке Гиссаро-Алая также преобладали воздымания. Таким образом, наметившаяся в палеозое поперечная зональность Нурата-Алайской системы сохранилась и в мезозое.

Нижний пестроцветный угленосный подкомплекс континентальных отложений ($T_3 - J$) имеет трехчленное строение. Нижняя и верхняя части разреза подкомплекса пестро-красноцветные, более грубые по составу. Они сложены переслаивающимися конгломератами, песчаниками и аргиллитами. Средняя часть представлена сероцветными песчаниками, алевролитами с прослоями углистых сланцев и угля, из которых в районе Ягнобской и Захматабадской впадин известны лейасовые растения (Брик, 1959). Максимальные мощности подкомплекса по впадинам распределены следующим образом: Ягнобская — 800 м, Пенджикентская (Кштут-Зауранская синклиналь) — более 400 м, Магианская, — более 200 м, Захматабадская (р. Засун) — 100 м. Эти мощности меньше тех, которые характерны для смежных депрессий. На юге Ферганской впадины, на севере Афгано-Таджикской депрессии, и в Байсун-Кугитангской системе поднятий они достигают 1000 м (Петрушевский, 1955б, Захаров, 1958).

Верхний красноцветный подкомплекс терригенных континентально-морских отложений нижнего мела (K_1) четко отделяется от нижнего подкомплекса. Как пишет Ю.В. Станкевич (1964, с. 150), "в районе Зеравшанского, Туркестанского и Алайского хребтов и на некоторых других участках в конце юрского и начале мелового периода в процесс воздымания вовлекаются окраины областей аккумуляции, что приводит к размыву ранее сформированных отложений и появлению угловых несогласий между юрскими и меловыми образованиями". Как уже было отмечено выше, воздымания были настолько продолжительными, что нижнемеловые осадки во многих разрезах вообще отсутствуют, а в наиболее прогнутых впадинах их мощности сокращены. Например, в Ягнобской впадине мощность нижнемеловых отложений достигает 400 м, а в Зиддинской впадине — 200 м. Выделяются отложения неокомского, аптского и альбского ярусов. Предполагается отсутствие нижнемеловых отложений на востоке Пенджикентской, в Захматабадской и Магианской впадинах (Бобкова, 1959). На севере Афгано-Таджикской депрессии и Байсун-Кугитангской системы поднятий их мощность достигает 700 м (Захаров, 1958). В бассейне р. Зеравшан и в Южной Фергане эта толща включает и сеноманские отложения. Суммарная их мощность в Южной Фергане (р. Исфара) достигает 150 м (Резвой, 1959, с. 205).

*Верхний терригенно-карбонатный
структурно-литологический комплекс
преимущественно морских отложений ($K_2 - P_2$)*

Накопление верхнего комплекса отвечает максимальному развитию морских бассейнов по периферии Нурата-Алайской системы поднятий. В это время формируется крупный, но неглубокий прогиб на месте Ферганской депрессии. Море со всех сторон ингрессировало в пределы Нурата-Алайской системы островных возвышенностей. В Западном Гиссаро-Алае оно заливало южную часть Гиссарского хребта, распростра-

нялось в виде сложной системы заливов по унаследованной от предыдущего этапа области сложно дифференцированных прогибаний между Гиссарским и Туркестанским хребтами. На северном склоне Туркестанского хребта заложилась Санзар-Угукская зона впадин, куда море проникало с запада, севера и востока⁴. Таким образом, в мелу и эоцене наместились все основные современные структурные зоны. Наименее четко обозначилась зона поднятий в западной части Зеравшанского хребта.

Судя по преобладанию тонкозернистых разностей среди терригенных пород, существенного роста возвышенностей в пределах Гиссаро-Алая не происходило. Ослабление дифференциации тектонических движений фиксируется и в мощностях отложений. Максимальная мощность осадков комплекса достигает на юго-востоке Пенджикентской впадины 700 м. Следовательно, верхнемеловое и палеоцен-эоценовое время — интервал довольно спокойных тектонических движений, режим которых наиболее приближается к платформенному.

В разрезе комплекса выделяется три подкомплекса, из которых нижний и верхний карбонатно-терригенные, а средний терригенно-карбонатный. Соответственно именно середина эпохи накопления комплекса (т.е. P_{1-2}) отличалась наиболее спокойным режимом тектонических движений.

Этот комплекс распространен шире, чем нижний, и ложится на него с разрывом и несогласием. Разрывом были уничтожены осадки нижнего комплекса на сводах позднеюрских поднятий (например, у кишл. Дардар) и на поднятых по разрывам блоках (например, к югу от устья Искандердарьи). В бортах впадин вследствие краевых несогласий верхнемеловые отложения часто залегают непосредственно на палеозое.

Нижний карбонатно-терригенный подкомплекс преимущественно морских пестроцветных отложений (K_2) имеет следующее строение:

	Мощность, м
1) Сеноманский ярус — красно-бурые конгломераты, песчаники, темно-зеленые глины	50—200
2) Туронский ярус — глины полосчатые, красные, бурые, зеленые, песчаники заглипсованные	50—230
3) Сеноманский (и датский?) ярус — желтоватые известняки, песчаники, пестроцветные глины, гипсы	50—150

Мощность (в м) подкомплекса меняется при движении вверх по долине Зеравшана следующим образом: Кштут-Зауранская синклинали — 550, р. Риват — 400, р. Крут — 170, кишл. Похут — несколько десятков метров. В Магианской впадине она достигает 450, в Ягнобской — 600, а в Зиддинской — 250. Близкие мощности (350—800) этот подкомплекс имеет в Фергане. Напротив, в Кашкадарьинской и на севере Афгано-Таджикской депрессий и в Байсун-Кугитанских горах они существенно выше: 1000—1500.

Средний терригенно-карбонатный подкомплекс морских сероцветных отложений (P_{1-2}) имеет двучленное строение:

1) Акджарские и бухарские слои — гипсоносные карбонатные отложения. В акджарских слоях вверх по Зеравшану терригенные породы замещают

⁴ Восточная часть этой зоны впадин на территории Восточного Гиссаро-Алая заложилась еще в юрском периоде (Станкевич, 1964).

развитые западнее гипсы, ангидриты, известняки и доломиты; к востоку от пос. Айни развиты алевролиты и песчаники; 20–100 м. Бухарские слою сложены известняками, доломитами, мергелями мощностью 5–25 м.

2) Сузакские и алайские слою — терригенно-карбонатные отложения. Сузакские слою представлены карбонатными серыми и зелеными глинами и песчаниками, 30–80 м. Алайские слою сложены глинами, которые в средней части переслаиваются с мергелями, известняками, доломитами, реже — песчаниками, 30–100 м (Крейденков, 1971).

Верхний карбонатно-терригенный подкомплекс морских зеленоцветных отложений (P_2) включает туркестанские, риштанские, исфаринские и ханабадские слою. Туркестанские слою представлены зелеными глинами с прослоями известняков и песчаников, 20–60 м. Риштанские слою — песчаники и глины, 2–25 м. Исфаринские и ханабадские слою — зеленовато-серые и коричневые глины до 15 м (Крейденков, 1971).

Мощность подкомплекса вверх по долине Зеравшана меняется: на северном борту Пенджикентской впадины — 200–250 м, у кишл. Гизан-Боло — 350 м, у кишл. Засун — 200 м, у кишл. Похут — несколько метров, в бассейне р. Ягноб — 250 м.

Орогенный подэтаж (P_3-Q)

Молассы Тянь-Шаня делятся на два структурно-литологических комплекса: олигоцен-неогеновый и четвертичный, которые накапливались в условиях существенно различной интенсивности тектонических движений. Средние скорости четвертичных движений обычно на порядок выше скоростей неогеновых движений (Чедия, Брусничкина, 1965; Несмеянов, 1967а, 1969, 1971а; Лоскутов, 1969). Соответственно увеличилась степень дифференцированности тектонических движений, что обусловило расчленение неогеновых впадин на ряд более мелких.

Олигоцен-неогеновый

структурно-литологический комплекс (P_3-N)

Олигоцен-неогеновые молассы Тянь-Шаня расчленяются на три серии, отвечающие трем структурно-литологическим подкомплексам, которые обычно разделены несогласиями. Для подкомплексов использованы названия серий (снизу вверх) — усунский, карлукский и каракитайский (Петрушевский, 1955б; Несмеянов, 1967б, 1971б, 1973, 1977; Несмеянов, Макаров, 1970, 1974). Суммарная мощность комплекса в Магианской впадине — 1,5 км, а в Пенджикентской — порядка 1 км.

Усунский подкомплекс (P_3) представлен красноцветными алевролитами, песчаниками и реже — конгломератами кштутской свиты, которая делится на две подсвиты. Нижняя подсвета, отвечающая индрико-териевому горизонту, включает преимущественно глинистые красноцветы мощностью до 100 м. В Магианской впадине ее основание слагают малиново-бурые глины и светло-розовые песчаники, являющиеся, по видимому, аналогами сумсарских слоев (Макарова и др., 1972; Несмеянов, 1973). Из аналогичной пачки в Пенджикентской впадине известен зуб олигоценовой акулы *Odontaspis ex gr. dubia* (Ol.g.) (Босов, 1972).

В Кашкадарьинской впадине подсвита содержит остатки сумсарских моллюсков *Meretrix baisonica* Mon. (Екшибаров, 1962), а также остракод *Cytheridea* aff. *hanabadensis* Mdlst. (Корсаков, 1956). Верхняя подсвита, отвечающая асказансорскому горизонту, объединяет следующий седиментационный ритм пестро-красноцветных отложений, начинающийся пачкой конгломератов мощностью до 250 м. Мощность свиты в Магианской впадине до 600 м, на востоке Пенджикентской — 250 м, а у кишл. Зерабад — более 100 м.

К карлукскому подкомплексу (N_{1-2}) относятся пестроцветные конгломерато-песчано-глинистые осадки обилайской, магианской и гузарской свит. Обилайская свита светло-палеоцветных пород характеризуется частым чередованием фиолетово-серых, коричневых и буровато-серых алевролитов, песчаников, гипсов, местами конгломератов, 200–300 м.

Магианская свита — ярко-буроцветные гравийно-песчано-глинистые отложения, 200 м. К верхам свиты в Магианской впадине у кишл. Сор приурочено местонахождение ниже-среднеплиоценовых млекопитающих *Hipparion garedjicum*, *Samotherium* sp., *Halicotherium* sp. *Protoryx tadjikistanicus* др. (определения Б.Х. Батырова, Е.И. Беляевой, А.Я. Годиной, Е.Л. Дмитриевой, В.И. Жегалло). Западнее, в Кашкадарьинской впадине, более древние слои этой свиты в бассейне р. Танхиздарьи содержат остатки миоплиоценовых *Hipparion* cf. *parvum*, *Gazella desperdita*, *Moschus* cf. *moschiferus* и др. (Костенко, Попов, Теленков, 1965; Юрьев, Умаров, 1971; Несмеянов, 1973). Гузарская свита сложена палеоцветными алевролитами и конгломератами, 200 м. Мощность подкомплекса в Магианской впадине — 700 м, на востоке Пенджикентской — 500 м.

Каракитайский подкомплекс ($N_2^3-Q_1^1$) представлен палео-серыми грубыми отложениями каратепинской свиты, аналоги которой в Кашкадарьинской впадине содержат *Allohippus* cf. *stenonis*, *Elasmotherium* sp. (Мухамеджанов, Камбаридинов, 1969). Мощность достигает 200 м.

Четвертичный структурно-литологический комплекс (Q_{1-4})

Четвертичные отложения слагают террасы кошкурганского, ташкентского, голодностепского и сырдарьинского стратиграфических горизонтов, которым отвечают макрокомплексы местной стратиграфической схемы⁵. Только в центральной части Пенджикентской впадины они образуют прерывистый покров незначительной мощности (менее 100 м), который условно может рассматриваться в качестве моласс.

Проведенный анализ основных этапов развития Западного Гиссаро-Алая и слагающих его структурно-литологических этажей, подэтажей и комплексов показывает, что к покровным образованиям следует относить весь мезо-кайнозойский структурно-литологический этаж. Все его элементы, а также кровля палеозойско-докембрийского фундамента дислоцированы здесь в едином структурном плане и могут быть использованы для расшифровки новейших дислокаций.

⁵ На рисунках эти горизонты индексируются соответственно: ksh, t, g, sd.

ЛОКАЛЬНЫЕ ПОКРОВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Фактический материал, позволяющий провести расшифровку покровных дислокаций, сконцентрирован на карте покровных структур (рис. 4, А, см. вкл.). Для ее составления была с разной степенью детальности изучена большая часть Западного Гиссаро-Алая от Туркестанского хребта на севере до Гиссарского хребта на юге. С помощью дешифрования аэрофотоснимков и контрольных маршрутов были откорректированы существующие геологические материалы с целью выделения комплексов покровных отложений, откартированы останцы пенеплена и зафиксированы их абсолютные отметки.

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Мезо-кайнозойский структурный этаж слагает центральные части межгорных впадин. В периферических частях впадин, перемычках и на поднятиях обнажены породы палеозойского структурного этажа. Здесь покровные структуры фиксируются по деформациям кровли палеозойских отложений — единственной структурной поверхности, которая прослеживается на всей изученной территории. Ее гипсометрия отражает суммарный эффект мезо-кайнозойских движений.

Судя по рельефу контакта между палеозойскими и мезозойскими отложениями, древняя денудационная поверхность во впадинах и прилегающих склонах поднятий почти идеально выравнена, т.е., учитывая площадь ее распространения, может быть названа пенепленом. Она, безусловно, является разновозрастной, омолаживается к сводам хребтов, так как перекрывается последовательно то юрскими, то меловыми, а местами и палеогеновыми осадками, датирующими время завершения денудации палеозойского фундамента. Механизм этого процесса рассмотрен С.С. Шульцем (1948). В пределах поднятий рассматриваемая поверхность сильно размыта и останцы ее сохранились только на водораздельных гребнях. Поэтому здесь она реконструируется с помощью геоморфологических профилей, проведенных вдоль таких гребней как по оси, так и поперек горных хребтов (рис. 4, Б, см. вкл.). С помощью указанных профилей удалось установить, что в приосевых частях наиболее высоких хребтов на поверхности пенеплена сохранились возвышенности, одновозрастные с толщами субплатформенного этажа. В отдельных точках их относительная высота достигала 400–500 м, но обычно не превышала 100–200 м.

Во впадинах положение поверхности пенеплена фиксируется бурением, геофизическими методами или рассчитывается с помощью анализа мощностей покровных отложений. Для расшифровки покровной структуры используются границы структурно-литологических подразделений мезо-кайнозоя (подэтажей и более дробных подразделений).

В качестве дополнительного материала были использованы отметки горных вершин на гребнях, по которым геоморфологические профили не составлялись. Эти данные оценивались по аналогии со смежными участками, для которых проведена возрастная интерпретация элементов рельефа. Полученные отметки обобщены в схему структурных изолиний с шагом в 500 и 100 м.

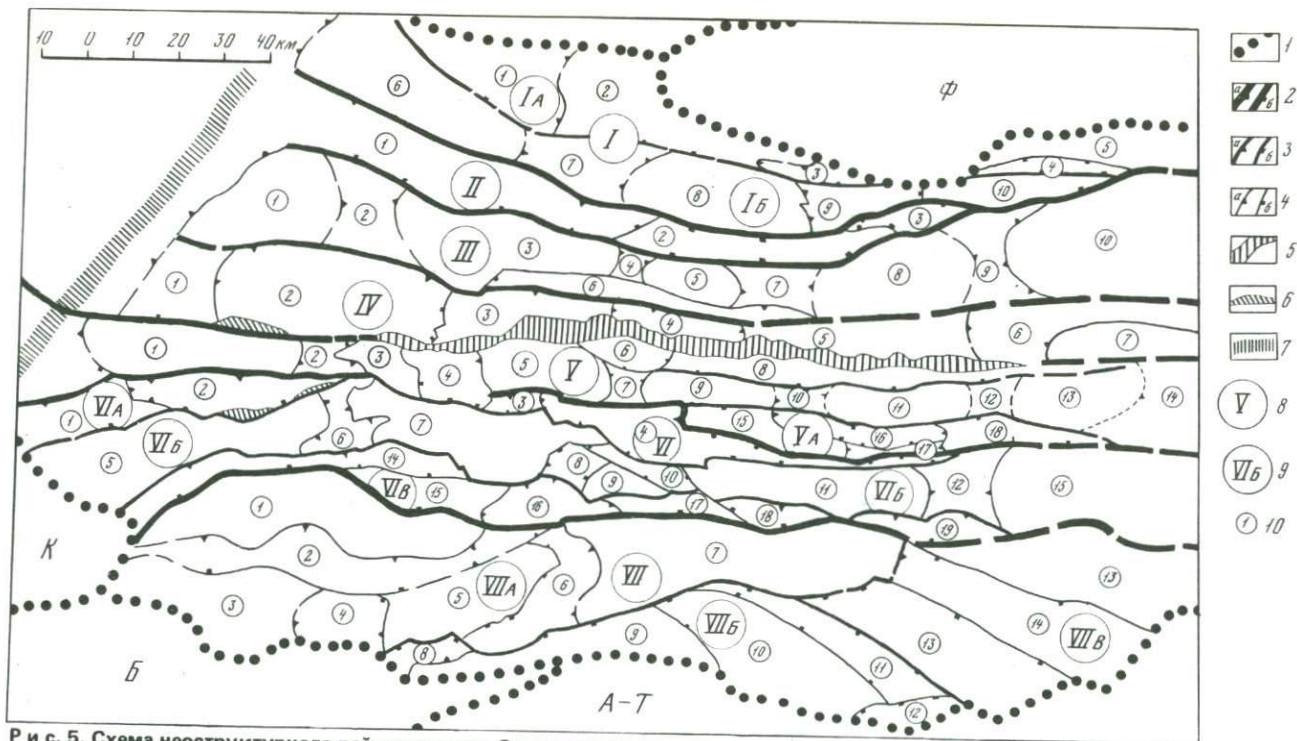
Различие используемых материалов определяет неодинаковые возможности для расшифровки покровных структур. Эта расшифровка может быть проведена наиболее детально в мелких впадинах и в прибортовых частях глубоких впадин, где наблюдаются многочисленные хорошо сохранившиеся реликты пенеплена, а мощности покровных отложений изучены достаточно подробно. Менее детально она в глубоких впадинах, где используются геофизические материалы, и в высокогорных поднятиях. Например, в Пенджикентской впадине геофизические материалы, как правило, схематичны. Стратиграфическая приуроченность опорных отражающих горизонтов весьма приближительна, а точность определения глубины их залегания невелика (часто сотни метров). В высоко поднятых хребтах реликты пенеплена сохранились на очень ограниченных участках. Поэтому детализация районирования зависит здесь от количества достаточно высоких водораздельных гребней, по которым можно провести геоморфологические профили, а в глубоких впадинах — от масштаба геофизических исследований, а также от количества буровых скважин. В принципе дальнейшая детализация районирования глубоких прогибов имеет максимальные перспективы. В ряде случаев здесь необходим учет дисгармоничных дислокаций в покровных отложениях.

МЕТОДИКА МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СТРУКТУР

Интерпретация разграничения структурных форм, изображенных на карте покровных структур, дается на схеме неоструктурного районирования (рис. 5). На ней выделены дислокации двух масштабных рангов: мелкие региональные и наиболее крупные из локальных. В целом же к региональным структурам описываемой территории относятся три масштабных класса структур¹. К первому классу относится Нурата-Алайская система поднятий (максимальные размеры порядка 1000 x 200 км), ко второму классу — Гиссаро-Алайская подобласть (размеры порядка 500 x 100 км)², а к третьему классу — слагающие Гиссаро-Алай зоны поднятий и зоны впадин (размеры порядка 250x20 км). Сами поднятия,

¹ Эти классы не охватывают всего диапазона региональных структур.

² Разделение Гиссаро-Алайской области на западную и восточную части слабо склывается на дислокациях главного структурного плана, а поэтому является дополнительным. Оно по существу принадлежит поперечному структурному плану.



Р и с. 5. Схема неструктурного районирования Западного Гиссаро-Алтая

Границы: 1 — главных структурных областей, 2 — региональных зон поднятий и впадин (здесь и далее: а — пликативные, б — дизъюнктивные), 3 — подзон, 4 — локальных поднятий и седловин, впадин и перемычек; 5 — Зеравшанская шовная зона; 6 — локальные шовные структуры; 7 — западная граница Гиссаро-Алайской подобласти; 8 — региональных зон, 9 — подзон, 10 — локальных структур (название структур и их морфологическая характеристика даны в табл. 2); Ф — Ферганская депрессия; К — Кашкардарьинская впадина; Б — Байсун-Кугитанская система поднятий; А-Т — Афгано-Таджикская депрессия

впадины, а также разделяющие их седловины и перемычки относятся к классу наиболее крупных локальных структур (размеры порядка 30 x 10 км).

Ограничение пликативных структур производится либо по участку заметного перегиба крыла, либо, если это крыло моноклиально, по средней части крыла. Ограничением глыбовых структур служат разрывы или флексуры.

ТАБЛИЦА 1

Морфологические типы структур (глыбовость)

Количество разрывов в обрамлении	Морфологический тип	Глыбовость, баллы
—	Складчатый (с)	0
1	Глыбово-складчатый (гс)	0,33
2	Складчато-глыбовый (сг)	0,66
≥3	Глыбовый (г)	1

Основные характеристики структурных форм:

- 1) ориентировка структур, которая для облегчения сопоставлений дается в румбах;
- 2) максимальные размеры структур вдоль (l) и вкрест (s) их простирания и величина удлиненности (l/s);
- 3) морфологический тип структур;
- 4) вертикальная амплитуда структур (A), оцениваемая как их вертикальный размах по деформациям кровли палеозоя в районе наиболее высокой абсолютной отметки этой кровли; оценка производится в сечении, перпендикулярном к оси структуры.

Все эти характеристики могут быть количественно оценены. Учитывая общую широтную ориентировку Западного Гиссаро-Алая, степень выдержанности простираний локальных структур можно выразить в баллах через величину отклонения от общей ориентировки: З-В — 1; З-СЗ и В-СВ — 0,75; СЗ и СВ — 0,5; С-СЗ и С-СВ — 0,25; С-Ю — 0. Изометричные структуры могут быть условно оценены в 0,5.

Для морфологического разделения структур на типы принимается во внимание количество пликативных и дизъюнктивных (разрывных и флексурных) сочленений. Эта величина — глыбовость — может быть оценена в баллах (см. табл. 1).

Для характеристики вариаций размеров структур важна оценка максимальных отклонений, выраженная в долях от среднего арифметического размера локальных структур в пределах каждой региональной структуры. Такие оценки сделаны для протяженности (K_l), ширины (K_s) и вертикальной амплитуды (K_A) структур.

ТАБЛИЦА 2

Основные характеристики локальных складчато-блоковых покровных структур

Номер структуры на карте (рис. 5)	Название	Ориентировка, румбы	Размеры, км		Удлиненность l/s
			длина l	ширина s	
1	2	3	4	5	6
I Мальгузарская зона поднятий					
1А	<i>Зааминская структурная ступень</i>				
1	Ачинская впадина	СЗ	40	15	2,6
2	Куплантауское поднятие	СЗ	45	17,5	2,6
3	Шаршаринская впадина	З-СЗ	25	5	5
4	Тангибашинский грабен	З-В	30	4	7,5
5	Кокчетауский горст	З-В	45	8	5,6
1Б Мальгузар-Осмаджайляуская цепь поднятий					
6	Мальгузарское поднятие	СЗ	53	20	2,6
7	Алмалинская седловина	СЗ	23	15	1,5
8	Курганацкое поднятие	З-СЗ	40	15	2,6
9	Карамаская седловина	З-В	35	10	3,5
10	Сардалинское поднятие	В-СВ	30	8	3,7
II Санзар-Угукская зона впадин					
1	Санзарская впадина	СВ	> 80	15	> 5
2	Арглинская перемычка	З-В	55	7	7,9
3	Угукский грабен	В-СВ	28	7	4
III Туркестанская зона поднятий					
1	Лятобандское поднятие	В-СВ	30	20	1,5
2	Чашмардакская седловина	З-СЗ	18	12	1,5
3	Базарханымское поднятие	З-СЗ	50	17	2,9
4	Хушикатская седловина	З-СЗ	5	5	1
5	Рарзское поднятие	З-СЗ	22	9	2,5
6	Айнинская моноклираль	З-СЗ	70	4	17,5
7	Газраутская седловина	З-В	16	8	2
8	Пирьяхское поднятие	В-СВ	35	17	2
9	Исизская седловина	В-СВ	20	7	2,9
10	Сабахское поднятие	З-В	50	28	1,8
IV Пенджикент-Айнинская зона впадин					
1	Туяклинская перемычка	З-СЗ	15	15	1
2	Пенджикентская впадина	З-СЗ	50	20	2,5

Морфологический тип	Структурно-литологическая характеристика		Вертикальный размах структуры, сотни м	
	верхнего структурного этажа и подэтажа	верхнего структурного комплекса	экстремальные абсолютные отметки кровли фундамента	вертикальная амплитуда структуры по кровле фундамента
7	8	9	10	11

Мальгузарская зона поднятий

сг	О	P ₃ -N	—	—
сг	г	—	19-17	2
сг	О	P ₃ -N(?)	—	—
г	О	P ₃ -N	—	—
г	О	—	30-20	10
гс	г	—	20-10	10
гс	г	—	—	—
сг	г	—	40-20	20
сг	г	—	35-20	15
сг	г	—	35-25	10
Санзар-Угукская зона впадин				
сг	О	P ₃ -N	25-0	25
г	п	К	35	—
г	О	P ₃ -N	—	—

Туркестанская зона поднятий

гс	г	—	30-15	15
гс	г	—	30-20	10
гс	г	—	37,5-20	17,5
гс	г	—	40-37,5	2,5
гс	г	—	41-37,5	3,5
гс	г	—	37,5-25	12,5
гс	г	—	42-37,6	4,5
гс	г	—	44-38	6,0
гс	г	—	43-38	5,0
гс	г	—	46-35/46-41	8,0

Пенджикент-Айнинская зона впадин

гс	О	Q	0-(-15)	15
гс	О	Q	15-(-18)	33

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
3	Урметанская перемычка	З-В	36	10	3,6
4	Захматабадская впадина	З-СЗ	30	5	6
5	Оббурдонская перемычка	З-В	48	9	5,3
6	Матчинская впадина	З-В	55	13	4,2
V	Зеравшанская зона поднятий				
1	Чакылкалянское поднятие	З-В	48	12	4
2	Шингская седловина	З-В	12	12	1
3	Рунобское поднятие	З-СЗ	19	8	2
4	Зимтутская седловина	З-СЗ	18	10	1,8
5	Дегрудское поднятие	З-В	28	10	2,8
6	Дориварзская структурная ложбина	З-СЗ	20	7	2,9
7	Фандарьинская седловина	З-В	7	7	1
8	Северная структурная моно-клиналь	З-В	100	5	20
9	Минорское поднятие	З-В	30	7	4,3
10	Шхиртабская седловина	З-В	10	5	2
11	Сурхатское поднятие	В-СВ	32	8	4
12	Гавастинская седловина	В-СВ	9	7	1,3
13	Валгонское поднятие	В-СВ	30	12	2,5
14	Пакшифская седловина	З-В	20	20	1
IVА	Южная подзона				
15	Маргибское поднятие	З-СЗ	95	10	9,5
16	Вагиндонская впадина	З-СЗ	35	7	5
17	Вагиндонская впадина	З-СЗ	38	4	9,5
18	Пскамская седловина	В-СВ	21	3	7
18	Верхнеягнобское поднятие	З-В	36	6	6
VI	Магиан-Ягнобская зона впадин				
VIА	Подзона северных впадин				
1	Джаузская перемычка	СВ	25	8	3,1
2	Магианская впадина	З-В	48	10	4,8
3	Куликалон-Пасрутская перемычка	В-СВ	10	3	3,3
4	Ягнобская впадина (Фан-Ягнобская по В.Д. Босову)	СЗ-В	90	12	7,5
VIБ	Осевая подзона поднятий				
5	Каракамарское поднятие	СВ	60	17	3,5
6	Гушорская седловина	СВ	20	14	1,5
7	Чимтаргинское поднятие	З-В	55	15	3,5
8	Искандерская седловина	В-СВ	15	10	1,5
9	Макшеватское поднятие	З-В	20	7	3
10	Зимаргская седловина	СЗ	28	5	5,6

	7	8	9	10	11
сг		О	Р ₃ -N	25-14	11,0
гс		п	К	30-15	15,0
гс		п	К	38-25	13,0
гс		г	—	45-35	10,0
			Зеравшанская зона поднятий		
гс		г	—	29-22,5	6,5
сг		г	—	30-22,5/30-17,5	10
сг		г	—	35-22,5	7,5
сг		г	—	35-31	4,0
гс		г	—	44-32,5/44-40	8,0
сг		г	—	37,5-30	7,5
сг		г	—	40-36	4,0
сг		г	—	37,5-32,5	5,0
сг		г	—	41-37,5	3,5
сг		г	—	42,5-39	3,5
сг		г	—	45-39,5	5,5
сг		г	—	45-41,5	3,5
сг		г	—	45,5-40,5/45,5-42	4,25
сг		г	—	45-41,5	3,5
сг		г	—	42,5-38,5/45-40	4,0-5,0
сг		г	—	35-32	3,0
сг		г	—	40,5-36/40,5-37,5	3,75
сг		г	—	40-35	5,0
			Магиан-Ягнобская зона впадин		
сг		О	Р ₃ -N	—	—
гс		О	Р ₃ -N	20-(-5)	25
гс		г	—	40-37,5	2,5
сг		п	К	37,5-0	37,5
сг		О	Р ₃ -N	—	—
гс		—	К	35-30	5,0
сг		г	—	50-43	7,0
сг		г	—	42,5-40	2,5
сг		г	—	45-40	5,0
сг		г	—	40,5-37,5	3,0

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6
11	Анзобское поднятие	З-В	52	10	5,2
12	Сарданская седловина	З-В	13	13	1
13	Канизское поднятие	З-В	50	20	2,5
VIB	<i>Подзона южных впадин</i>	З-В	60	10	6
14	Куль-Тавасангская впадина	В-СВ	75	6	12,5
15	Западно-Каракульская пере- мычка	З-СЗ	35	10	3,5
16	Каракульская впадина	В-СВ	30	10	3
17	Майхуринская перемычка	З-В	30	5	6
18	Зиддинский грабен	З-В	25	6	4,1
19	Гускефская впадина	З-В	35	6	5,9
VII	Гиссарская зона поднятий				
VIIA	<i>Осевая подзона</i>	З-В	100	40	2,5
1	Заграхское поднятие	З-В	75	15	5
2	Ташмушская впадина	В-СВ	90	10	9
3	Осмоналинское поднятие	З-СЗ	40	20	2
4	Верхнетупалангская седловина	З-В	20	10	2
5	Ахбинское поднятие	СВ	40	18	2,2
6	Пайронская седловина	СВ	35	10	3,5
7	Хаджаалканское поднятие	З-В	65	20	3,2
VIIБ	<i>Южная ступень</i>				
8	Зеравская впадина	В-СВ	15	5	3
9	Ханакинская перемычка	В-СВ	65	10	6,5
10	Варзобский блок	СЗ	55	20	2,7
11	Джурязский грабен	СЗ	55	10	5,5
12	Ходжаханская впадина	В-СВ	20	5	4
VIIВ	<i>Восточная подзона ступенчатых блоков</i>				
13	Чукурьдарьинский (Даштира- батский) блок	СЗ	45	15	3
14	Лугурский блок	СЗ	55	15	3,6
15	Джаударинский (Новобадский) блок	СЗ	50	20	2,5

Примечание. Для асимметричных структур с большим различием размахов экстремальных отметок на бортах структур даны два варианта значений (дробь).

7	8	9	10	11
г	г	—	45—37,5	7,5
гс	г	—	40,5—36,5	4,0
сг	—	—	45—40	5,0
сг	О	P ₃ -N	40—29	11,0
сг	г	—	45—43	2,0
гс	О	P ₃ -N	45—30	15,0
г	г	—	37,5—35	2,5
г	О	P ₃ -N	30—15	15,0
сг	п	T ₃ -J	40—25	15,0
Гиссарская зона поднятий				
г	г	—	—	—
сг	г	—	45—35	10,0
сг	—	К	42,5—40	2,5
г	г	—	42—35	7,0
сг	г	—	41—40	1,0
сг	г	—	42—40	2,0
сг	г	—	40—30	10,0
сг	г	—	45—30	15,0
г	г	—	—	—
г	г	—	37,5—30	7,5
г	п	К	35—27,5	7,5
г	п	К	31—27,5	3,5
сг	п	К	25—20	5,0
г	п	P ₁₋₂	40—35	5,0
г	п	К	40—32,5	7,5
г	г	—	42—35	7,0

Полезно было охарактеризовать набор структурно-литологических комплексов, участвующих в сложении структуры. Учитывая унаследованность мезо-кайнозойского развития структур описываемого района, достаточно отметить верхний из дислоцированных структурных этажей, подэтажей и комплексов. В табл. 2 (колонка 8) обозначены: геосинклинальный этаж — г, подэтажи мезо-кайнозойского структурного этажа: субплатформенный — п, орогенный — О; структурные комплексы и подкомплексы субплатформенного подэтажа: 1) терригенный комплекс — T_3 — K_1 , его подкомплексы: а) пестроцветный — T_3 — J, б) красноцветный — K_1 ; 2) терригенно-карбонатный комплекс — K_2 — P_2 , его подкомплексы: а) нижний карбонатно-терригенный — K_2 , б) средний терригенно-карбонатный — P_{1-2} , в) верхний карбонатно-терригенный — P_2 . Орогенный подэтаж делится на два комплекса: третичный — P_3 — N и четвертичный — Q.

ТИПЫ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Перечень локальных структур, их морфологическая характеристика, основные количественные параметры и сведения о толщах, участвующих в дислокациях, сведены в табл. 2.

Судя по величинам средней удлиненности локальных структур, в Гиссаро-Алае наблюдается резкое различие между региональными и локальными дислокациями. В то время как региональные структуры явно линейны, т.е. длина их на порядок больше ширины, локальные структуры относятся к брахиформам, у которых это соотношение колеблется в среднем от 2 до 5. По морфологическому типу среди локальных структур резко преобладают формы, переходные между складчатыми и глыбовыми (Несмеянов, 1975).

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОКРОВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Большинство региональных структур выходит за рамки описываемой территории. Поэтому здесь не анализируются соотношения их размеров. В целом наблюдается некоторое сокращение ширины региональных структур в северном направлении.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СПЕЦИФИКА ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Средние размеры локальных структур в региональных зонах поднятий и впадин колеблются в близких пределах, не превышающих полупорядка (табл. 3). При этом средние значения длины структур в зонах впадин выше в 1,2 раза, чем в зонах поднятий, в то время как средняя ширина их практически одинакова. Степень же изменчивости плановых размеров локальных структур несколько выше в зонах поднятий. Следовательно, в этих зонах дифференциация тектонических движений и степень ее неравномерности также как будто бы выше.

По средней длине структур видно, что она выше в краевых частях Западного Гиссаро-Алая, которые, по-видимому, являются более монолитными по сравнению с сильнее передробленными центральными его частями. Последние характеризуются и большей изменчивостью всех измерений локальных структур, т.е. отличаются и большей неравномерностью этого дробления. Характерно также несколько большая выдержанность простираций в центральных частях Гиссаро-Алайского свода и передробленность его приосевых частей.

Средняя удлиненность и глыбовость структурных элементов выше у зон впадин. Это указывает на вероятность связи этих величин, т.е. на существенную роль разрывов в становлении линейных структур региона. Характерно, что указанная зависимость сопровождается и большей выдержанностью простираций у локальных структур зон впадин. Очевидно, и выдержанность простираций находится в зависимости от разрывных нарушений. Однозначность изменения перечисленных показателей свидетельствует о большей связи с разрывами отрицательных структур. Данный вывод подтверждается большей величиной глыбовости у дислокаций, принадлежащих зонам впадин. Вероятно, более тесной связью отрицательных структур с разрывными нарушениями можно объяснить и их существенно повышенные (в среднем в 1,7 раза) вертикальные амплитуды. Таким образом, распределение морфологических характе-

ТАБЛИЦА 3

Средние значения количественных характеристик локальных складчато-блоковых

Региональные структуры	Размеры, км			
	длина l	ширина s	вертикаль- ная амплитуда A_b	
I Мальгузарская зона поднятий	35,5	12	1,1	
II Санзар-Угукская зона впадин	54	11	?	
III Туркестанская зона поднятий	32	13	0,85	
IV Пенджикент-Айнинская зона впадин	39	12	1,6	
V Зеравшанская зона поднятий	29	8	0,5	
VI Магиан-Ягнобская зона впадин	38	10	1,2	
VII Гиссарская зона поднятий	48	14	0,65	
Средние суммарные значения	Зоны поднятий	36,1	12	0,8
	Зоны впадин	44	11	1,4

ристик свидетельствует в пользу дизъюнктивной природы отрицательных структур, с которой хорошо согласуется и несколько меньшая ширина региональных зон впадин по сравнению со смежными зонами поднятий.

Наблюдается некоторое увеличение ширины региональных структур при движении от северного борта Гиссаро-Алая к южному. Это указывает на его поперечную асимметрию, обусловленную большей монолитностью южного борта. Последнее подтверждается и некоторым увеличением в том же направлении глыбовости локальных структур в зонах поднятий. Общая асимметричность Гиссаро-Алая сопровождается и асимметрией его региональных и локальных структур, которая заключается в обычной подорванности северных бортов поднятий.

Таким образом, полученные материалы свидетельствуют об относительной монолитности бортов и передробленности приосевых частей Гиссаро-Алая, а также о том, что воздымание асимметричного Гиссаро-Алайского свода сопровождалось его раскальванием и образованием зон впадин, имеющих дизъюнктивную природу. Этот вывод ассоциируется с представлением Д.П. Резвого (1972) о соответствии верхнепалеозойских прогибов зонам глубинных разломов.

СТЕПЕНЬ УНАСЛЕДОВАННОСТИ И ВРЕМЯ ЗАЛОЖЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР

Западный Гиссаро-Алай отличается высокой степенью унаследованности тектонических структур. Мезо-кайнозойским структурным планом наследуются от палеозойского структурного плана не только преобла-

структур по региональным зонам

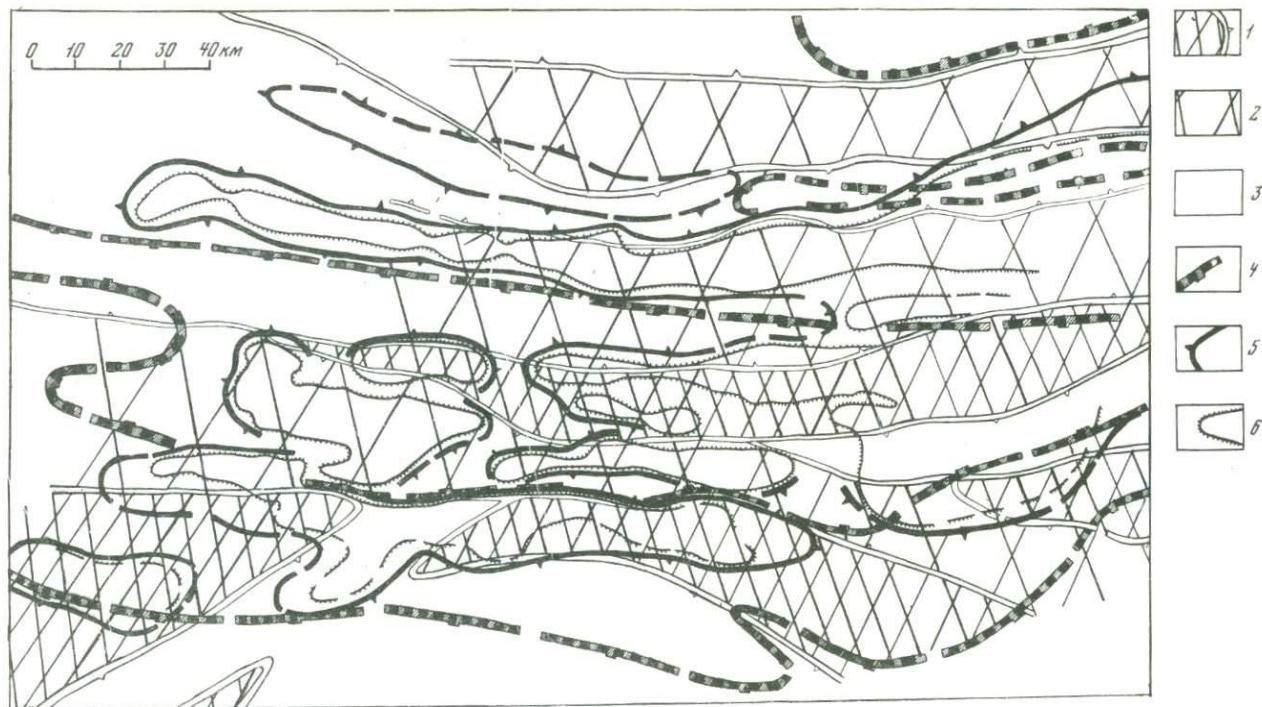
Максимальные отклонения			Продольный градиент средней амплитуды ($A_{b_{cp}}$ //)	Удлиненность (l/s)	Глыбовость баллы	Выдержанность простираний, баллы
длины K_l	ширины K_s	вертикальной амплитуды K_A				
0,4	0,7	0,8	0,03	3	0,56	0,725
0,5	0,4	?	?	5	0,89	0,75
1	0,9	0,9	0,03	2,5	0,33	0,8
0,5	0,8	0,7	0,04	4,5	0,39	0,87
1,6	1	0,7	0,02	3,6	0,68	0,83
1	0,9	1,5	0,03	1,9	0,57	0,83
0,6	0,5	1	0,01	3,4	0,77	0,65
0,9	0,8	1,1	0,02	3,1	0,59	0,75
0,7	0,7	1,1	0,035	3,8	0,62	0,82

дающее широтное простираание структур, но и ряд конкретных позднепалеозойских дислокаций.

На завершающих стадиях геосинклинального развития Западного Гиссаро-Алая стабильными воздыманиями отличались Ягнобская, Османталинская, Гарм-Хаитская, Сурхантауская и Бешнауская, а стабильными прогибаниями — Курганакская, Мечетлинская и Байсун-Кштутская структурно-фациальные зоны. Относительно слабые прогибания, которые в конце карбона и в перми сменились поднятиями, были характерны для зоны Высоких предгорий Алая, центральных частей Зеравшано-Туркестанской и Центрально-Гиссарской зон (Кухтиков, 1968).

Субплатформенные структуры в значительной мере унаследовали распределение позднегеосинклинальных поднятий и впадин (рис. 6). Раннемезозойские зоны прогибания, в которых накапливалась нижняя терригенная формация ($T_3 - K_1$), не одинаковы по степени унаследованности.

Наиболее четко совпал мезозойский Санзар-Угукский прогиб с палеозойской Курганакской зоной прогибания. На месте северной части Зеравшано-Туркестанской зоны, отвечающей современному Туркестанскому хребту, в юрском периоде сформировалось поднятие. Обширная область сложно дифференцированных прогибаний занимала южную часть Зеравшано-Туркестанской, большую часть Центрально-Гиссарской и северную часть Барзанги-Шумкарской зон верхнепалеозойского прогибания, а также Ягнобскую зону поднятий. Южная (гиссарская) часть Гиссаро-Алая, включающая северные части Бешнауской, Байсун-



Р и с. 6. Соотношение поднегеосинклиналиных и субплатформенных зон прогибания

Позднепалеозойские структурно-фациальные зоны: 1 — стабильных поднятий, 2 — смены знака движений, 3 — стабильных прогибаний; границы субплатформенных структурно-фациальных зон: 4 — мезозойских ($T_3 - J_1$) (сложно дифференцированного прогибания, 5, 6 — мел-палеогеновых ($K_2 - P_2$) (5 — максимального распространения морского осадконакопления, 6 — холмистых и низкогорных возвышенностей)

Кштутской зон, всю Османталинскую и юго-восточную часть Центрально-Гиссарской зоны, представляла собой крупное поднятие.

Следовательно, степень унаследованности позднепалеозойских структур повышается к северу, т.е. в направлении уменьшения интенсивности и омоложения позднепалеозойского магматизма. Вероятно, эти процессы способствовали консолидации южной части Гиссаро-Алая, краевые швы которой утратили подвижность.

Во второй половине субплатформенного этапа, когда накапливалась терригенно-карбонатная формация ($K_2 - P_2$), происходит дальнейшее расширение зон прогибания, четче ограничиваются осевые части современных поднятий.

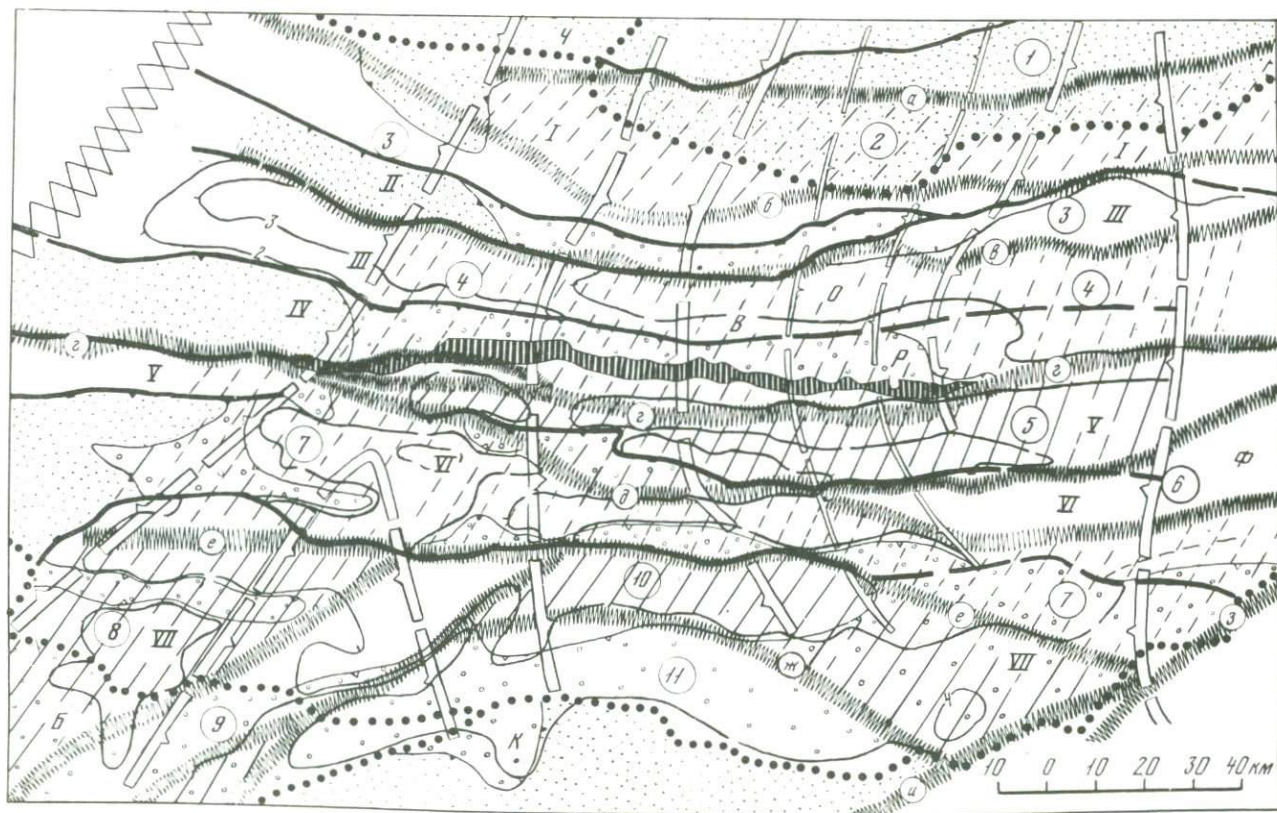
Мальгузарская зона поднятий охватывает южную часть зоны Высоких предгорий Алая и северо-западную часть Курганакской структурно-фациальной зоны. Санзар-Угукская прогнутая зона отвечает большей части Курганакской зоны. На месте Зеравшано-Туркестанской зоны оформляются почти в современных границах Туркестанская зона поднятий и Пенджикент-Айнинская зона впадин. Сложная система ингрессивных бассейнов развивается на месте Центрально-Гиссарской, Ягнобской и Барзанги-Шумкарской зон, т.е. на месте южной части области сложно дифференцированных раннемезозойских прогибаний. Здесь уже наметились наиболее глубокие из орогенных впадин (Магианская, Ягнобская) и наиболее крупные поднятия (Чимтаргинское, восточная часть Зеравшанского, Анзобское и др.).

Претерпевает значительные изменения Гиссарская область раннемезозойских поднятий. На западе ее, в пределах Бешнауской зоны верхнепалеозойских поднятий, обособляется два субширотных поднятия (Заграхское и Османталинское), разделенные Ташмушской впадиной. Поднятия формируются на месте северной части Байсун-Кштутского прогиба и наследуются в центральной части древнего поднятия Османталинской структурно-фациальной зоны. Вновь втягивается в прогибание территория Мечетлинской зоны верхнепалеозойского прогиба.

Орогенный этап характеризуется значительным увеличением контрастности движений, происходящих на фоне сводообразного воздымания Гиссаро-Алая. Вследствие этого вновь сокращаются зоны прогибания и окончательно оформляются зоны современных поднятий.

Приведенный выше материал позволяет определить время заложения крупнейших (региональных) орогенных структур (рис. 7).

Большая часть Мальгузарской зоны поднятий (I) заложилась как зона воздымания еще в конце палеозоя (зона Высоких предгорий Алая). Санзар-Угукская зона впадин (II) развивается как стабильная область прогибания со среднего карбона (Курганакская зона). Зеравшано-Туркестанская зона верхнепалеозойских прогибаний с мезозоя разделилась на Туркестанскую зону поднятий (III) и Пенджикент-Айнинскую зону впадин (IV). Однако уже в верхнем палеозое северный борт Зеравшано-Туркестанской структурно-фациальной зоны был приподнят относительно Курганакской структурно-фациальной зоны. Зеравшанская зона поднятий (V) на большей своей части унаследовала верхнепалеозойское поднятие Ягнобской зоны. Западная ее часть является, по-видимому, более



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

молодым мезо-кайнозойским образованием. Скорее всего, эта зона неустойчивых мезозойских поднятий превратилась в единый горный хребет только в неогене. Магиан-Ягнобская зона впадин (VI) претерпела сложную историю. Заложившийся в среднем карбоне прогиб Центрально-Гиссарской зоны в конце палеозоя стал областью денудации, а с начала мезозоя расчленился на ряд небольших впадин, разделенных поднятиями. Наиболее крупные из этих впадин — Магианская, Ягнобская, Куль-Тавасангская, Зиддинская — продолжали унаследованно развиваться в течение всего мезо-кайнозоя. В приосевой части Магиан-Ягнобской зоны впадин в мелу и палеогене уже начали воздыматься Каракамарское, Чимтаргинское, Анзобское и Ханакинское поднятия. Последнее из них совпадает с верхнепалеозойским воздыманием Гарм-Хаитской зоны. Осевая часть Гиссарской зоны поднятий (VII) совпадает с Османталинской и северной частью Бешнаууской зон верхнепалеозойских поднятий. Южная подзона Гиссарской зоны включилась в воздымание с начала мезозоя, но в конце его опять стала областью слабых прогибаний. На орогенном этапе она вновь включилась в поднятие. Суммируя сказанное выше о возрасте заложения региональных структур Западного Гиссаро-Алая, получаем следующие датировки их заложения.

I — Мальгузарская зона поднятий	— PZ ₃
II — Санзар-Угукская зона впадин	— PZ ₃
III — Туркестанская зона поднятий	— PZ ₃ (?) — MZ ₁
IV — Пенджикент-Айнинская зона впадин	— MZ ₁
V — Зеравшанская зона поднятий	— PZ ₃ — MZ ₁
VI — Магиан-Ягнобская зона впадин	— MZ
VII — Гиссарская зона поднятий	— PZ ₃ — MZ ₁

Р и с. 7. Соотношение разновозрастных региональных структурно-фациальных зон Западного Гиссаро-Алая

Палеозойский структурный этаж, по М.М. Кухтикову (1968), Д.П. Виноградову (1964), Д.П. Резвому (1959) и др. 1 — краевые разломы; верхнепалеозойские области: 2 — стабильного воздымания, 3 — слабого прогибания, сменившегося поднятием, 4 — стабильного прогибания. Мезо-кайнозойский структурный этаж. Границы: 5 — Гиссаро-Алайского и Нуратинского регионов, 6 — Гиссаро-Алайского региона, 7 — региональных зон поднятий и впадин (а — пликвативные, б — дизъюнктивные), 8—9 — поперечных поднятий (8 — главных (региональных), 9 — второстепенных); 10 — Зеравшанская шовная зона; 11 — обобщенные изолинии суммарных новейших деформаций в районах воздымания (в км); зоны мезо-кайнозойского осадконакопления: 12 — субплатформенного прогибания в мезозое и палеогене и неглубоких орогенных прогибов, 13 — глубоких орогенных (молассовых) прогибов

Новейшие региональные поперечные поднятия: Ч — Чимтаргинское, Б — Байсунское, О — Оббурдонское, Ф — Фитуракское, В — Вешабское, Р — Рогифское, К — Каратагское

Палеозойские структурно-фациальные зоны: 1 — Карачатырская, 2 — Высоких предгорий Алая, 3 — Курганакская, 4 — Зеравшано-Туркестанская, 5 — Ягнобская, 6 — Барзанги-Шункарская, 7 — Центрально-Гиссарская, 8 — Бешнаууская, 9 — Байсун-Кштутская, 10 — Османталинская, 11 — Мечетлинская; палеозойские краевые разломы: а — Шураб-Вудильский, б — Заамин-Каравшинский, в — Туркестано-Алайский, г — Зеравшанский, д — Гиссаро-Каратегинский, е — Главный Гиссарский, ж — Ходжаобигармский, з — Вахшский, и — Илякский

Наиболее древним, верхнепалеозойским заложением отличается северная (Притуркестанская — зоны I, II, III) и южная (Гиссарская — зона VII) краевые части Западного Гиссаро-Алая. Дифференциация внутренних его частей осуществлялась главным образом в середине мезозоя.

Следовательно, оформление мезо-кайнозойского структурного плана осуществлялось центростремительно от бортов Гиссаро-Алайской области к ее центру. Этой тенденции в какой-то мере не соответствует история развития Зеравшанской зоны поднятий, так как ее восточная часть имеет столь же древнее заложение, как и борта Гиссаро-Алайской области. В то же время западная часть Зеравшанского хребта-поднятия является наиболее поздним образованием среди новейших региональных структур Западного Гиссаро-Алая. Однако и здесь зарождение поднятия относится к мезозою.

Степень унаследованности древнего структурного плана в значительной мере определяется сохранностью главных разрывных швов. Из верхнепалеозойских краевых разломов на орогенном этапе сохранили подвижность почти на всем своем протяжении Туркестано-Алайский и Главный Гиссарский разломы, а частично Зеравшанский, Гиссаро-Каратегинский, Ходжа-Обигармский разломы. Остальные были унаследованы на небольших отрезках и потеряли значение региональных.

Судя по древности заложения структурных зон и степени обновления палеозойских краевых разломов, можно полагать, что наиболее стабильной подвижностью отличались швы, определявшие постоянство бортов Гиссаро-Алайской области, а также шов в приосевой ее части. Последний отвечает рубежу между Пенджикент-Айнинской зоной впадин и Зеравшанской зоной поднятий. Как будет показано ниже, вдоль всех этих границ сформировались своеобразные структуры разрывной природы — шовные зоны.

Характер прибортовых швов Гиссаро-Алая различен, что отражает стабильную асимметрию этого сооружения. Она характеризуется двумя обстоятельствами. Во-первых, общее омоложение палеозойского магматизма и складкообразования к северу указывает на более раннюю консолидацию южной — Гиссарской прибортовой зоны, т.е. на более раннее ее формирование по сравнению с северной — Туркестанской прибортовой зоной. Это, вероятно, связано с многократно более интенсивным гранитоидным магматизмом Гиссарской зоны. Формирование чешуйчатых структур в Туркестанской зоне обусловлено ее верхнепалеозойской подвижностью. Большая монолитность Гиссарской зоны сохранилась и в новейшей структуре, где она определяется увеличением ширины региональных структур и средней глыбовости локальных. Во-вторых, отмеченный выше кислый магматизм указывает на существенно большую дизъюнктивную передробленность земной коры вдоль южного борта Гиссаро-Алая по сравнению с его северным бортом. Эта дизъюнктивная природа южного борта унаследована в мезозое, когда контрастность развития между Гиссаро-Алаем и Афгано-Таджикской депрессией была гораздо существенней, нежели между Гиссаро-Алаем и Ферганской депрессией.

Все это создало предпосылки для формирования более контрастных дизъюнктивных дислокаций на южном борту Гиссаро-Алая по сравнению с его северным бортом (Несмеянов, 1975).

РАЗРЫВЫ

На рассматриваемой территории складчатые разрывы, образующиеся на крыльях складок, играют незначительную роль. Здесь преобладают разрывы, развивающиеся на границах блоков, размеры которых определяют и протяженность таких разрывов. Среди последних подавляющее большинство принадлежит сбросам и взбросо-надвигам; редки сдвиги, обычно характеризующиеся превалирующей или значительной вертикальной амплитудой. С региональными складчато-глыбовыми структурами соизмеримы только сложные разрывы, состоящие из нескольких локальных (Несмеянов, Бархатов, 1975).

Соподчинение разрывов разной протяженности обусловлено тремя причинами. Главная причина состоит в том, что разрывы служат разграничением разномасштабных блоков.

Второй причиной является постепенность формирования разрыва, когда вдоль блока сначала образуется ряд небольших кулисообразных разрывов или вытянутых в цепочку, постепенно сливающихся в единую разрывную зону. В результате сама эта зона включает ряд субпараллельных разрывных плоскостей.

Третья причина заключается в том, что в результате подвижек по крупному разрыву в его крыльях возникают дополнительные оперяющие разрывы и вторичные разрывные плоскости субпараллельные главной.

Ниже, при классификации разрывов и объединении их в системы, рассматриваются только основные разрывные поверхности и сложные разрывные зоны, формирование которых обусловлено первой из названных причин.

Рассматривая разрывы как макротрещины со значительным смещением крыльев, можно применить к ним аппарат, используемый для изучения обычных трещин. Это означает, что отдельные разрывные нарушения классифицируются по размерам (протяженности), наклону плоскости сместителя, а также по характеру (направлению и амплитуде) перемещения контактирующих по этой плоскости блоков. Вместо размера зияния, наблюдающегося у трещин, у разрывов изучается мощность и строение разрывной зоны. Общая же масса разрывов разделяется на системы субпараллельных дислокаций, которые могут рассматриваться либо в качестве разновозрастных, либо сопряженных. Основные характеристики наиболее детально изученных разрывов сведены

ТАБЛИЦА 4

Основные характеристики разрывов

Разрывы, их протяженность, км	Участок	Мощность, м	
		всей разрывной зоны	подзоны передробленных пород сместителя
Северо-Зеравшанский взбросо-надвиг, > 100	Вашанский	50—100	3—15
	Айнинский	400	25—30
	Испанский	150—200	10—15
	Рарзский	150—200	15
	Средние значения	200	18
Путхинский взбросо-надвиг, 25	Айнинский	100	5—10
	Испанский	40—50	3—5
	Рарзский	50	2—5
	Средние значения	65	5
Испанский взбросо-надвиг, 15	Испанский	45—65	2—3
Риватский надвиг, 6	Риватский	80—100	15—20
Урмитанский сброс, 30	Вашанский	100	?

в табл. 4. Ниже рассматриваются особенности строения главных типов разрывов: сбросов и взбросо-надвигов.

Несколько слов о терминологии, используемой при описании разрывных зон. Под разрывной зоной понимается сместитель и прилегающие части висячего и лежащего крыльев, в пределах которых породы испытали воздействие подвижек по разрыву. Следями этого воздействия являются проявления динамометаморфизма, приразрывной складчатости, аномально повышенной трещиноватости, вторичной окраски пород и др. В идеальном случае в разрывной зоне выделяются три подзоны: осевая подзона сместителя и внешние подзоны аномально трещиноватых пород в каждом из крыльев. Каждая из подзон по-разному выражена у разрывов разного типа и размера, имеет сложное строение и делится на пояса.

Подзона сместителя, или передробленных пород, обычно слабо обнажена вследствие интенсивной выветрелости слагающих ее отложений. В отдельных случаях, когда ширина этой подзоны достигает первых десятков метров, в ней удается различить пояс брекчий дробления и линзовидных блоков. Подзона сместителя, в которой породы перетерты до состояния "орешника" и глиники трения, обычно узкая (от нескольких сантиметров до нескольких метров). В этой подзоне породы обоих крыльев часто смешаны. Нередко пояса сочетаются друг с другом или

Наклон сместителя, градусы		Амплитуды новейших движений, м	
крутая часть	пологая часть	вертикального перемещения	горизонтального перекрытия
50–75	25–35	500–600	700–800
70–75	35–40	1800–2000	2500–3000
65–70	—	1000–1500	500–700
65–70	50	1000	800–900
63–65	40	1200	1300
70	45	500–600	500–600
50	25–30	250–300	500–600
50	25	200–250	450–500
55	30	350	500
50–60	—	250–300	150–200
—	15–20	500–600	1000
85–90	—	150–200	—

один из них отсутствует, а пояс линзовидных блоков увеличивается и образует относительно широкую подзону тектонических клиньев.

В подзонах аномальной трещиноватости висячего и лежащего крыльев измерялся модуль (частота) трещиноватости (М) (Материалы по инженерной геологии, 1951), а в зонах отдельных разрывов — и коэффициент трещинной пустотности (Методы инженерно-геологического изучения ..., 1969). Данные этих измерений позволили выделить в указанных подзонах пояса повышенной и высокой трещиноватости. От последнего нередко обособляется пояс интенсивной трещиноватости. Ширина как этих поясов, так и самих подзон отражает величину разрывных нарушений и литологию нарушенных пород.

Изучение строения разрывных зон обычно затруднено из-за приуроченности к ним оползней и оплывин.

СБРОСЫ

К сбросам относятся разрывы с субвертикальной плоскостью сместителя. Они обладают, как правило, узкими разрывными зонами, отличающимися простым строением. Разрывы этого типа резко преобладают. Они обычно прямолинейны. Наиболее значительные из них представ-

ляют в плане ломаную линию, так как состоят из ряда более мелких разрывов. Они редко образуют сгущения, которые можно было бы классифицировать как самостоятельные более крупные разрывные зоны. Однако в силу своей прямолинейности именно сбросы определяют ориентировку главных разрывных систем. По своей природе это типичные сколы.

Амплитуды вертикальных перемещений по сбросам обычно не превышают нескольких сотен метров, т.е. значительно (в несколько раз или даже на порядок) меньше максимальных перемещений по взбросо-надвигам. В то же время общая ширина разрывных зон у сбросов близка к ширине таких зон у взбросо-надвигов, однако подзона передробленных пород выражена у сбросов хуже, а подзона аномальной трещиноватости шире у их опущенных крыльев. Вероятно, последние отличались большей самостоятельностью движений, что в условиях растущего горного сооружения характеризует сбросы, как сколы отседания.

ВЗБРОСО-НАДВИГИ

Объединение взбросов и надвигов в один тип разрывов обусловлено тем, что плоскости практически всех надвигов по мере заглупления становятся более крутыми и их можно рассматривать как взбросовые. Такие разрывы обычно именуется "kozyрьковыми". Они, как правило, отличаются значительными амплитудами перемещения (сотни метров и километры), извилистой в плане линией выхода на земную поверхность главного сместителя. Последний отличается значительной мощностью передробленных пород. В противоположность сбросам взбросо-надвиги нередко обладают сложными разрывными зонами, включающими серию кулисообразных разрывов. В такие зоны нередко входят и сбросы, которые особенно часто рассекают всяческое крыло. Эти сбросы образуются в двух случаях. Обычно по ним происходит отседание блока поднятого крыла, прилегающего к крутой части плоскости взбросо-надвига. Примером такого простого разрыва, всяческое крыло которого осложнено сбросом отседания, может служить район южного борта Ягнобской впадины близ устья Искандердарьи. У особенно крупных взбросо-надвигов, кроме сбросов отседания, в всячем крыле образуются еще крутые сколы, оперяющие выполаживающуюся часть главного разрывного шва. Подобная сложная структура наблюдается в районе пос. Айни. >

Крупные взбросо-надвиговые зоны нередко круто меняют свое простираение. При этом их отрезки между изгибами, несмотря на характерную извилистость, в целом отличаются достаточно ясной прямолинейностью. Это обстоятельство позволяет допустить, что подобные взбросо-надвиговые швы, например взбросо-надвиг, ограничивающий южный борт Ягнобской впадины, образовались за счет слияния различно ориентированных разрывов. С другой стороны, общая прямолинейность таких отрезков свидетельствует о значительной крутизне (субвертикальности) исходных разрывов, верхние части которых переходят в надвиги. Изменение наклона сместителей хорошо видно в глубоких поперечных долинах. В их прирусловых частях он составляет $50-70^{\circ}$, а в приводо-

раздельных — 25–35⁰. Амплитуда перемещений нарастает с увеличением протяженности разрыва. Так, у регионального Северо-Зеравшанского взбросо-надвига вертикальное перемещение почти вдвое, а горизонтальное перекрытие в 4 раза больше, чем по локальным разрывам (табл. 4).

За счет приразрывных тектонических блоков подзоны дробления региональных взбросо-надвигов — Северо-Зеравшанского, Магианского, Ягнобского и Каракульского, — как будет показано ниже, в несколько раз, а иногда на порядок превышают таковые локальных разрывов (Путхинского, Испанского и др.). Ширина этих подзон, поясов трещиноватости, как правило, уменьшается в плотных известняках, песчаниках, конгломератах. Средние размеры поясов трещиноватости висячего крыла близки к величинам, показанным на рис. 8, В. Интенсивность трещиноватости в подзонах дробления обоих крыльев разрывов сходна. Так, в поясах повышенной трещиноватости обоих крыльев региональных взбросо-надвигов M колеблется от 10 до 30 трещин на 1 пог. м, в поясах высокой трещиноватости M возрастает до 40–60 (табл. 5), а в поясах интенсивной трещиноватости, в непосредственной близости от подзоны главного сместителя, достигает 80–100. У локальных взбросо-надвигов значение M в поясах подзон аномально трещиноватых пород висячего и лежачего крыльев уменьшается и в среднем составляет соответственно 5–15 и 20–40 (табл. 5).

Таким образом, количество трещин с приближением к главному сместителю возрастает¹. Эта трещиноватость, как правило, мелкая — с шириной трещин не более 1–2 мм и длиной, не превышающей 0,5–1,0 м.

Для более крупных тектонических трещин (с шириной 2–5 мм и длиной более 5 м) изменение M выражено не так резко. Следует отметить увеличение числа трещин скалывания, субпараллельных плоскостям взбросо-надвигов (рис. 9).

На краях подзоны переддробленных пород часты зеркала скольжения с бороздами трения, а на участках с более крутым падением сместителя развивается тектоническая брекчия. В гипсах лежачего крыла Путхинского и Испанского взбросо-надвигов развиты складки волочения с амплитудой до 3 м. У всех взбросо-надвигов шире подзона интенсивной трещиноватости висячего крыла. Кроме того, по мере выполаживания сместителя наблюдается увеличение ширины подзоны переддробленных пород.

Характерной особенностью крупных взбросо-надвигов (с амплитудой вертикального смещения более 1000 м) является осложнение главного сместителя дополнительными разрывами на отдельных участках подзоны дробления опущенного крыла. Эти разрывы обуславливают образование системы тектонических блоков линзовидной формы — тектонических клиньев. Так, в лежачем крыле Ягнобского взбросо-надвига

¹ Сходные данные были ранее получены М.В. Рацем и его сотрудниками на материалах по Афгано-Таджикской депрессии и другим регионам (Рац, 1968, 1973; Рац, Чернышев, 1970).

ТАБЛИЦА 5

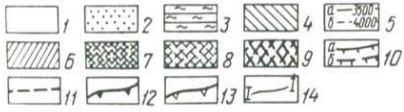
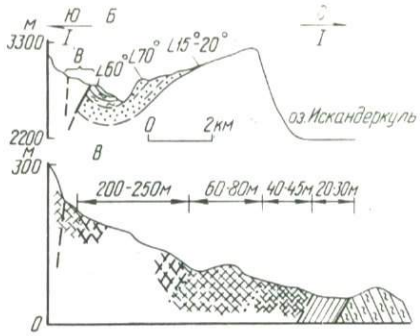
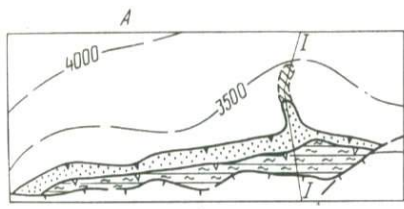
Подзоны аномальной трещиноватости в крыльях взбросо-надвигов

Взбросо-надвиг	Висячее крыло					
	I			II		
	ширина, м	коэффициент трещинной пустотности, %	модуль трещиноватости, трещин/пог. м	ширина, м	коэффициент трещинной пустотности, %	модуль трещиноватости, трещин/пог. м
Северо-Зеравшанский	100–200 (>200)	10–15	20–30	30–50 (100–150)	15–20	30–60
Путхинский	20–50	5–10	10–15 (20–30)	10–15	10–15	20–40 (50)
Испанский	20–30	–	15–20	5–10	–	20–30 (40)
Риватский	30–50	–	5–15 (20–30)	–	–	–
Магианский	100–200 (300–400)	–	10–20 (25)	30–50	–	40–60 (80–100)
Ягнобский	150–200	–	10–20	40–60	–	40–60 (70–80)
Каракульский	200–250	–	20–30 (40–50)	30–60 (70–80)	–	50–60 (80–100)

Примечание. Пояса трещиноватости: I – повышенной, II – высокой; цифры в скобках – единичные максимальные значения величин.

Таблица 5 (окончание)

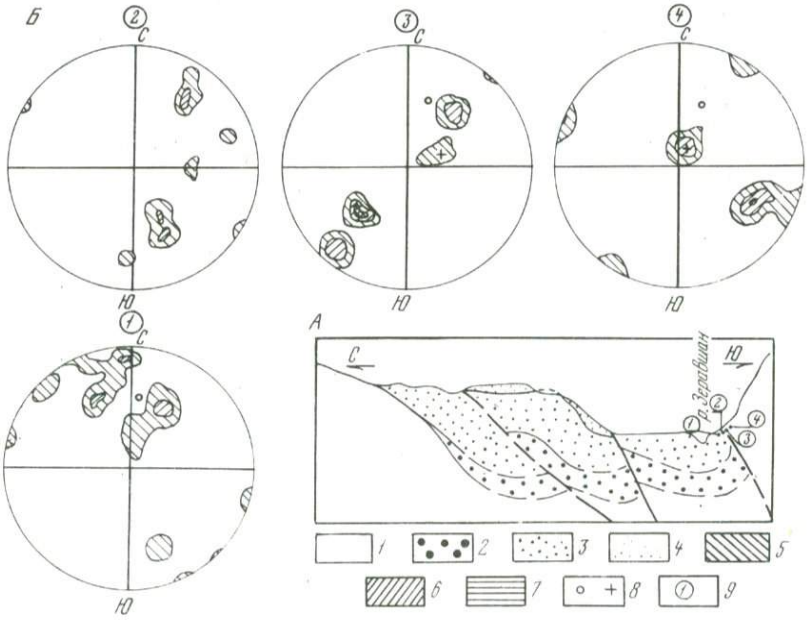
Взбросо-надвиг	Лежачее крыло					
	II			I		
	ширина, м	коэффициент трещинной пустотности, %	модуль трещиноватости, трещин/пог. м	ширина, м	коэффициент трещинной пустотности, %	модуль трещиноватости, трещин/пог. м
Северо-Зеравшанский	5–15 (20–60)	–	25–30 (35–40)	20–30 (40–50)	5–10	15–20
Путхинский	3–5	8–10	20–40	10–30	4–6	5–10
Испанский	3–5	–	20–40	15–20	3–5	5–10
Риватский	5–7	10–15	20–40 (50–60)	20–25	5–10	5–15
Магианский	20–30 (50–70)	–	50–60 (70–100)	30–50 (100–150)	–	10–30
Ягнобский	30–40	–	30–50	50–80	–	15–30
Каракульский	–	–	–	–	–	–



Р и с. 8. Геологическое строение Каракульской впадины

А — геологическая схема; Б — геологический профиль; В — фрагмент профиля

Структурно-геологические этажи: 1 — палеозойский, 2, 3 — мезо-кайнозойский (подэтажи: 2 — нижний (меловой), 3 — верхний (палеогеновый)); 4 — останец древнего пенеплена; 5 — изолинии древнего пенеплена (в м); зона Каракульского взбросо-надвига: 6 — подзона главного сместителя, 7-9 — пояса трещиноватости висячего крыла (7 — интенсивной, 8 — высокой, 9 — повышенной); разрывные нарушения: 10 — взбросо-надвиг (а — достоверный, б — предполагаемый), 11 — предполагаемый сброс; структурно-литологические границы: 12 — этажей, 13 — подэтажей; 14 — линия геологического профиля



Р и с. 9. Северо-Зеравшанский взбросо-надвиг в районе кишла. Парз

А — схематический профиль; Б — диаграммы трещиноватости

1 — палеозойские отложения; мезозойские отложения: 2 — юрские, 3 — меловые, 4 — палеогеновые; круговые диаграммы в изолиниях плотности трещин (в %): 5 — 1-12, 6 — 12-24, 7 — 24-36; 8 — элементы залегания (кружок — взбросо-надвига, крестик — пород); 9 — точки наблюдения

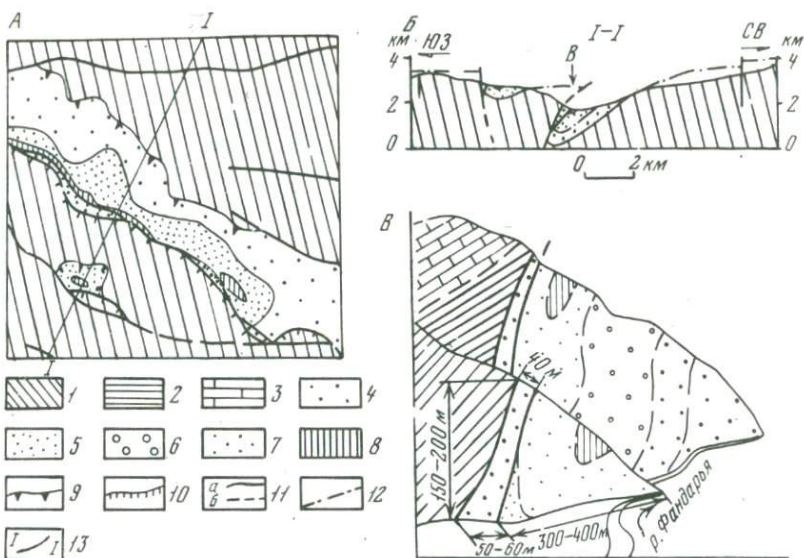
(устье р. Искандердарьи) выделяется тектонический клин, осложняющий западное крыло наклонной синклиальной складки. Он сложен темно-серыми верхнеюрскими аргиллитами, контактирующими восточнее по разрыву с красноцветными нижнемеловыми конгломератами. В поперечном разрезе тектонический клин суживается снизу вверх от 50–60 до 30–40 м, а поверхности сместителей имеют волнистую форму (рис. 10). В плане он представляет собой линзовидную изогнутую полосу длиной до 3 км. Похожий клин юрских пород отмечается и в восточной части Северо-Зеравшанского взбросо-надвига.

Магианский взбросо-надвиг в долине руч. Шарак осложнен серией субпараллельных взбросов (Аз. пд. $150-180^{\circ}$, $\angle 70-75^{\circ}$), образующих в лежачем крыле три тектонических клина (рис. 11).

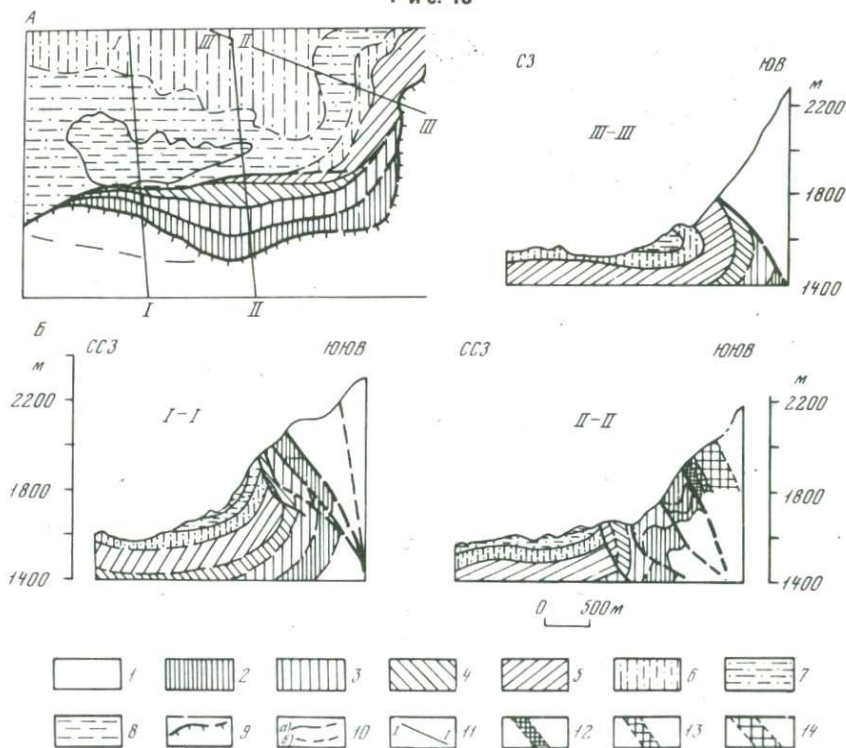
Южный тектонический клин шириной 200 м слагают юрские терригенные отложения; центральный клин красноцветных меловых терригенно-карбонатных отложений имеет ширину 250–300 м, а северный, образованный пестроцветной верхнемеловой и палеогеновой карбонатно-терригенной толщей, достигает ширины 250 м. Внутреннее строение тектонических клиньев усложняется с приближением к главному взбросо-надвику. Возрастает дробление, интенсивность приразрывной складчатости, вторичная измененность пород. В подзоне сместителя на границе юрского и мелового тектонических клиньев обнажается глинка трения красно-бурого цвета с примесью песчаного и углистого материала мощностью 5–15 см и тектоническая брекчия, составленная из мелко- и среднеобломочного карбонатно-терригенного материала, скрепленного известковым цементом, мощностью 1,2–1,5 м. Подзона главного сместителя Магианского взбросо-надвига слабо обнажена. Она выполнена разрыхленной вследствие выветривания тектонической брекчией, заполняющей промежутки между более плотными глыбами пород. Ширина подзоны — 10–15 м. Элементы залегания сместителя: Аз.пд. $170-10^{\circ}$, $\angle 65-75^{\circ}$.

В подзоне дробления висячего крыла, состоящего из верхнепалеозойских пород, выделяются с севера на юг три пояса трещиноватости (рис. 11): интенсивной (шириной 25–30 м), высокой (70–100 м) и повышенной (250–300 м). М мелких трещин в них соответственно имеют значения: 40–60 (изредка 80–100) 20–30 и 15.

В зоне Южно-Гиссарской системы разломов на южном борту Гиссаро-Алая отмечаются как сбросы, так и взбросо-надвиги (Бабаев, Кулагин, 1964; Шукин, 1970; Чуршина, 1972). С.И. Шукин (1970) описывает эту зону как серию региональных разломов протяженностью более 10 км и шириной от нескольких сот метров до 1–2 км каждый. Региональные разрывы включают ряд сбросовых, взбросовых и надвиговых сместителей, для которых местами предполагается и сдвиговая компонента. Один из таких разрывов — Богаинский представляет собой полосу тектонических клиньев общей шириной от нескольких сот метров до 4 км, а в междуречье Туполанга и Каратага до 10 км. Вдоль плоскостей сместителей, разделяющих эти клинья, наблюдаются тектонические брекчии и трещиноватые породы мощностью 2–150 м с глиной трения мощностью от нескольких десятков сантиметров до 3 м. По



Р и с. 10



Р и с. 11

приуроченности к этому разрыву внедрений магматических пород, С.И. Щукин (1970) предполагает его среднепалеозойское заложение и глубинное проникновение. А.Т. Тарасенко (1970) отмечает глубинное проникновение и Гиссарского разлома на южном борту Магиан-Ягнобской зоны впадин.

Максимальные амплитуды горизонтального перекрытия у взбросо-надвигов в 1,5–2 раза превышают амплитуды вертикальных новейших перемещений по ним. Это, по-видимому, может косвенно свидетельствовать в пользу определенного участия гравитационного механизма в формировании надвигающихся пластин.

В целом максимальные амплитуды вертикального и горизонтального перемещения, а также ширина и сложность строения разрывной зоны увеличиваются параллельно с нарастанием протяженности взбросо-надвигов.

Обращает на себя внимание незначительная — обычно от нескольких десятков метров — ширина подзоны передробленных пород у простых разрывов всех типов и любой протяженности (см. табл. 4). Дальнейшее увеличение ширины разрывного нарушения сопровождается образованием тектонических клиньев.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗРЫВОВ

Региональные разрывные нарушения, разделяющие зоны поднятий и зоны впадин, так же как сами зоны имеют преимущественно широтное и запад-северо-западное простирание (рис. 12). Региональные разрывы, секущие эти структурные зоны, отсутствуют. Оперение региональных разрывов крупными локальными развито слабо. В то же время наблюдаются переломы в простирании отдельных частей региональных разрывов. Это указывает на их составной характер в результате объединения

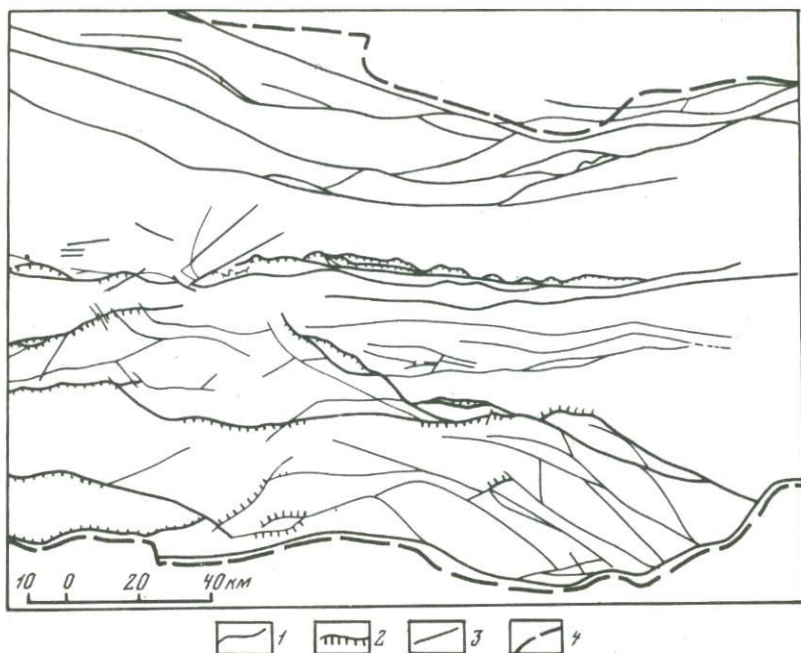
Р и с. 10. Геологическое строение Ягнобской впадины

А — геологическая схема; Б — геологический профиль; В — деталь геологического строения в приустьевой части р. Искандердарья (блок-диаграмма). Палео-

Палеозойский структурно-литологический этаж, отложения: 1 — нерасчлененные, 2 — нижнепалеозойские, 3 — верхнепалеозойские; мезо-кайнозойский структурно-литологический этаж, отложения: 4 — юрские, 5 — меловые нерасчлененные, 6 — нижнемеловые, 7 — верхнемеловые, 8 — палеогеновые; 9 — границы этажей; разрывные нарушения: 10 — взбросо-надвиги, 11 — сбросы (а — достоверные, б — предполагаемые); 12 — положение реконструированного древнего пенеплена; 13 — линия геологического профиля

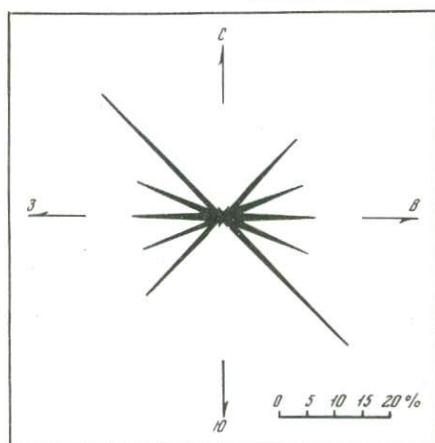
Р и с. 11. Строение южного борта Магианской впадины в районе Магиандарьи

А — геологическая схема; Б — геологические профили
Отложения: 1 — палеозойские, 2–3 — мезозойские, (2 — юрские, 3 — меловые), 4–8 — кайнозойские (4 — палеоцен-эоценовые; свиты: 5 — кштутская, 6 — обилайская, 7 — магианская, 8 — гузарская); разрывные нарушения: 9 — главный взбросо-надвиг, 10 — второстепенные разрывы (а — взбросы, б — предполагаемый сброс); 11 — линии профилей; пояса трещиноватости всячего крыла: 12 — интенсивной, 13 — высокой, 14 — повышенной



Р и с. 12. Карта разрывов Западного Гиссаро-Алая

Разрывные нарушения: 1 — суб-вертикальные, 2 — взбросо-надвиги, 3 — региональные; 4 — границы Гиссаро-Алая



Р и с. 13. Роза румбов простираений локальных разрывов Западного Гиссаро-Алая (в процентах от общего числа разрывов)

ряда локальных разрывов разного простираения². Соответственно при рассмотрении локальных разрывов учитываются и такие отрезки региональных разрывов.

Простираения локальных разрывов существенно отличаются от простираений региональных разрывов. Среди локальных явно преобладают разрывы северо-западной ориентировки (31%). Вдвое меньшим количе-

² Извилистость выходов на земную поверхность фронта надвиговых швов имеет в значительной мере эрозионную природу, а потому не учитывается.

ством (по 15–19%) отличаются разрывы широтного, северо-восточного, запад-северо-западного и восток-северо-восточного направления. Еще на порядок меньше число разрывов северо-северо-западного и северо-северо-восточного простираний (по 1,5%). И, наконец, практически полностью отсутствуют меридиональные разрывы (рис. 13).

В распределении разрывов по зонам наблюдается определенная закономерность, которая не может быть отнесена за счет неравномерной изученности территории. Максимальная концентрация разрывов, т.е. степень блоковой передробленности территории, характерна для Магиан-Ягнобской зоны впадин и Зеравшанской зоны поднятий. Напомним, что это — территория с региональными структурами наиболее молодого заложения и с наибольшей глыбовостью локальных структур. Несколько ниже степень блоковой передробленности в Гиссарской зоне поднятий. Наименьшей передробленностью отличается северная часть Западного Гиссаро-Алая, к северу от Зеравшанской зоны поднятий.

Возрастные взаимоотношения разрывов разных систем очень сложны. В большинстве случаев диагональными разрывами секутся широтные. При пересечении разрывов разных простираний более молодыми из них оказываются то одни, то другие. Скорее всего, эти системы разрывов являются сопряженными, развивавшимися синхронно и многократно обновлявшимися.

О СООТНОШЕНИИ СБРОСОВ И ВЗБРОСО-НАДВИГОВ

Среди рассмотренных выше характеристик двух главных типов разрывов — сбросов и взбросо-надвигов — можно выделить такие, которые проливают свет на их природу.

В первую очередь обращает на себя внимание различие в амплитудах перемещения — у взбросо-надвигов они значительно, иногда на порядок больше.

Во-вторых, строение взбросо-надвигов значительно сложнее. Как правило, эти структуры состоят из нескольких разрывных поверхностей (кулисообразные поверхности, сбросы отседания и т.п.).

Отмеченные черты повышенной сложности строения и значительного размаха вертикальных перемещений по взбросо-надвигам хорошо согласуются с большей длительностью их развития. Действительно, как будет показано ниже, все главные взбросо-надвиги — это структуры, заложившиеся до начала новейшего этапа. По большинству из них фиксируются мезозойские перемещения, а по некоторым — и палеозойские. Исключение составляют Путхинский и Испанский взбросо-надвиги. Далее будет показано, что они являются вторичными образованиями, обусловленными формированием Северо-Зеравшанского взбросо-надвига в мезозойских отложениях его лежащего крыла.

В то же время, рассматривая морфологию разрывных швов, нетрудно заметить, что различие их у сбросов и взбросо-надвигов наблюдается лишь в приповерхностной части. Дело в том, что сбросы субвертикальны по всему разрезу, а взбросо-надвиги с глубиной становятся все более крутыми, превращаясь в субвертикальные поверхности. Субвер-

тикальность глубоких частей взбросо-надвигов подтверждается отмеченной выше их общей прямолинейностью в плане. Это относится ко всем главным взбросо-надвигам, в том числе и к Северо-Зеравшанскому.

Таким образом, можно считать, что взбросо-надвиги развились из сбросов. Следовательно, оба типа разрывов имеют общую природу, но отражают разные стадии развития первоначально субвертикальных разрывов.

Следует отметить, что все сказанное касается лишь первичных разрывов, образовавшихся при сколовых подвижках в палеозойском фундаменте, изгибавшемся в процессе сводового воздымания Гиссаро-Алая. Выше уже были отмечены вторичные — Путхинский и Испанский — взбросо-надвиги, развивавшиеся в мезо-кайнозойских осадках Зеравшанского прогиба. Среди сбросов вторичными являются сбросы отседания в висячих крыльях первичных взбросо-надвигов.

По ширине разрывной зоны резко обособляются два класса разрывов: 1) с одной разрывной поверхностью и 2) сопровождающиеся тектоническими клиньями. У первых ширина подзоны передробленных пород не превышает нескольких метров или десятков метров, в у вторых она достигает многих сотен метров и даже нескольких километров.

ШОВНЫЕ ЗОНЫ

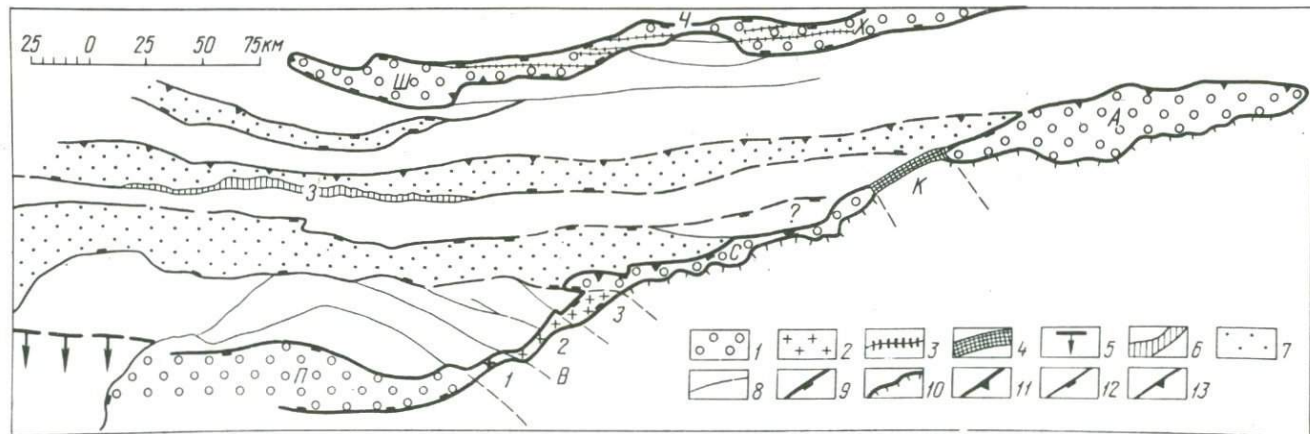
Гиссаро-Алайское сводово-глыбовое поднятие с севера и юга ограничено шовно-депресссионными зонами. На севере располагается зона Впадин сороковой параллели, а на юге — Предгиссаро-Кокшаальская зона впадин. В приосевой части поднятия проходят Зеравшанская шовная зона (рис. 14). Кроме того, в его пределах намечается ряд структур, по некоторым признакам приближающихся к шовным зонам, но обычно меньших по размерам.

Описание начинается с детально изученной и наименьшей из шовных зон — Зеравшанской и более мелких локальных шовных структур, расположенных во внутренних частях Гиссаро-Алая. Затем приводится краткая характеристика зоны Впадин сороковой параллели. Последней рассматривается Предгиссаро-Кокшаальская зона шовных впадин, наиболее крупная и сложная.

ЗЕРАВШАНСКАЯ ШОВНАЯ ЗОНА И ДРУГИЕ ШОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ВНУТРЕННИХ ЧАСТЕЙ ЗАПАДНОГО ГИССАРО-АЛАЯ

Зеравшанская шовная зона образовалась на границе двух региональных структур: Пенджикент-Айнинской зоны впадин и Зеравшанской зоны поднятий. Протяженность шовной зоны — около 140 км. Правда, разрыв, который является ее продолжением в обе стороны, местами осложнен дислокациями, близкими к развитым в пределах шовной зоны.

Разрывная природа указанных выше региональных структур отмечалась многими исследователями (Костенко, 1958; Чистяков, 1958; Юрьев, 1963; Чедия, Брусничкина, 1965 и др.). Наиболее детально она была рассмотрена Г.П. Винниченко (1972). Этот исследователь выделяет Северо-Зеравшанский надвиг, по которому палеозойские отложения Зеравшанского хребта надвинуты на мезозойские осадки Пенджикент-Айнинской зоны впадин. Пологие падения плоскости сместителя наблюдаются на отдельных участках. На остальной территории и в тылу надвигов эта плоскость крутая ($60-80^{\circ}$). Поэтому Северо-Зеравшанский разрыв правильнее относить к взбросо-надвигам. По мнению Г.П. Винниченко, этот разрыв образует выпуклую к северу дугу, концы которой приключаются к Зеравшанскому разлому, выделенному



Р и с. 14. Шовные зоны Гиссаро-Алая

Элементы краевых шовных зон: 1 — впадины, 2 — грабены, 3 — горсты и антиклинали, 4 — зона дробления, 5 — флексура; структуры Гиссаро-Алая: 6 — Зеравшанская шовная зона, 7 — относительно прогнутые зоны (зоны впадин), 8 — разрывы, связанные с развитием краевых шовных зон; границы краевых шовных зон: 9 — взбросо-надвиговые, 10 — надвиговые, 11 — пликативные; границы региональных структур Гиссаро-Алая: 12 — дизъюнктивные, 13 — пликативные; шовная зона Впадин сороковой параллели: Ш — Шахристан-Ляйлякская впадина, Ч — Чаркуйская перемычка, Х — Хайдаркан-Ошнинская впадина, З — Зеравшанская шовная зона; Предгиссаро-Кокшаальская шовная зона: П — Предгиссарская впадина, В — Вахш-Илякская перемычка (грабены: 1 — Иляк-Обигармский, 2 — Верхневвахшский, 3 — Лябиджарский), С — Сурхобская впадина, К — Кызылсульская перемычка, А — Алайская впадина

М.М. Кухтиковым (1964 а, б) при описании палеозойских структурно-фациальных зон. С такой трактовкой трудно согласиться, поскольку этот древний краевой разлом не выражен в мезо-кайнозойской структуре на рассматриваемом участке. Следовательно, новейший Северо-Зеравшанский взбросо-надвиг не может служить его осложнением или оперением¹. Тем не менее строение этого разрыва описано правильно. Однако общая структура шовной зоны представляется более сложной, особенно в центральной части. На флангах зоны ее строение более простое, но отличается определенной спецификой. Поэтому сначала рассматривается центральная, а затем фланговые части шовной зоны.

Центральная часть шовной зоны

В районе между кишлаками Урмитан и Похут, где шовная зона имеет наиболее полное развитие, в ней выделяются три подзоны, две из которых принадлежат поднятому, а одна — опущенному крыльям (региональным блокам).

В поднятом крыле выделяются фронтальная подзона взбросо-надвиговых тектонических блоков и тыловая подзона блоков отседания. В опущенном крыле развита цепь приразломных грабен-синклиналей — подзона приразломных впадин (рис. 15). Строение и соотношение перечисленных подзон изучено в районе пос. Айни, где наиболее полно развиты шовные дислокации в обоих крыльях.

Границей между поднятым и опущенным блоками служит Северо-Зеравшанский взбросо-надвиг. Его фас в плане извилист, причем степень извилистости повышается по мере выполаживания плоскости разрыва и увеличения ширины фронтальной подзоны, которая у пос. Айни достигает 2,5—3 км. При сокращении ширины фронтальной подзоны эта плоскость становится более крутой, а извилистость разрыва уменьшается. Вдоль плоскости взбросо-надвига, особенно крутой ее части, наблюдается "заволакивание" узких тектонических клиньев, сравнительно пластичных юрских отложений. С этим процессом, вероятно, следует связывать интенсивное очернение зон разрывов, разделяющих блоки фронтальной подзоны, возможно, обусловленное истиранием углистого материала юрских отложений или даже разносом его водами, фильтрующимися по зонам разрывных нарушений. Впрочем, углистые породы встречаются и в среднем палеозое.

Изменение углов наклона поверхности Северо-Зеравшанского разрыва (т.е. его "kozyрьковый" характер) прослежено Г.П. Винниченко (1972) по долинам рек Мадм, Кум, Маргузар, которые пересекают висячее крыло разрыва. По мнению Г.П. Винниченко, подтвержденному нашими наблюдениями (Несмеянов, Бархатов, 1975), на водораздель-

¹ Г.П. Винниченко (1972) предполагает, что время заложения Северо-Зеравшанского разрыва относится к герцинскому этапу. При этом используются представления М.М. Кухтикова (1962) о существовании на его месте палеозойского второстепенного ("внутризонального") разрыва. Однако сам же Г.П. Винниченко отмечает, что палеозойская история этого разрыва изучена недостаточно, а о наличии мезозойских разрывных перемещений данные отсутствуют.

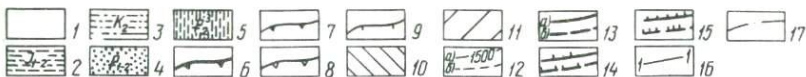
ных грядках между указанными реками падения сместителя составляют 35–40⁰, а у их русел — 60–70⁰. Следует лишь добавить, что в некоторых местах, например, к северу от пос. Айни, происходит увеличение наклона сместителя в прифронтальной части надвига до 60–70⁰. Здесь, по-видимому, фронт надвигающегося блока упирался в верхнюю кромку опускающегося блока.

Тыловая подзона представляет собой ряд блоков, имеющих в плане форму сегментов с обращенной к югу дугой. Ширина этих блоков достигает 5,5 км. Их тыловые дугообразные разрывы являются типичными сбросами, выраженными в рельефе крутыми уступами.

Границей между фронтальной и тыловой подзонами служит прямолинейный разрыв типа сброса с вертикальным сместителем, вдоль которого образуется обращенный к северу уступ в рельефе. Уступ, очевидно, является приповерхностным отражением оси главного разлома глубокого проникновения, с которым сопрягается плоскость фронтального взбросо-надвига. Следовательно, величина горизонтального перекрытия по этому взбросо-надвигу отвечает ширине фронтальной подзоны.

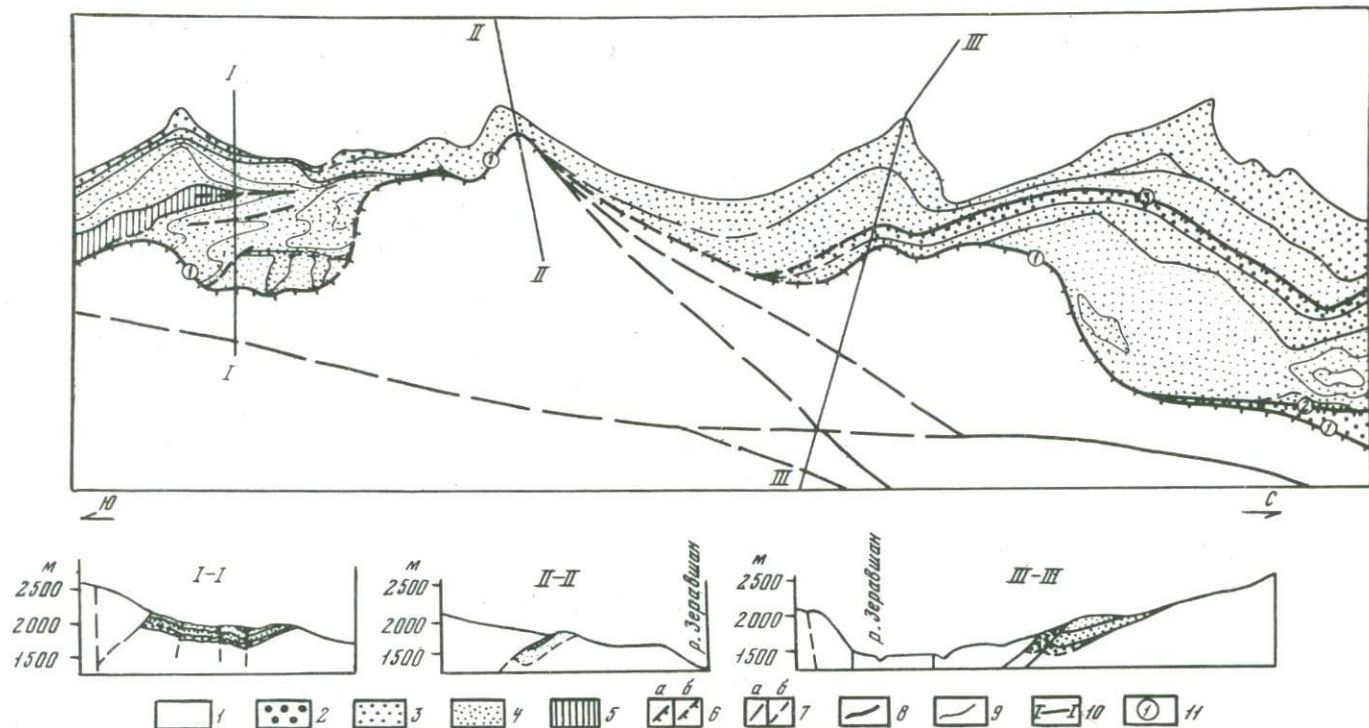
Таким образом, шовные дислокации поднятого блока представляют собой в поперечном разрезе раскрывающийся кверху веер блоков, во фронтальной части взбросовых, а в тыловой — сбросовых.

Главными шовными дислокациями опущенного блока являются приразломные впадины, которые могут рассматриваться как грабен-синклинали. Ширина их достигает 3 км. У пос. Айни и к востоку от него Захматабадская впадина осложнена двумя дополнительными опрокинутыми антиклиналями — Испанской и Путхинской, северные крылья которых оборваны по одноименным разрывам. Последние представляют собой взбросо-надвиги. Указанные дополнительные складки и разрывы образовались в результате давления надвигающихся блоков фронтальной подзоны. Следовательно, они могут рассматриваться как складки выдавливания или заволакивания, генетически родственные складкам волочения, но гораздо более крупные.



Р и с. 15. Центральная часть Зеравшанской шовной зоны

1 — палеозойский структурно-литологический этаж; субплатформенный подэтаж мезо-кайнозойского структурно-литологического этажа; 2 — нижний комплекс (юрский терригенный угленосный подкомплекс), 3–5 — верхний комплекс (подкомплексы: 3 — верхнемеловой карбонатно-терригенный, 4 — палеоцен-эоценовый терригенно-карбонатный, 5 — верхнеэоценовый карбонатно-терригенный); структурно-литологические границы: 6 — этажей, 7 — подэтажей, 8 — комплексов, 9 — подкомплексов; Зеравшанская шовная зона: 10 — подзона фронтального надвигания, 11 — подзона тылового отседания; 12 — изолинии деформации древней поверхности выравнивания (в м) по геолого-геоморфологическим профилям (а — достоверные, б — предполагаемые); разрывные нарушения: 13 — сбросы (здесь и далее: а — достоверные, б — предполагаемые), 14 — взбросы, 15 — взбросо-надвиги, 16 — линии геологических профилей, 17 — положение реконструируемой древней поверхности выравнивания на профилях



Р и с. 16. Геологическая схема района поселков Хайрабад и Айни

1 — палеозойская группа; мезозойская группа: 2 — юрская система, 3 — верхнемеловой отдел; кайнозойская группа: 4 — палеоценовый и эоценовый отделы, 5 — олигоценый отдел; разрывные нарушения: 6 — взбросо-надвижки (здесь и далее: а — достоверные, б — предполагаемые), 7 — крутопадающие; 8 — геологические границы; 9 — дополнительные структурные линии; 10 — линии профилей; 11 — название взбросо-надвижек: 1 — Северо-Зеравшанский, 2 — Испанский, 3 — Путхинский

Западнее, в районе Хайрабада в мезо-кайнозойских породах лежащего крыла Северо-Зеравшанского надвига наблюдаются флексуры и более симметричные складки (рис. 16, профиль I—I).

Строение шовной зоны показывает, что она формировалась как осложнение структурного уступа, созданного встречными вертикальными перемещениями воздымающегося и опускающегося региональных блоков (зоны поднятий и зоны впадин). При этом дополнительная нагрузка, вызванная надвиганием фронтальной подзоны, способствовала еще большему прогибанию прилегающей части впадин. Возникновение самой фронтальной ("kozyрьковой") подзоны обычно объясняется гравитационным "расползанием" воздымающегося блока. Характер геоморфологического выражения осевого разрывного шва и швов тыловых блоков позволяет трактовать последние как ступени отседания, возникшие в значительной мере после завершения формирования фронтальной подзоны.

Фланговые части шовной зоны

Западный фланг Зеравшанской шовной зоны отличается весьма своеобразными структурами. На участке между кишл. Урмитан и р. Кштут происходит кулисообразное отступление надвигового фронта (рис. 17, см. вкл.). Здесь по долине р. Риват глубокая шовная впадина осложнена узкой антиклиналью, близкой по форме и складкам выдавливания.

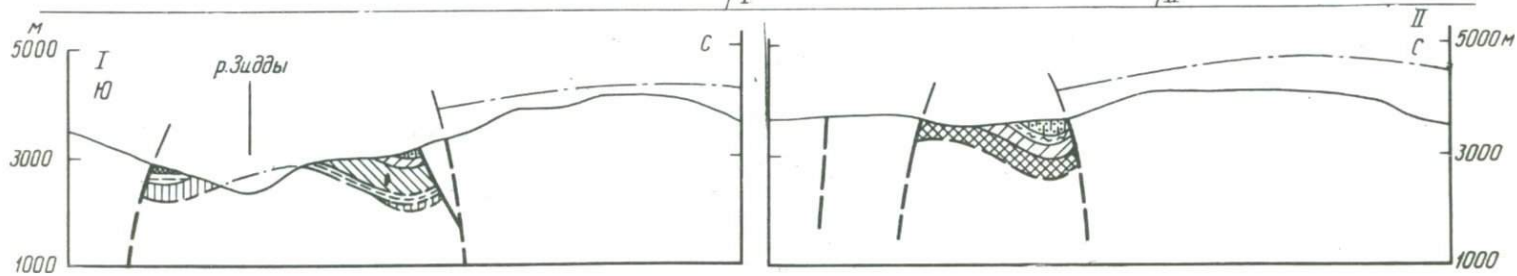
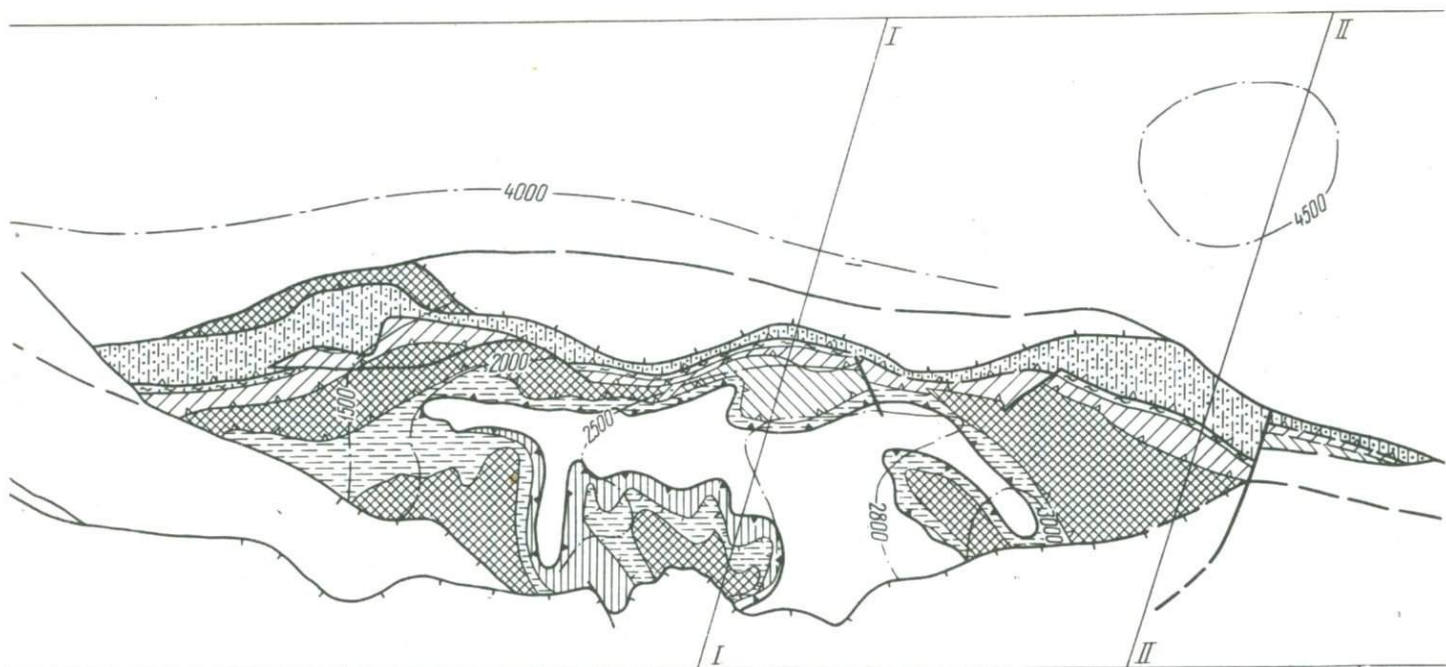
К западу от р. Кштут расположена Кштут-Зауранская синклиналь, сложенная осадками субплатформенного подэтажа и сильно сжатая между двумя разрывами. По южному она опущена относительно поднятий Зеравшанской зоны, а по северному — поднята относительно Пенджикентской впадины. Это структурное положение синклинали отражено в рельефе. Таким образом, Кштут-Зауранская синклиналь образует структурную и орографическую ступень между зоной поднятий и зоной впадин. Она может рассматриваться как очень крупная линза заволакивания вдоль фронтальной взбросовой плоскости.

Далее к западу, вдоль южного борта Пенджикентской впадины наблюдаются отдельные участки развития взбросо-надвигов.

На восточном фланге Зеравшанской шовной зоны приразломные впадины выполнены осадками нижнего структурного комплекса субплатформенного подэтажа. У контакта с фронтальной подзоной они нередко образуют лежащие складки, например, на месторождении Гузн. При этом северные крылья впадин почти горизонтальны (Кухтиков, 1962). Восточное замыкание прогиба сопровождается его расщеплением на две ветви, каждая из которых имеет строение, аналогичное вышеописанному.

Второстепенные структуры шовной природы

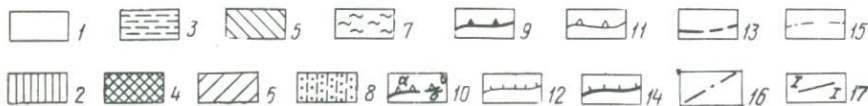
В Западном Гиссаро-Алае ряд локальных структур напоминает по своему строению Зеравшанскую шовную зону. Это морфологическое сходство связано, скорее, с общностью морфологии поперечного сечения и последовательности этапов их образования, т.е. с генетическим



родством. Среди подобных структур в первую очередь следует назвать Магианскую и Ягнобскую впадины, представляющие собой асимметричные прогибы. Их южные крылья нарушены взбросо-надвигами, сместители которых сопровождаются тектоническими клиньями. В Магианской впадине вдоль южного борта располагаются тектонические клинья до 2 км в поперечнике, сложенные юрскими и меловыми породами. В Ягнобской впадине тонкая пластина — тектонический клин — юрских отложений зажата между двумя плоскостями взбросо-надвига в районе приустьевой части Искандердарьи. Воздымающийся по этому разрыву блок ограничен на юго-западе сбросом отседания. В его тыловой части находится останец меловых осадков (см. рис. 10). Отсутствие в их основании юрских отложений, достигающих в Ягнобской впадине почти километровой мощности, свидетельствует о существовании значительного уступа в мезозойском рельефе на месте южного борта Ягнобской впадины.

Другим примером может служить цепь высоко поднятых и расчлененных эрозией грабен-синклиналей, расположенных вдоль южного борта Магиан-Ягнобской зоны впадин. Все они с юга нарушены взбросо-надвигами, вдоль которых происходит подворачивание слоев мезозойских отложений. Северные крылья довольно пологие. Здесь Куль-Тавасангская впадина кулисообразно подставляется с юга Каракульской впадиной (см. рис. 4, А), на продолжении которой расположен Зиддинский грабен. Последний ограничен взбросо-надвигами с севера и юга (рис. 18). Он интересен еще и тем, что довольно плоское его днище осложнено антиклинальным перегибом (Чедия, 1963). Такое строение грабена свидетельствует о дополнительном прогибании участков, перекрытых надвигающимися пластинами.

Сходство депрессионных структур Западного Гиссаро-Алая дополняется и тем, что как все локальные структуры, так и Зеравшанская шовная зона выклиниваются к востоку по мере общего воздымания Гиссаро-Алайского сводового-глыбового поднятия.

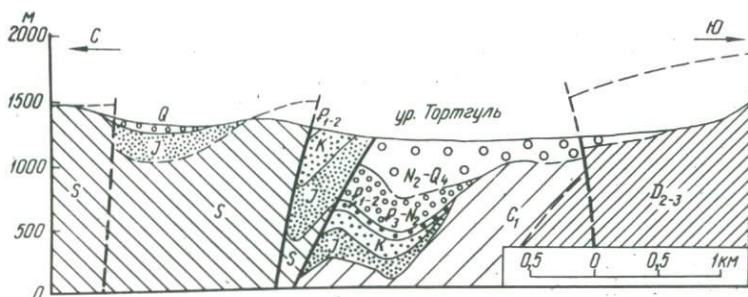


Р и с. 18. Новейшая структура Зиддинской впадины

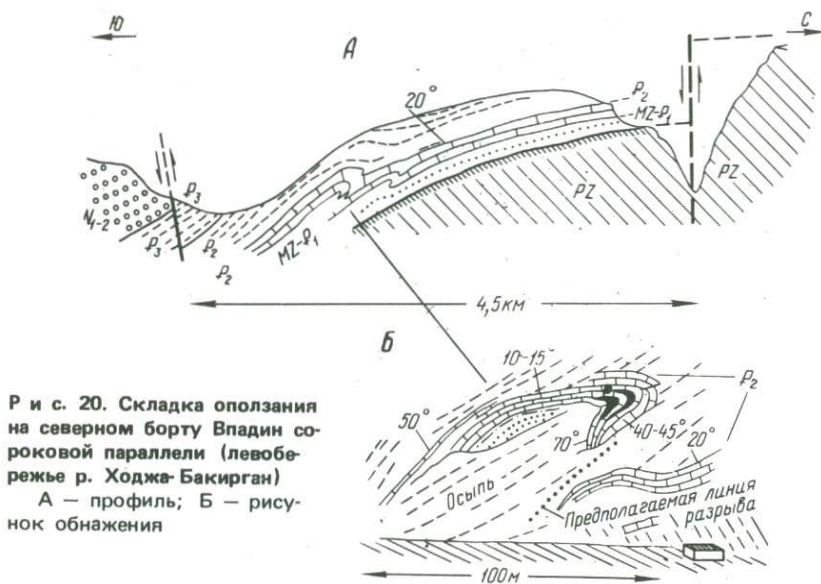
1 — палеозойский структурно-литологический этаж; мезо-кайнозойский структурно-литологический этаж: субплатформенный подэтаж, нижний комплекс: 2, 3 — подкомплексы (2 — юрский, 3 — нижнемеловой), верхний комплекс: 4-7 подкомплексы (4 — меловой нерасчлененный, 5 — верхнемеловой, 6 — палеоцен-эоценовый, 7 — верхнеэоценовый); 8 — орогенный подэтаж (верхнеолигоценовый подкомплекс); структурно-литологические границы: 9 — этажей, 10 — подэтажей (здесь и далее: а — достоверные, б — предполагаемые), 11 — комплексов, 12 — подкомплексов; разрывные нарушения: 13 — субвертикальные, 14 — взбросо-надвиги; 15 — изолинии древней поверхности выравнивания; 16 — поверхности выравнивания, реконструированные на профиле; 17 — линия профиля

ЗОНА ВПАДИН СОРОКОВОЙ ПАРАЛЛЕЛИ

Цепь Впадин сороковой параллели² была описана ранее (Несмеянов, 1970, 1971а). Она протягивается в широтном направлении более чем на 300 км и представляет собой глубокий и сложно построенный гра-



Р и с. 19. Поперечный профиль шовной зоны Впадин сороковой параллели в районе урочища Тортгуль (по В.Б. Копылову, с дополнениями С.А. Несмеянова)



Р и с. 20. Складка оползания на северном борту Впадин сороковой параллели (левобережье р. Ходжа-Бакирган)
А — профиль; Б — рисунок обнажения

бенообразный прогиб. Северный и южный его борта практически повсеместно ограничены разрывами. Однако характер дислоцированности и распределения мощностей мезо-кайнозойских отложений свидетельствуют о длительном формировании и пликативной природе внутренней

² Название предложено В.Н. Вебером (1934) и с тех пор широко используется в литературе.

структуры впадин (рис. 19). Их конседиментационное прогибание местами сопровождалось формированием гравитационных складок оползания за счет "соскальзывания" мезо-кайнозойского чехла по круто наклоненной поверхности палеозойского фундамента (рис. 20).

В рассматриваемой западной части цепи впадин с запада на восток выделяются Шахристан-Ляйлякская впадина (130 x 20 км). Чаркуйская перемычка (45 x 2—8 км) и Сохско-Охнинская впадина (около 150 x x 15 км). В Шахристан-Ляйлякской впадине мощность мезо-кайнозоя достигает 2 км, а новейших отложений — 0,6 км. На западе Сохско-Охнинской впадины мощность мезо-кайнозоя составляет 1,2 км. Чаркуйская перемычка представляет собой суженную и менее глубокую часть цепи впадин. Она дугобразно огибает выступ Гиссаро-Алайского сооружения.

Местами цепь впадин совпадает с Заамин-Каравшинским палеозойским краевым разломом, отделявшим Курганакскую структурно-фациальную зону от зоны высоких предгорий Алая, что свидетельствует о длительной унаследованности шовных структур в этом районе.

ПРЕДГИССАРО-КОКШААЛЬСКАЯ ЗОНА ШОВНЫХ ВПАДИН

Строение южного борта Гиссаро-Алая трактовалось по-разному. Еще в 20-х годах Р. Клебельсберг отмечал здесь Вахшский круто падающий к северу разрыв, протягивающийся от сочленения Байсун-Кугитангской системы поднятий с Гиссарским хребтом вдоль северного борта Гиссарской долины, Верхнего Вахша, Сурхоба, Кызылсу и южных подножий Кокшаальского хребта. По мнению Клебельсберга, палеозойские отложения Гиссарского хребта надвинуты по этому разрыву к югу на мезо-кайнозойские отложения. Впоследствии этот разрыв нередко именовался линией Клебельсберга. Наиболее дискуссионной оказалась его часть, ограничивающая Восточный Гиссаро-Алай, поскольку ее природа обычно связывалась с трактовкой границы между Памиром и Тянь-Шанем.

Не останавливаясь на множестве взаимно дополняющих построений, подробно рассмотренных в работах И.Е. Губина (1960), С.А. Захарова (1970) и др., приведем принципиально различающиеся концепции.

И.Е. Губин (1960) проводил вдоль долин Верхнего Вахша, Сурхоба и Кызылсу региональный Вахшский надвиг с амплитудой горизонтальных перекрытий до 9 км, по которому мезо-кайнозойские отложения Северного Памира надвинуты к северу на палеозойские, меловые или палеоген-неогеновые породы Передовой зоны Южного Тянь-Шаня.

С.А. Захаров (1948, 1955, 1962) выделяет Сурхобскую линию смещения, имеющую взбросо-сдвиговую природу с амплитудой правосдвигового перемещения порядка нескольких десятков километров. Она проходит по долинам рек Сурхоб, Вахш, а крайние западные ее ветви с севера и юга охватывают Гиссарскую долину.

А.И. Суворов (1968) трактует Вахшскую надвиговую зону И.Е. Губина как составную часть Вахско-Каракорумской сопряженной дина-

мопары разломов. По его мнению, Вахшская зона и параллельные ей дуги чешуйчато-складчатых структур Памира обрываются на востоке системой Тянь-Шань-Куньлуньского и Памиро-Каракорумского грандиозных правых сдвигов северо-западного простирания. Зона представляет собой крайний северный элемент сдвига-надвиговых структур Памиро-Гималайского сектора Азии, перемещенных в сторону Тянь-Шаня. Суммарная величина горизонтального перекрытия по Вахшской зоне за послелюрское время оценивается в 100 км, а вертикальное поднятие южного крыла — в 790—1130 м. По А.И. Суворову (1968, с. 148), Предгиссарский прогиб восточнее Душанбе “выходит из-под зоны Вахшского надвига”. Таким образом, восточная часть Предгиссарского прогиба, очевидно, должна распространяться под аллохтон.

М.М. Кухтиков (1954, 1956) наметил вертикальный глубинный краевой Вахшский разлом, близкий в плане с фронтом Вахшского надвига И.Е. Губина. В последующие годы вдоль южного борта Гиссаро-Алая многими исследователями проводится Гиссаро-Кокшаальская серия разрывов (Губин, 1960) или Гиссаро-Кокшаальский глубинный разлом (Бабаев, Кулагин, 1964 и др.).

Большая группа исследователей указывает на приуроченность к этой границе ряда молодых впадин. Особое внимание уделялось полосе четвертичных впадин, протягивающихся от Гиссарской долины до Кашгарии и выделенной Г.И. Рейснером (1963) в Предпамирскую депрессионную зону³. Отрезок этой зоны от Верховьев Вахша до Алайской долины Г.И. Рейснер расчленил на четыре участка с различным строением. По мнению М.В. Гзовского, В.Н. Крестникова, И.Л. Нерсесова, Г.И. Рейснера (1958), Н.Н. Леонова (1961) и других, в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня располагается мезозой-палеогеновый Северо-Памирский (или Предпамирский) прогиб. Начавшаяся в конце палеогена активизация тектонических движений привела к смещению этого прогиба в северном направлении. В четвертичном периоде он целиком переместился на южный борт Тянь-Шаня, превратившись в прерывистую полосу тектонических впадин. Последние располагаются между глубинными разломами: Петровским на юге и Сурхобским на севере. На всех участках отмечается существование продольной и поперечной зональности. Кроме того, заложение депрессионной зоны в современном ее виде считается разновозрастным: ранний плейстоцен на Алайском участке, средний плейстоцен на Сурхобском и Вахшском участках, а на Кызылсуиском участке депрессионная зона еще не оформилась (Рейснер, 1963).

Л.М. Лысков (1966, 1969) в пределах долин верховьев Вахша и низовьев Сурхоба выделил дизъюнктивную зону — зону глубинного (краевого) Гиссаро-Кокшаальского разлома шириной от 1—2 км на западе до 12—15 км на востоке. Северный ее борт ограничен серией Южно-Гиссарских разрывов, а южный — Вахшским региональным крутопадающим разрывом. На левобережье Вахша эта зона по диагонали пересекается Яхакским разрывом, к западу от которого развиты палеозойские гра-

³ Название, безусловно, неудачное, так как ни западная, ни восточная части зоны не имеют отношения к Памиру.

нитойды, а к востоку — верхнетретичные отложения. Вахшский разрыв имеет “kozyрьковое” строение и горизонтальную амплитуду до 1,2 км. Гиссаро-Кокшаальский разлом представляет собой, по мнению Л.М. Лыскова, сложно построенную тектоническую зону блоковых структур, либо серию почти сливающихся разрывных нарушений. Лысков допускает, что вся Гиссарская долина представляет собой один из участков этого разлома, ограниченный на юге Илякским разломом, а на севере — Южно-Гиссарской системой разрывов.

Таким образом, главная тенденция в изменении взглядов на строение южного борта Гиссаро-Алая заключается в постепенном отходе от представления о единой разрывной плоскости (типа взброса, надвига или сдвига) и в признании существования здесь крупной шовной зоны, имеющей депрессионный характер.

По нашему мнению, это цепь шовных впадин, протягивающаяся вдоль всего южного подножья Тянь-Шаня, — Предгиссаро-Кокшаальская шовная зона.

На западном ее фланге происходит торцовое сочленение широтной Гиссарской зоны поднятий с ориентированными в северо-восточном направлении дислокациями Байсун-Кугитангской системы поднятий. А.В. Покровский (1963) предполагает существование здесь широтного глубокого разлома, заложившегося еще в начале среднего карбона. По его мнению, указанное сочленение осуществляется в узкой (3–5 км) зоне, которая морфологически выражена цепочкой впадин, выполненных мезозойскими отложениями. М.М. Кухтиков (1972), критикуя построения А.В. Покровского, указывает на отсутствие здесь широтных разрывов, но признает, что вкрест простирания этой зоны происходят определенные изменения в разрезе среднекаменноугольных и раннепермских отложений. Здесь же, как известно, наблюдается резкое нарастание к югу мощностей мезо-кайнозойских отложений. Логичнее поэтому считать, что в целом структура данного сочленения представляет собой моноклираль, которую можно назвать **Северо-Байсунской**. Заложившись в верхнем палеозое, она продолжала формироваться в течение значительной части мезозоя и палеогена, постепенно трансформируясь в зону торцового сочленения. По Л.Б. Вонгазу (1970), эта перестройка структурного плана в Байсун-Кугитангском районе началась в юре, а по С.А. Захарову (1958), — на границе мезозоя и кайнозоя. Особенно ярко она проявлялась в новейшем периоде из-за осложнения Байсун-Кугитангского поднятия системой продольных грабен-синклиналей.

Восточнее, в пределах советской территории Предгиссаро-Кокшаальская цепь впадин складается из следующих элементов: 1) Предгиссарская впадина, 2) Вахш-Илякская перемычка, 3) Сурхобская впадина, 4) Кызылсуйская перемычка и 5) Алайская впадина (см. рис. 13).

Предгиссарская впадина (150 × 30 км) ограничена с севера серией разрывов, считающих элементами Гиссаро-Кокшаальской системы разрывов (она часто называется Южно-Гиссарской системой). Наиболее крупным из них считается Ханакинский (или Богаинский), плоскость которого наклонена к северу под углами 60–70°, а амплитуда вертикальных перемещений достигает 5–6 км (Бабаев, Кулагин, 1964; Ку-

лагин, 1968; Чуршина, 1972). С.А. Захаров (1962) трактует его как взбросо-сдвиг. По гипоцентрам землетрясений глубина проникновения Гиссаро-Кокшаальского разлома достигает в этом районе 30 км (Бунз, Рейман, 1960; Бунз, Мамадалиев, Агафонова, 1968).

Южный борт впадины на значительном протяжении нарушен Илякским разломом, который считается ветвью Гиссаро-Кокшаальского и характеризуется столь же высокой сейсмичностью и глубиной очагов. Этот разлом, начиная с юрского периода, существенно влияет на распределение осадков и характер развития процессов складкообразования. К югу от него палеозойский фундамент опущен на глубину до 5–6 км, а к северу — на глубину 1,5–3 км. В то же время по кровле мезозоя наблюдаются противоположные соотношения, т.е. поднятым оказывается южное крыло. В результате в приповерхностной структуре Илякский разлом представляет собой взброс с поднятым южным крылом, а по кровле палеозойского фундамента — сброс с поднятым северным крылом (Бабаев, Кулагин, 1964; Беккер и др., 1974). Очевидно, происшедшая в новейшем периоде смена знака движений привела к изменению морфологического типа данного разлома, по крайней мере в его приповерхностной части.

С.А. Захаров, первоначально отмечавший признаки правосторонних сдвиговых перемещений по Гиссаро-Кокшаальскому разлому, позднее пришел к выводу, что главная часть смещения приходится на его южную ветвь — Илякский разлом (Захаров, 1948).

В центральной части впадин расположена меридиональная Ханакская перемычка, делящая ее на две ячеи. Строение западной ячеи изучено слабо. Учитывая недостаточную четкость ограничения Предгиссарской впадины с юго-запада, Л.Б. Вонгаз (1970) включает ее в Сурхандарьинский синклиниорий. Аналогично поступают Ю.Г. Леонов (1967), выделяющий в новейшей структуре Сурхандарьинско-Предгиссарскую опущенную зону, и М.Л. Белеловский (1964), намечающий Сурхано-Гиссарскую мегасинклиналию.

В пределах восточной — Душанбинской — ячеи палеозойский фундамент на западе опущен до глубин более 5 км, и, испытывая ряд ундуляций, воздымается к востоку (Кулагин, 1968; Антонов и др., 1968). Поскольку отметки земной поверхности составляют здесь примерно +1 км, легко подсчитать изменения мощностей мезо-кайнозойских отложений.

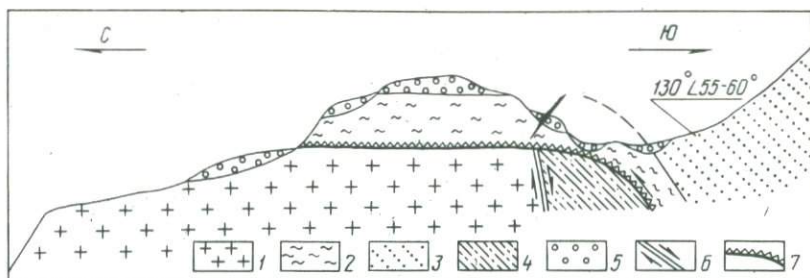
Предполагается, что Илякский разлом сливается с Гиссаро-Кокшаальским в верховьях р. Иляк (Бабаев, Кулагин, 1964).

Вахш-Илякская перемычка (60 x 1–8 км) имеет северо-восточное простирание и состоит из трех грабенов: Иляк-Обигармского, Верхневахшского и Лябиджарского, смещенных по отношению друг к другу. Каждый более северный расположен восточнее примерно на 5 км и является более глубоким, а судя по выполняющим осадкам, и более древним. Создается впечатление, что эта система грабенов развивалась постепенно, нарастая к югу. Лябиджарский грабен прогибался с миоцена, Верхневахшский, вероятно, с плиоцена, а Иляк-Обигармский — с раннего антропогена.

Иляк-Обигармский грабен (15 x 1–2 км) расположен между Файзабадом и Обигармом и выполнен четвертичными отложениями. У пос. Обигарм полого дислоцированные (20°) лессовидные и грубообломочные отложения мощностью до 200 м содержат остатки млекопитающих кошкурганского комплекса (Бабаев, 1962а). По мнению В.М. Реймана, С.А. Морозова, А.М. Бабаева (1961, Бабаев, 1962б) и Л.М. Лыскова (1966), северный борт грабена ограничен одним из разрывов Южно-Гиссарской системы, а южный — продолжением Вахшского разрыва³. Последний отделяет здесь “палеозойские сооружения Каратегина и Гиссара от Гиссарской долины и Таджикской депрессии.” (Рейман и др., 1961, с. 116). Таким образом, Иляк-Обигармский грабен располагается на перевших краевых частях Гиссаро-Алая, а роль пограничного между палеозойскими и мезо-кайнозойскими сооружениями переходит здесь от Гиссаро-Кокшаальского глубинного разлома к Вахшскому. В районе плато Калайдашт Южногиссарская система разрывов, по-видимому, не играла значительной роли в процессе мезозойского и палеогенового осадконакопления, активизировавшись с олигоцена (Бабаев, Кулагин, 1964).

Верхневахшский грабен (25 x 1–3 км) расположен между Обигармом и Комсомолабадом. Здесь граница между палеозойскими и неогеновыми отложениями проходит внутри грабена по диагональному Яхаскому разрыву с вертикальным сместителем (сбросом). Восточнее его неогеновые отложения мощностью в сотни метров наклонены к юго-востоку, но близ Яхаского сброса их пласты “задираются”, приобретая местами северо-западные (запрокинутые) падения под углами 80–85°. Обрамляющие грабен с запада разрывы Южно-Гиссарской системы трансформируются по участкам раздробленных или сильно трещиноватых пород, местами с зеркалами скольжения. Вахшский взбросо-надвиг прослеживается хорошо. Его плоскость обычно наклонена к юго-востоку под углами 50–60° и только на небольших участках, например по саю Ходжа Алишо, наблюдается ее выполаживание (рис. 21). Здесь по Вахшскому взбросо-надвику происходит выжимание пластичных глинистых гипсов верхней юры. Учитывая небольшую величину горизонтального перекрытия по Вахшскому разрыву, подтверждаемую также его прямолинейностью, характерной для крутых плоскостей, можно констатировать, что Верхневахшский грабен представляет собой узкую щелевидную структуру с неравномерным проседанием двух тектонических клиньев. При этом восточный клин начал проседать по крайней мере в неогене, а западный — в четвертичном периоде. В грабене мощность верхнеплейсто-

³ Следует отметить, что подобная трактовка Вахшского разрыва не является общепринятой. Ряд исследователей продолжает Вахшский надвиг от устья Обигарма в юго-западном направлении (Шванов, 1961). С.А. Захаров (1958) таким продолжением считает Ионахский разрыв, протягивающийся в районе Нурека между хребтами Сурхку и Джангоу. В то же время И.Е. Губин (1960) считал непосредственным продолжением Вахшского надвига Гулизинданский разрыв, расположенный вдоль долины р. Вахш по восточному борту хребта Джангоу, а разрыв по южному борту Иляк-Обигармского грабена называл Обигармским надвигом.



Р и с. 21. Вахшский взбросо-надвиг в саяе Ходжа-Алишо

1 — палеозойские гранитоиды; 2 — юрские гипсы; терригенные породы; 3 — меловые, 4 — неогеновые, 5 — четвертичные; 6 — Яхакский разрыв; 7 — Вахшский взбросо-надвиг

ценовых отложений, подошва которых переуглублена относительно современного русла, достигает 200 м. Очевидно, происходит постепенное разрастание грабена по мере его углубления.

Лябиджарский грабен (17 × 8 км) расположен между Комсомолабадом и Новабадом. Он смещен относительно Верхневахшского грабена по Чанорскому разрыву. В зоне разрыва происходит изменение высот террас, указывающее на относительное воздымание Новабадского (Наубадского) блока. Грабен выполнен неогеновыми отложениями мощностью до 4 км, наклоненными к востоку и северо-востоку под углами 20–30°. Вахшский разрыв здесь довольно прямолинеен и, по-видимому, является взбросо-надвигом. Разрывный характер северо-западного борта подтверждается наличием брекчированных палеозойских и неогеновых пород (Лысков, 1966).

Сурхобская впадина (140 × 8 км), расположенная между Новабадом и устьем Муксу, на западе торцово сочленяется с Лябиджарским грабеном. Здесь развиты маломощные меловые и третичные отложения. Ограничивающий впадину с юга Петровский (Вахшский) разрыв имеет вид типичного надвига с причудливо изогнутой линией фронтальной поверхности и лежащими складками в висячем крыле, хорошо прослеживающимися в долинах левых притоков Сурхоба. Разрывная природа северного борта (Сурхобский разрыв) подчеркивается орографически выраженными горстами, сложенными палеозойскими породами, и перекрытием мезо-кайнозойских отложений палеозойскими по взбросо-надвигам. Но местами наблюдаются и нормальные взаимоотношения между палеозоем и мезо-кайнозоем (Губин, 1960).

По мнению Г.И. Рейснера (1963), широкая плоскодонная долина Сурхоба, отвечающая впадине, имеет в верхнем плейстоцене и голоцене тенденцию к смещению в северном направлении.

Кызылсуйская перемычка, расположенная между устьем Муксу и Алайской долиной, имеет простирание, близкое к северо-восточному, и протяженность 40 км. Здесь узкая, на северо-востоке — щелевидная долина р. Кызылсу приурочена к широкой зоне дробления, сформировавшейся в условиях смыкания Петровского (Вахшского) разрыва с

Сурхобским, являющимся, по-видимому, продолжением Южно-Гиссарской системы разрывов.

Алайская впадина (160 × 25 км) представляет собой широтный новейший прогиб, заложившийся по зоне сочленения палеозойских сооружений Гиссаро-Алая и мезо-кайнозойских сооружений Северного (альпийского) Памира. Распределение четвертичных отложений определенно свидетельствует о постоянном смещении четвертичной аккумуляции к северу (Ранцман, 1958; Рейснер, 1963). Разрывная — надвиговая — природа очевидна только для южного борта. На востоке Алайская впадина отделяется от Таримской депрессии Сарыкольским поднятием (Сапов, 1969).

ПОПЕРЕЧНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Отмеченное в первой главе различие взглядов на характер и распределение поперечных тектонических дислокаций связано с трудностью их выявления. Поэтому вначале следует остановиться на признаках, позволяющих трассировать такие структуры. Затем будут рассмотрены их морфология, распределение и время заложения. Наконец, представляют особый интерес соотношения поперечных структур с шовными зонами.

ПРИЗНАКИ ПРОЯВЛЕНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ СТРУКТУР

Поперечные дислокации могут быть выражены в рельефе и в распределении основных тектонических структур (рис. 22, см. вкл.). Проявление этих дислокаций в рельефе фиксируется как анализом распределения высотных отметок в хребтах, так и специальными геоморфологическими наблюдениями. Среди последних особую роль играет анализ строения речных долин, продольных по отношению к рассматриваемому горному сооружению. В данном районе уникальным примером подобной долины, пересекающей весь Западный Гиссаро-Алай, является долина р. Зеравшан, на рассмотрении которой следует остановиться особо. Анализ соотношения поперечных структур, выявленных геоморфологическими методами, с поперечной зональностью в распределении основных тектонических дислокаций, позволяет не только уточнить морфологию и размещение этих поперечных структур, но и дает определенный материал о древности их заложения.

Орографические и геоморфологические признаки поперечных структур

Распределение главных вершин, выделяющихся своими высотами на фоне средних отметок гребней хребтов, указывает на существование орографически выраженных роднятий. Характерно, что эти вершины часто совпадают с участками останцов наиболее древних (раннепалеогеновых и, по-видимому, мезозойских) геоморфологических уровней. Следует отметить, что на продольных геоморфологических профилях главных хребтов обычно выявляются обширные пологие ундуляции гребней. На границах относительно опущенных и поднятых участков нередки

флексурообразные перегибы. Именно к поднятым крыльям этих флексур и приурочены чаще всего аномально высокие вершины.

Поперечные поднятия проявляются неодинаково четко. По-разному выражены они и вдоль простираения. Лучше прослеживается Чимтаргинское поднятие. На юге оно начинается еще в пределах Гиссарской долины, слабо выраженной в рельефе поперечной перемычкой, и Каратагским поднятием (Дарвазакамский горст) на междуречье р. Каратаг и р. Ханака (Беккер и др., 1974; Бабаев, Лысков, 1974). К северу от этого поднятия в Гиссарском хребте наблюдаются две положительные ундуляции. Лучше выражена западная ундуляция, где две вершины связаны с субмеридиональным изгибом хребта. На простираении этого изгиба к северу расположена гряда с горой Чимтарга и пиком Ганза, имеющая на западе субмеридиональный отрог. В Туркестанском хребте аналогичная положительная ундуляция располагается между горой Базарханым и Шахристанским перевалом. Севернее данное поднятие прослеживается менее четко. Напротив, к юго-западу от горы Чимтарга намечается серия вершин, из которых крайней является гора Ходжапирьях, расположенная на простираении хребта Байсунтау. Таким образом, Чимтаргинское поднятие расщепляется к югу на две ветви. Из них менее четкая, Байсунская, юго-западного простираения, является соединительным звеном между Чаткало-Кураминской и Байсунской горными системами, которое было выделено Б.А. Петрушевским (1955б). Ее сочленение, с легкой прослеживающейся Каратагской ветвью субмеридионального, или, точнее, северо-северо-западного простираения, происходит в районе горы Чимтарга. Характерно, что к западу от Чимтаргинского поперечного поднятия расположены пересекающие Зеравшанский хребет сквозные субмеридиональные долины рек Шинг и Кштут, а к востоку от него — сквозная долина р. Фандарьи. Эти долины имеют донеогеновое заложение и отвечают, по-видимому, древним осям поперечных прогибов. Характерно, что долины рек Шинг и Фандарьи расположены в опущенных крыльях флексурных перегибов гребня Зеравшанского хребта, отражающихся и изгибами геоморфологических уровней. Анзобский поперечный прогиб, к которому приурочена сквозная долина р. Фандарьи, фиксируется южнее сквозной долины р. Варзоб.

К востоку от Анзобского поперечного прогиба намечаются еще две цепи вершин, которые контролируют борта Оббурдонского поперечного поднятия. Западная цепь начинается с положительной ундуляции хребта Каратегин у горы Шахазар, прослеживается к северо-западу на горе Чукуруйдара.

В Туркестанском хребте этот борт Оббурдонского поднятия выделяется менее отчетливо. Но севернее он трассируется на горе Курганак в междуречье Актенги и Янгиарыка. В Туркестанском хребте четко выявляются центральная часть этого поднятия (гора Пирьях) и его восточный борт. Последний довольно хорошо прослеживается в Зеравшанском, Гиссарском и Каратегинском хребтах. Характерно, что западный борт Оббурдонского поднятия фиксируется резким изгибом и участком сквозной долины р. Ягноб, ниже кишл. Хширтоб, описанной П.Д. Виноградовым (1963).

Восточнее расположен Матчинский поперечный прогиб, который уже за пределами описываемого района сопрягается с Фитуракским поперечным поднятием.

Намеченные выше поперечные структуры весьма широкие — до 30–80 км. В отличие от поднятий и прогибов второго порядка, которые выявляются при анализе строения долины р. Зеравшан, их лучше именовать мегаструктурами — мегаподнятиями и мегапрогибами.

Анализ строения долины р. Зеравшан

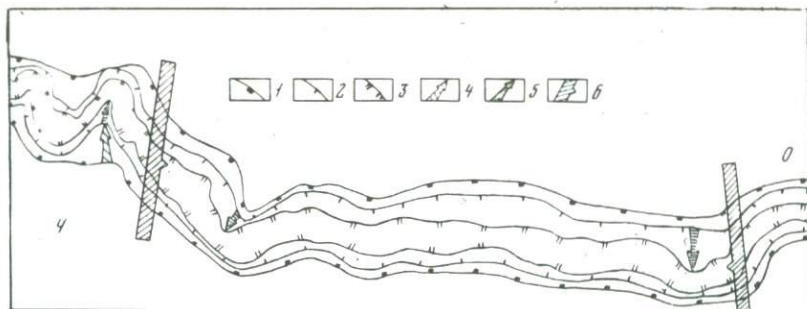
Анализ строения продольной долины позволяет установить распределение поперечных дислокаций — структурных перемычек и расширений, отвечающих поперечным поднятиям и прогибам (Костенко, 1960б, 1972). Подобный анализ долины р. Зеравшан дал возможность уточнить и детализировать намеченную выше схему распределения поперечных структур.

Обширное расширение, отвечающее выполненной мезо-кайнозоем Пенджикентской впадине, замыкается на западе слабо выраженной перемычкой в районе пос. Раватходжа (Первомайская перемычка, по А.А. Юрьеву (1963)). Здесь наблюдается воздымание голодностепских террас и резкое сужение поймы. Аналогичное явление наблюдается в центральной части впадины, напротив меридионального хребта Михропо.

Западный борт этой Михропинской перемычки совпадает с меридиональным флексуобразным перегибом четвертичных геоморфологических уровней на правом берегу р. Шинг (Магиандарья) (Юрьев, 1963). Впадина замыкается близ устья р. Кштут. Михропинская перемычка разделяет ее Согдионскую и Завронскую ячеи (впадины).

Чимтаргинское мегаподняtie отчетливо выражено сужением долины (перемычкой), прослеживающимся до кишл. Хушикат на автотрассе Душанбе—Ленинабад. На этом интервале река повсеместно врезана в палеозойский цоколь, а наиболее прогнутая и выполненная мезо-кайнозоем часть Пенджикент-Айнинской зоны впадин располагается здесь южнее четвертичной долины. Сужение (мегаподняtie) не однородно. Оно расчленяется Урмитанским расширением (прогибом) на две частных перемычки (поднятия) — Кштутдагскую и Дардарскую. Западная из них выражена слабее, чем восточная, а Урмитанское расширение сохраняет облик достаточно узкой долины, в которой сохранились ташкентские террасы. В пределах Дардарской перемычки долина местами приобретает каньонообразный облик, причем изгибы реки, достигающие 3–4-километровой амплитуды, напоминают врезанные меандры. Сохранились лишь голодностепские и сырдарьинские террасы.

На границе Чимтаргинского мегаподнятия с Захматабадской впадиной, принадлежащей Анзобскому мегапрогибу, долина р. Зеравшан резко отступает к югу, в область распространения мезо-кайнозойских отложений, расширяется, и в ней вновь появляются ташкентские террасы. Захматабадская впадина разделена слабо выраженным Рарэским поперечным поднятием на Айнинскую и Похутскую ячеи.



Р и с. 23. Размещение четвертичных эрозионных врезов р. Зеравшан в районе Захматабадской впадины

Границы врезов, соответствующих горизонтам: 1 — ташкентскому, 2 — голодностепскому, 3 — сырдарьинскому; направления наиболее активных смещений русла для этапов: 4 — голодностепского, 5 — раннесырдарьинского; 6 — границы Чимтаргинского (Ч) и Оббурдонского (О) поперечных мегаподнятий

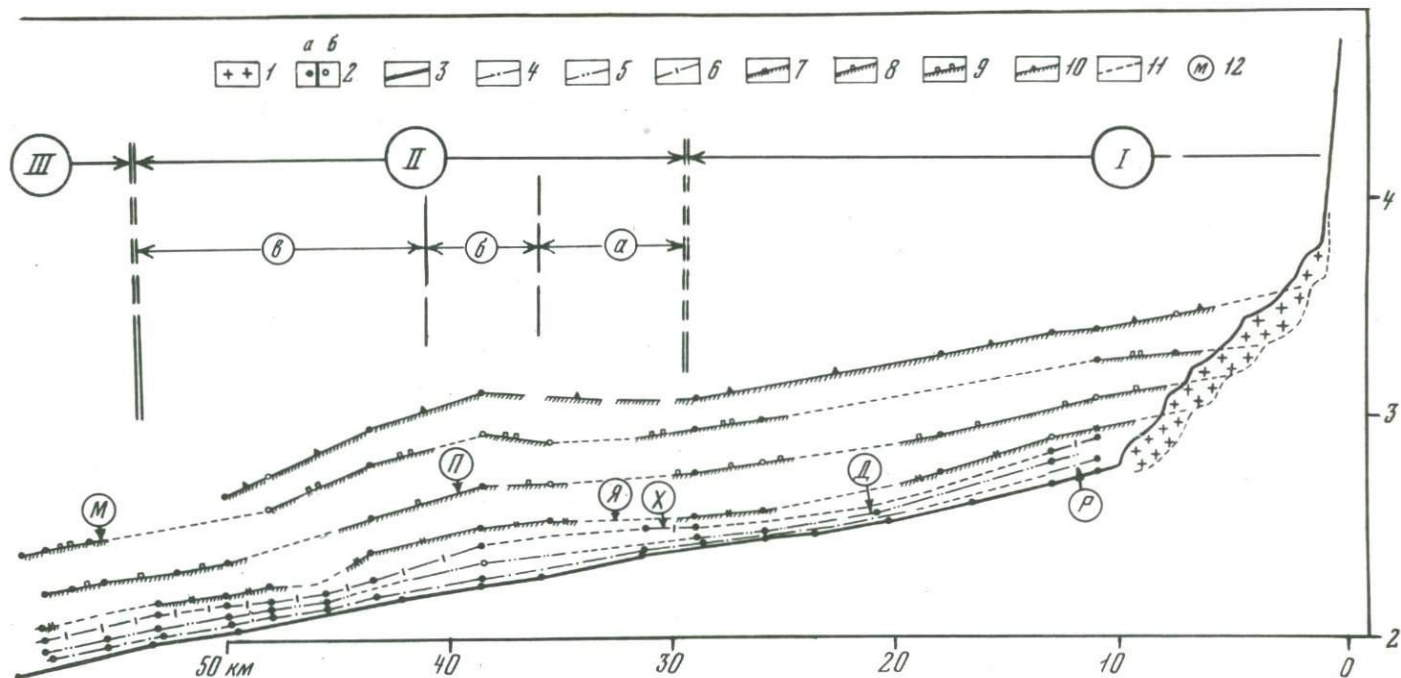
На границе между Анзобским мегапрогибом и Оббурдонским мегаподнятием Зеравшан снова смещается к северу, за пределы области распространения мезо-кайнозоя, а его долина резко суживается.

Смещения долины на границах Захматабадской впадины указывают на проявление различно ориентированных перекосов земной поверхности в пределах поперечных мегаподнятий и мегапрогибов. Последовательное развитие этих перекосов в позднечетвертичную эпоху фиксируется в изменении планового расположения разновозрастных эрозионных врезов (рис. 23). Смещение последних указывает на преобладающее влияние воздыманий Зеравшанского хребта в поперечных мегаподнятиях, где четвертичная долина Зеравшана нацело вытеснена к северу из осевой части Пенджикент-Айнинской зоны впадин, выполненной более рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями. Между кишлаками Дардар и Хушикат максимум смещения русла приходится на осевую часть локального поднятия, располагающуюся у края мегаподнятия.

Оббурдонское мегаподнятия фиксируется резким сужением долины. Последняя в краевых его частях (Вешабское и Рогифское поднятия) представлена узкими V-образными каньонами, в которых сохранились лишь сырдарьинские, и только местами наиболее молодые голодностепские террасы. В средней части Оббурдонского мегаподнятия расположено Постигауское расширение (прогиб), где вновь появляются древние голодностепские и даже ташкентские террасы.

Матчинский мегапрогиб в пределах рассматриваемой территории делится на две впадины (расширения) — Мадрушкентскую и Пальдоракскую, разделенные слабо выраженным сужением Сабахской перемычки (поднятия). В пределах последней наблюдается отчетливое воздымание террас (рис. 24).

Таким образом, анализ строения продольной долины р. Зеравшан свидетельствует о возможности расчленения всех поперечных мегаструктур на поднятия и прогибы второго порядка.



Р и с. 24. Продольный геоморфологический профиль верховьев р. Зеравшан

1 — Зеравшанский ледник; 2 — отметки геоморфологических уровней: а — по геодезическим измерениям и уверенно фиксируемые на топографических картах, б — приблизительно определенные на топографических картах; 3 — русло р. Зеравшан; аккумулятивные уровни: 4, 5 — сырдарьинского макрокомплекса, 6 — позднеголоценовский; эрозионные уровни (цоколи террас и днища отрогов): 7 — раннеголоценовский, 8, 9 — ташкентские, 10 — кошкурганский; 11 — предположительные корреляционные уровни; 12 — конечные морены оледенений (М — Матчинского, П — Пальдоракского, Я — Ярмского, Х — Худгифского, Д — Дишаузского, Р — Россинского); поперечные структуры: I — западная ступень Фитуракского мегаподнятия, II — Матчинский мегапроб (а — Пальдоракская впадина, б — Сабакская перемычка, в — Матчинская впадина), III — Оббурдонское мегаподнятия

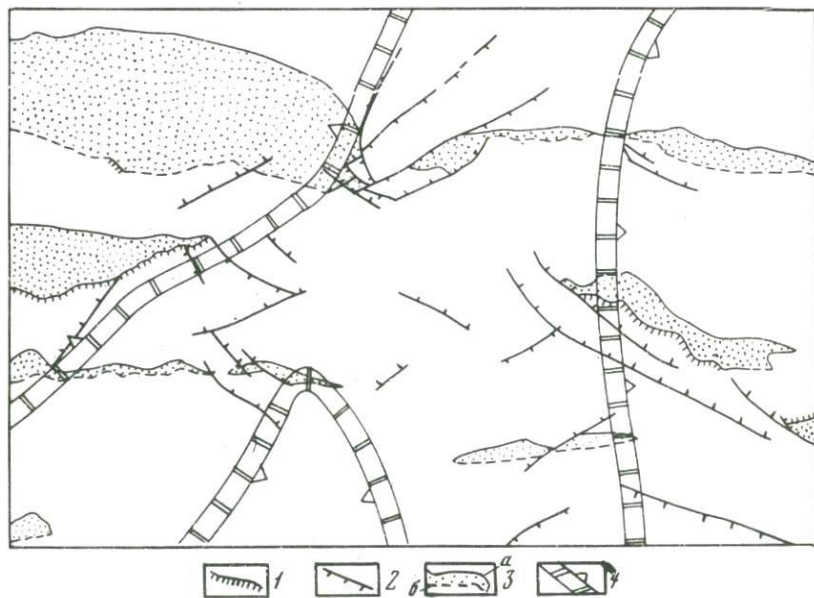
Поперечная зональность в распределении элементов главного структурного плана

Плановое распределение тектонических структур, так же как и геоморфологических элементов, позволяет с разной степенью четкости фиксировать намеченные выше поперечные мегаструктуры.

Чимтаргинское мегаподнятия наиболее отчетливо проявляется в своей центральной части, где оно совпадает с Дегрудским и Чимтаргинским поднятиями, а в Туркестанском хребте — с более приподнятой восточной частью Базарханымского поднятия. Далее оно прослеживается хуже. Только на севере Мальгузорской гряды поднятий его продолжением можно считать Куплантауское поднятие, разделяющее Шахристанскую ячею Впадин сороковой параллели и Ачинскую впадину. На юге несколько четче прослеживается Байсунская ветвь, которой отвечают Загрохское и Османталинское поднятия.

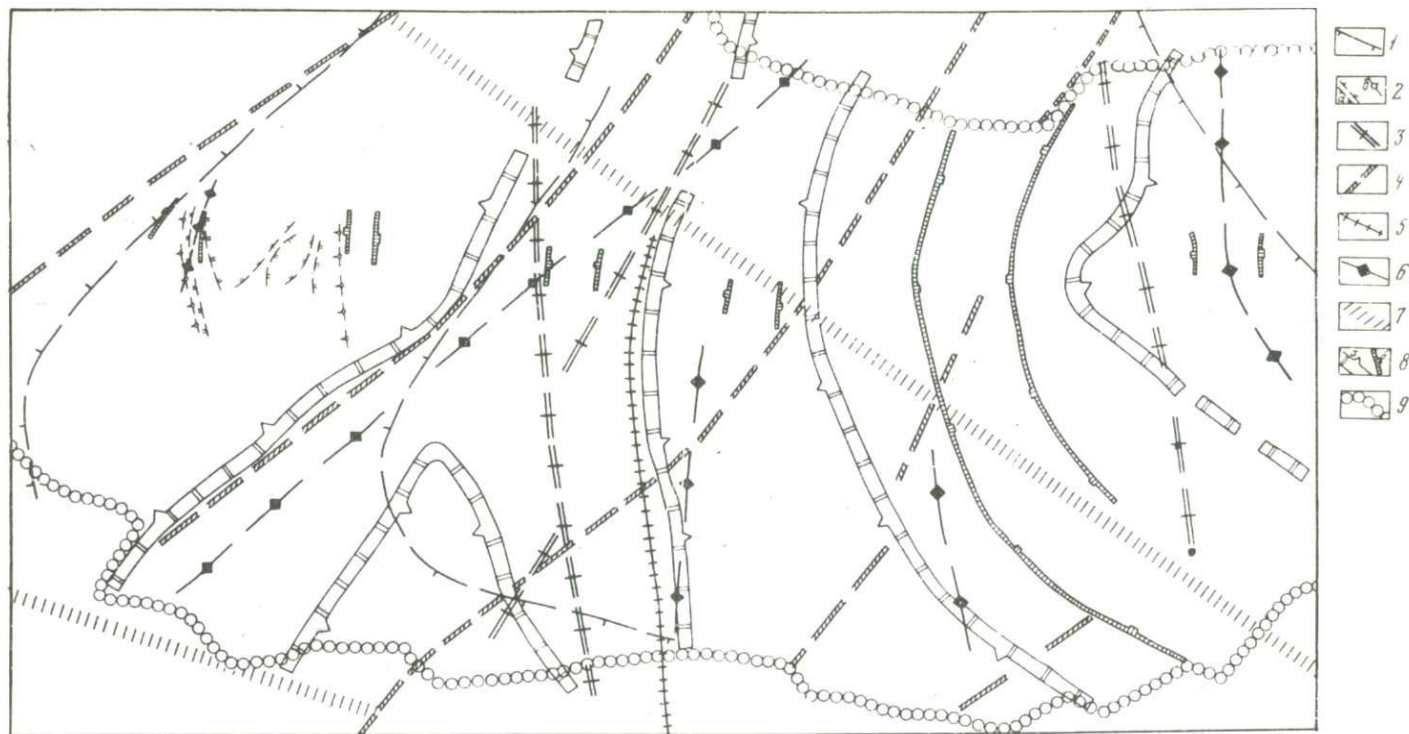
Оббурдонскому мегаподнятию с севера на юг отвечают поднятия: в Туркестанском хребте — Пирьяхское, в Зеравшанском хребте — Сурхатское, а южнее — восточная часть Анзобского, а также Восточная подзона ступенчатых блоков Гиссарской зоны поднятий.

Плановая дифференцированность новейших дислокаций в большинстве случаев недостаточна для фиксации поперечных структур второго порядка. Не исключено, что последние являются молодыми, четвертич-



Р и с. 25. Размещение диагональных разрывов и мезокайнозойских впадин в районе Чимтаргинского поперечного поднятия

1 — взбросо-надвиги; 2 — сбросы (бергштрихи указывают наклон сместителя); 3 — мезо-кайнозойские впадины (границы: а — пликативные, б — дизъюнктивные); 4 — границы поперечного поднятия



Р и с. 26. Схема распределения поперечных структур в Западном Гиссаро-Алае (по разным авторам)

1 — зоны большого градиента погружения фундамента, по Н.П. Костенко (1960); 2 — поперечные структуры: *a* — антиклинали, *b* — флексуры, по А.А. Юрьеву (1963); 3 — оси поперечных поднятий, по В.М. Рейману, А.М. Бабаеву, Г.П. Винниченко (1969); 4 — зоны разломов "антистьян-шаньского" направления, по Д.П. Резвому (1965, 1973); 5 — Каратагское поперечное поднятие, по Г.Ш. Ачилову, В.Д. Босову (1969); 6 — поперечные поднятия, по О.К. Чедия (1964, 1972); 7 — секущие морфоструктурные линейменты (границы блоков), по Е.Я. Ранцман (Герасимов, Ганцман, 1973); 8 — границы поперечных поднятий (*a* — первого порядка, *b* — второго порядка), по С.А. Несмеянову; 9 — северная и южная границы Гиссаро-Алая

ными образованиями и еще не получили достаточно яркого структурного выражения.

В целом можно говорить о совпадении поперечных структур, выделенных по геоморфологическим и тектоническим элементам. Но геоморфологические материалы, особенно изменения поперечного профиля продольных речных долин, позволяют дать более детальное расчленение дислокаций поперечного структурного плана. В то же время участки, получившие наиболее яркое орографическое выражение, как правило, отчетливо проявляются и в распределении новейших структур. Так, прекрасно орографически выраженная центральная часть Чимтаргинского поперечного мегаподнятия не только прерывает подзону северных впадин Магиан-Ягнобской зоны впадин и разделяет Пенджикентскую и Захматабадскую впадины, но и отчетливо выявляется в сгущении диагональных разрывов (рис. 25). Характерно, в частности, что именно к бортам мегаподнятия приурочены диагональные взбросо-надвиги длительного развития, ограничивающие Магианскую и Ягнобскую впадины. На западном склоне мегаподнятия развиты преимущественно разрывы северо-восточного простирания, а на восточном его склоне — преимущественно северо-западной ориентировки. Такое распределение разрывов может указывать на погружение шарнира мегаподнятия в северном направлении. Присутствие диагональных разрывов существенно повышает степень дизъюнктивной передробленности и глыбовость новейших структур на склонах данного мегаподнятия.

Неодинаковая степень выраженности поперечных дислокаций по простиранию, а также некоторые несовпадения участков, наиболее отчетливо зафиксированные разными методами, обусловили разногласия при их трассировании (рис. 26). Естественно, что наибольшие совпадения наблюдаются на участках лучшего выражения указанных структур. Так, Чимтаргинское мегаподнятия фиксируется явно бóльшим числом авторов по сравнению с Оббурдонским. Более того, трассируется как его Байсунская (Петрушевский, 1955б; Резвой, 1965; Проблемы тектоники..., 1973; Чедия, 1964, 1972), так и Каратауская (Рейман и др., 1969; Ачилов, Босов, 1969, Чедия, 1972) ветви. Оббурдонское мегаподнятия трассировалось разными авторами лишь в отдельных своих фрагментах.

МОРФОЛОГИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ СТРУКТУР

В большинстве публикаций линиями трассируются оси поперечных поднятий (Рейман, Бабаев, Винниченко, 1969; Ачилов, Босов, 1969; Чедия, 1964, 1972) или зоны поперечных флексур и разломов (Костенко, 1960а, 1972; Виноградов, 1963; Юрьев, 1963; Резвой, 1965 и др.). Для Тянь-Шаня только в работах О.К. Чедия (1964, 1972) говорится о существовании поперечных поднятий разного масштабного ранга и ширины. Но и в них региональные и локальные структуры изображены немасштабными линиями.

Проведенный анализ показал, что в Западном Гиссаро-Алае поперечная тектоническая зональность проявляется в виде единого поперечного

структурного плана, секущего главный структурный план. Вся территория может быть расчленена на пологие волны разномасштабных (по крайней мере двух порядков) поднятий и прогибов. В поперечном структурном плане явно преобладают пликвативные дислокации, вертикальная амплитуда которых примерно на порядок меньше такой же амплитуды у новейших дислокаций главного структурного плана. Местами наблюдаются флексуры на границах поперечных поднятий и впадин и еще реже — разрывы.

Поперечные мегаподнятия, как правило, делятся осевым прогибом на два краевых поднятия, а мегапрогибы осложнены осевыми поднятиями. В результате наиболее приподнятыми являются прибортовые части мегаподнятий, а наиболее опущенными — смежные части мегапрогибов. Соответственно участки сочленения мегапрогибов и мегаподнятий отвечают зонам наиболее дифференцированных вертикальных движений.

ДРЕВНОСТЬ ЗАЛОЖЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ СТРУКТУР

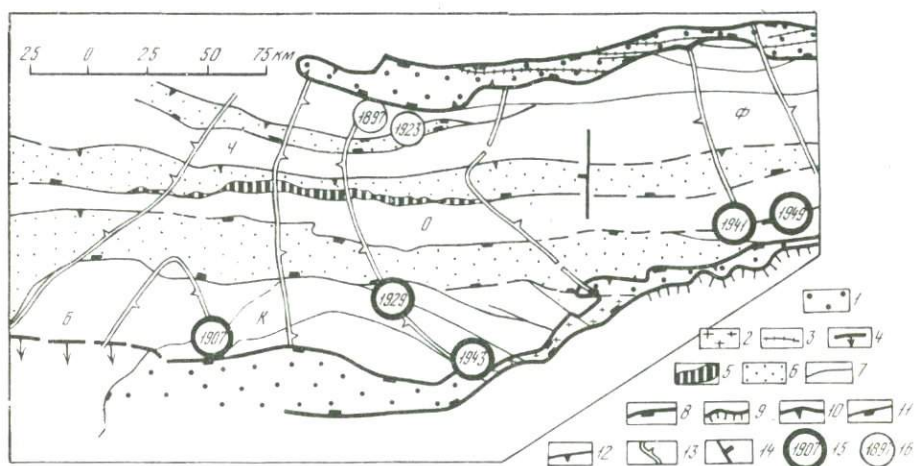
Относительно древности заложения большинства поперечных структур сведения скудны и отрывочны. Они относятся главным образом к оценке времени проявления поперечных поднятий. Так, по данным Г.Ш. Ачилова и В.Д. Босова (1969), Каратагская ветвь Чимтаргинского мегаподнятия влияла на распределение фаций и мощностей в области сочленения Гиссарской долины и Гиссарского хребта уже с олигоцена (см. также Босов, 1969, 1972). На ее продолжении в пределах Гиссарской долины, по геофизическим данным, в фундаменте прослеживается Ширкент-Каратагский сдвиг палеозойского заложения. В мезокайнозойском чехле он проявляется в виде порога, ограничивающего с запада Предгиссарскую впадину (Портнягин и др., 1974). Опираясь на данные З.Н. Поярковой (1959) о существовании в бассейне р. Зеравшана между долинами рек Кштут и Фандарьи мелового поднятия — "Фанского острова", влиявшего на распределение мощностей, В.М. Рейман, А.М. Бабаев и Г.П. Винниченко (1969; см. также Винниченко, 1964) приходят к выводу о мезозойском, а возможно, и верхнепалеозойском заложении Чимтаргинского мегаподнятия. Г.П. Винниченко (1964) отмечает аналогичные сокращения мощностей у южного борта Магиан-Ягнобской зоны впадин при движении с запада к оз. Искандеркуль, т.е. на оси Каратагской ветви Чимтаргинского мегаподнятия. По нашим наблюдениям, выпадение из разреза юрских отложений, т.е. во всяком случае меловой возраст заложения поперечных поднятий, проявилось на восточном борту Чимтаргинского мегаподнятия между кишлаками Дардар и Хушикат (см. рис. 16) на участке наиболее активных четвертичных воздыманий и смещения долины р. Зеравшана к северу. Аналогичное выклинивание юрских отложений характерно для участка к востоку от кишла. Фатмаут, т.е. для западного борта Оббурдонского мегаподнятия. Таким образом, по крайней мере мезозойское заложение свойственно обоим мегаподнятиям рассматриваемого региона.

Следует отметить, что мезозойское проявление отмечается всеми авторами лишь для поперечных структур субмеридионального и северо-

западного простирания. Подобные данные не известны для элементов мегаподнятий, имеющих северо-восточную ориентировку. Не исключено, что последние образовались позднее. Это обстоятельство наводит на мысль о разновозрастном заложении различно ориентированных структур. Вполне возможно, что поперечные структуры субмеридионального и северо-западного простираний являются унаследованными, т.е. отражают обновление докембрийских структур, более древних, чем субширотный палеозойский структурный план Гиссаро-Алая. Напротив, дислокации северо-восточного простирания следует считать наложенными на палеозойский структурный план и развивавшимися одновременно с формированием новейших дислокаций (Несмеянов, 1971а, б).

ПРОЯВЛЕНИЕ ПОПЕРЕЧНЫХ ПОДНЯТИЙ В СТРОЕНИИ ШОВНЫХ ЗОН

Важно проанализировать соотношения поперечных мегаструктур с крупнейшими дизъюнктивными нарушениями главного структурного плана — шовными зонами. Первое, что бросается в глаза, — это совпадение поперечных мегаподнятий с участками сужения краевых шовных зон, т.е. с их структурными перемычками. Выше уже говорилось о проявлении на южном продолжении Каратагской ветви Чимтаргинского



Р и с. 27. Соотношение поперечных поднятий с шовными зонами Западного Гиссаро-Алая

Структурные элементы: 1—4 — краевых шовных зон (1 — впадины, 2 — грабены, 3 — горсты и антиклинали во впадинах, 4 — флексура), 5, 6 — Гиссаро-Алая (5 — Зеравшанская шовная зона, 6 — зоны впадин); 7 — разрывы, связанные с развитием шовных зон; границы: 8—10 — краевых шовных зон (8 — взбросо-надвиговые, 9 — надвиговые, 10 — пликативные), 11—12 — региональных структур Гиссаро-Алая (11 — дизъюнктивные, 12 — пликативные), 13 — региональных, поперечных поднятий (4 — Чимтаргинского, Б — Байсунского, К — Каратагского, О — Оббурдонского, Ф — Фитуракского); 14 — поперечная флексура; эпицентры крупнейших землетрясений (в кружках указаны годы): 15 — девятибалльные, 16 — восьмибалльные

мегаподнятия Ханакинской перемычки¹ (Кулагин, Белеловский, 1974). Восточнее, в Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоне, Оббурдонское мегаподнятия совпадает с Вахш-Илякской структурной перемычкой, а Фитуракское мегаподнятия — с сужением Сурхобской впадины (рис. 27). На севере Фитуракское поперечное мегаподнятия совпадает с Чакуйской структурной перемычкой в шовной зоне Впадин сороковой параллели, а Чимтаргинское — замыкает на западе эту зону. Оббурдонское мегаподнятия, приобретающее на севере северо-восточную ориентировку, проявляется в шовной зоне Впадин сороковой параллели менее существенными структурными преобразованиями (появление Каратауского горста и др.). Очевидно, намеченная закономерность касается главным образом поднятий субмеридионального и северо-западного простирания, т.е. более древних, унаследованных.

Несколько по-иному выражены поперечные поднятия в Зеравшанской шовной зоне. Здесь в пределах мегаподнятий также наблюдается некоторое сужение приразломных впадин. Кроме того, в осевой части Чимтаргинского мегаподнятия происходит резкий изгиб шовной зоны со смещением к югу ее западного фланга. На участках пересечения шовной зоны локальными поднятиями наблюдается существенное расширение фронтальной подзоны взбросо-надвиговых блоков. Такая ситуация характерна, в частности, для упоминавшегося выше локального поднятия, проявившегося с мезозоя на восточном борту Чимтаргинского мегаподнятия (см. рис. 16). Здесь приразломный прогиб превращается по существу в тектоническую пластину мезозойских пород, у которой нижний нормальный контакт почти параллелен верхнему надвиговому контакту.

¹ Погребенный Ханакинский вал, по Г.В. Кошлякову (1965).

ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО
СТРУКТУРНОГО ПЛАНА

Понять строение и расположение шовно-депресссионных структур можно, только представив себе, хотя бы в самых общих чертах, последовательность их образования. При объяснении механизма формирования крупных тектонических структур обычно исходят либо из анализа планового взаимоотношения структурных форм, либо из анализа особенностей строения их поперечного разреза. У исследователей, концентрирующих внимание на плановом анализе, в качестве исходных в последнее время чаще преобладают представления о горизонтальных перемещениях (Разломы и горизонтальные движения ..., 1963). Напротив, сторонники примата вертикальных движений чаще опираются на изучение поперечных сечений структур. По-видимому, следует равноценно использовать результаты анализа и горизонтального, и вертикального сечений тектонических структур.

Из трех рассмотренных шовных зон наиболее сложной является Предгиссаро-Кокшаальская. В плане на изученном ее отрезке выделяются три широтных впадины, расположенные кулисообразно или образующие извилистую линию. Сочленения впадин представлены либо грабеном (Вахш-Илякский грабен), либо зоной тектонического дробления (Кызылсуйская перемычка). Перемычки являются наиболее молодыми элементами шовной зоны. Формирование единой шовно-депресссионной зоны из первоначально разобщенных впадин в значительной мере связано с антропогеновой активизацией тектонических движений.

Исходя из концепции примата горизонтальных движений можно было бы допустить, что рассматриваемая цепь впадин образовалась в результате правосторонних сдвиговых перемещений. Однако существование здесь таких перемещений или являющегося их следствием раскрытия (расширения) впадин не подтверждается результатами изучения современных горизонтальных движений на Гармском геодинамическом полигоне, захватывающем оба борта Сурхобской впадины. Описанное выше строение Илякского и Вахшского разрывов, представляющих собой "козырьковые" взбросо-надвиги, не позволяет распространить Предгиссарский прогиб далеко на восток, как этого требуют представления А.И. Суворова о сдвиго-надвиговых динамопарах.

В то же время характерно, что восточные впадины расположены на простирании зон впадин в Гиссаро-Алае: Сурхобская является продолжением Магиан-Ягнобской зоны впадин, а Алайская — продолжением

Пенджикент-Айнинской зоны впадин. По ряду признаков эти зоны впадин также имеют шовную природу (Несмеянов, 1975). Более того, наблюдается определенное сходство между соответствующими депрессионными структурами Гиссаро-Алая и впадинами шовной зоны. Действительно, и впадины Пенджикент-Айнинской зоны, и Алайская впадина просты по структуре, широки, характеризуются пликативной деформацией своих северных бортов и разрывной — южных. Напротив, Магиан-Ягнобская зона и Сурхобская впадина отличаются сложной конфигурацией, присутствием горстов и частично подорванным северным бортом. Это указывает на общность условий формирования соответствующих структур Гиссаро-Алая и Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоны. Следовательно, Сурхобская и Алайская впадины заложены первоначально как элементы Гиссаро-Алайского сооружения. Такое расположение и особенности строения Сурхобской и Алайской впадин свидетельствуют о диагональном наложении альпийских сооружений Северного Памира на широтные структуры Гиссаро-Алая. На это же указывает большая активность системы взбросо-надвигов и надвигов (Вахшского, Петровского и Заалайского), а также наблюдаемая повсеместно от верховьев Вахша до Алайской долины тенденция к смещению зоны четвертичного прогибания в сторону Гиссаро-Алая. Такая тенденция подтверждается повторными триангуляциями, проведенными на Гармском полигоне. Их результаты свидетельствуют о современном движении северопамирских масс к северу со скоростями порядка 15—17 мм/год (Конопальцев, 1971). Неравномерным “накатыванием” к северу цепи впадин, расположенных перед фронтом позднеальпийских антиклинорий (Вахшского, Петра I, Заалайского), объясняется дробление Каратегина и Юго-Восточного Гиссара на ступенчатые блоки северо-западного простирания. Не исключено, что образование этих ступеней связано с последовательным формированием цепи грабенов Вахш-Илякской перемычки. Отделение Сарыдаштского блока от Наубадского и последнего от Лугурского, а также образование Чанорского и Шоулинского разрывов произошло в неогене, а отделение Лугурского блока от Даштирабатского — в начале антропогена. Соответственно перемещение одного грабена относительно другого следует рассматривать не как правосдвиговое смещение прежде единой линейной структуры, а как следствие постепенного передвижения (наступления) фронта воздымающихся мезокайнозойских сооружений. Но это наступание — следствие не шарьяжеобразного надвигания Памира, а распространения волны поднятий.

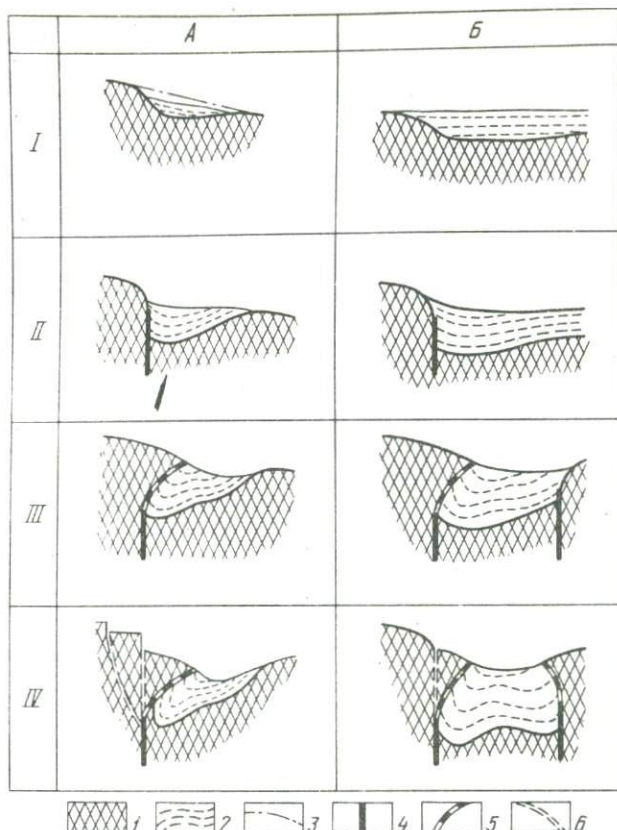
На западе же шовной зоны в районе Предгиссарской впадины подобного “накатывания” не было и превалировали воздымания северного борта шовной Предгиссарской впадины. Здесь, в тылу взбросо-надвиговой зоны Южно-Гиссарской системы разрывов, наблюдается отседание громадного тылового Варзобского блока — Южной ступени Гиссарской зоны поднятий — имеющего в плане форму сегмента. Это отседание произошло по обновленному древнему Ходжаобигармскому разрыву, который первоначально замыкал с востока Предгиссарскую впадину, отделяя ее от Каратегинского поднятия. Он является наиболее древним из всех разрывов северо-западного простирания, секущих Карате-

гинский хребет. На западе отседание этой ступени связано с заложением Зеварской впадины.

Последовательность формирования шовных впадин северного и южного обрамления Гиссаро-Алая однотипна. Она подтверждается сходным строением поперечного сечения этих структур и была прослежена ранее на примере цепи Впадин сороковой параллели (Несмеянов, 1970, 1971а). В мелу и палеогене вдоль южного борта Ферганской депрессии проходил флексуриобразный перегиб, совпадающий с южным бортом Впадин сороковой параллели. Вдоль него располагались береговые линии морей и происходило нарастание мощностей осадков (рис. 28, Б, I). Господство растягивающих напряжений в флексурных перегибах бортовых частей развивающегося свода Гиссаро-Алая обусловило возможность относительного проседания (заклинивания) блоков опускающегося крыла, прилежащих к главному тектоническому шву, вдоль которого формируется уступ. Начинает формироваться приразломная, грабен-синклираль, постепенно переходящая в приразломный грабен (см. рис. 28, Б, II). Когда воздымающийся блок окажется значительно приподнятым, происходит надвигание его верхней части на прилежащую часть опущенного блока, а сброс преобразуется во взбросо-надвиг. В результате создается нагрузка, обуславливающая дополнительное проседание наиболее опущенных приразломных блоков (рис. 28, Б, III). Позднее в активное воздымание втягивается и противоположный борт грабена. В ряде случаев происходит надвигание и его верхней части (рис. 28, Б, IV). Шовная впадина превращается в шовный грабен.

Во Впадинах сороковой параллели наблюдается ряд диагональных горстов и антиклиналей широтной ориентировки, формирующихся над разрывами в палеозойском фундаменте, которые пересекают южный борт цепи впадин. Вдоль некоторых из них закладываются грабены в смежных частях Гиссаро-Алая. Одни из этих грабенов клиновидные, раскрывающиеся в сторону шовной зоны, например Тюнджайляуский, другие сквозные, отсекающие части выступов Гиссаро-Алайского сооружения, например Ворухский (Несмеянов, 1971а). Таким образом, в этом районе ощущается "дробящее" влияние шовной зоны на прилегающие части Гиссаро-Алая. Так же как и в районе долин верхнего Вахша и Иляка, здесь активизируются унаследованные расколы палеозойского фундамента.

Таким образом, формирование шовно-депрессийной зоны является осложнением структурного уступа (или флексуры), развивающегося на фоне орогенетического свода. Сходство строения поперечного профиля Впадин сороковой параллели и впадин Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоны позволяет распространить на последние предложенный механизм. Однако образование Предгиссаро-Кокшаальской зоны шовных впадин на участке к востоку от Обигарма происходило на фоне "противоборства" двух уступов при явно превалирующем воздействии Северо-Памирского альпийского фронта. Смена Гиссаро-Алайского влияния на Северо-Памирское осуществляется в районе Вахш-Илякской перемычки. Следовательно, с учетом ведущего влияния можно считать, что фланговые части Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоны являются предтанышанскими, а центральная — предпамирской.



Р и с. 28. Стадии формирования шовных зон

A — внутренние зоны области сводово-глыбового поднятия; **Б** — краевые зоны
 Стадии формирования: **I** — первичной флексуры, **II** — структурной ступени, **III** — взбросо-надвига и приразломной впадины, **IV** — блоков отседания; **1** — палеозойский фундамент; **2** — мезо-кайнозойские отложения; **3** — траектория первоначального положения древней поверхности выравнивания; **4** — разрыв, обусловивший возникновение структурной ступени; **5** — взбросо-надвиг; **6** — сбросы

В предложенную схему хорошо вписываются особенности строения и истории развития Зеравшанской шовной зоны. Действительно, эта зона начала формироваться в мезозое в виде тектонического уступа или флексуры, ограничивающих с юга распространение юрских и меловых отложений. Судя по однородности фаций, некоторое ослабление ее влияния наблюдается в палеогене, когда этот флексуорообразный перегиб был, очевидно, в значительной мере эродирован. Но он не исчезал вовсе, так как поднятия Фанского острова продолжали возвышаться над морем в районе гребня современного Зеравшанского хребта. Начавшаяся в олигоцене новейшая активизация тектонических движений обусловила формирование шовной зоны. Степень современного структурного оформления Зеравшанской шовной зоны находится в прямой зависи-

мости от величины мезозой-палеогеновых перегибов. На флангах зоны эти перегибы были выражены слабее. На восточном — из-за общего воздымания всех широтных структур, а на западном фланге, в районе Пенджикентской впадины, этот уступ также не мог быть значительным, поскольку районы Пенджикентской и Магианской впадин были частями единого прогиба.

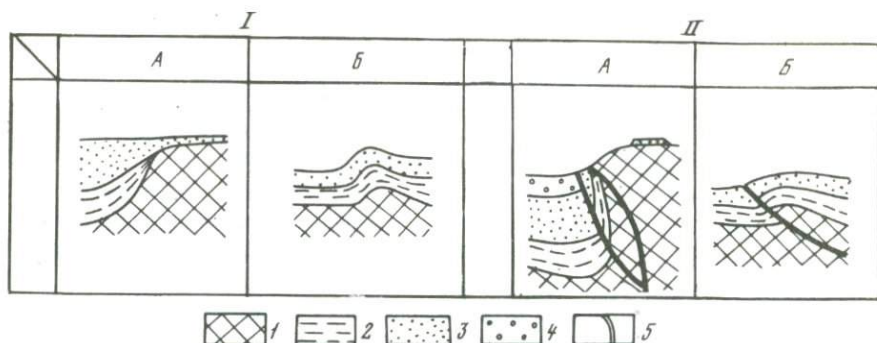
Образование первичного структурного перегиба на месте Зеравшанской шовной зоны можно представить себе как отставание краевых частей свода в процессе его воздымания. Такое отставание вероятно, явилось результатом сначала неравномерности (гофрировки) сводового воздымания, обусловленной неоднородностью палеозойского фундамента, а затем и отседанием краевого опущенного блока с превращением флексурного перегиба в структурный уступ типа сброса. В этих условиях важную роль, несомненно, должны были сыграть палеозойские краевые разломы, представлявшие собой наиболее крупные ослабленные зоны в сводово изгибающемся фундаменте. Асимметрия формирующейся при этом цепи впадин определилась первичными наклонами от свода поднятия к его бортам.

Сказанное относится не только к Зеравшанской шовной зоне и связанной с ней Пенджикент-Айнинской зоне впадин, но и к другим аналогичным зонам. Дело в том, что подавляющее большинство впадин характеризуется одинаково асимметричным профилем с осложнением крутого крыла взбросо-надвигом древнего заложения. Именно такие взбросо-надвиги были описаны выше для Магианской, Ягнобской, Куль-Тавасангской и Каракульской впадин. Развиты они и по южному борту Санзар-Угукской цепи впадин. О проявлении в мезозое перегибов на месте развития взбросо-надвигов говорилось на примере Ягнобского и Кштут-Айнинского районов.

Развитие взбросо-надвигов из флексурных перегибов подтверждается присутствием и строением тектонических клиньев в их лежащем крыле. На поперечных разрезах таких клиньев в зоне Магианского взбросо-надвига (см. рис. 11) хорошо видно, что они представляют собой сорванные пластины крыла впадины. Характерно, что в тектоническом клине на юго-западном борту Ягнобской впадины зажаты юрские отложения, которые отсутствуют на прилегающей части поднятого блока (см. рис. 10). Это указывает на мезозойский возраст флексуры, близкий к возрасту аналогичного осадкоконтролирующего перегиба на южном борту Пенджикент-Айнинской цепи впадин.

Не исключено, что формирование складок заволакивания вдоль Северо-Зеравшанского взбросо-надвига в Захматабадской впадине принципиально сходно с образованием тектонических клиньев. Только тектонические клинья возникали при преобладании вертикальных смещений на начальной стадии формирования взбросо-надвигов, а складки заволакивания — при преобладании горизонтального давления надвигающегося блока, т.е. на стадии максимального надвигообразования (рис. 29).

Таким образом, поперечные профили Зеравшанской шовной зоны и Пенджикент-Айнинской зоны впадин принципиально однотипны профилям Магианской, Ягнобской и других впадин. Это свидетельствует об



Р и с. 29. Стадии формирования структур, связанных с развитием взбросо-надвигов

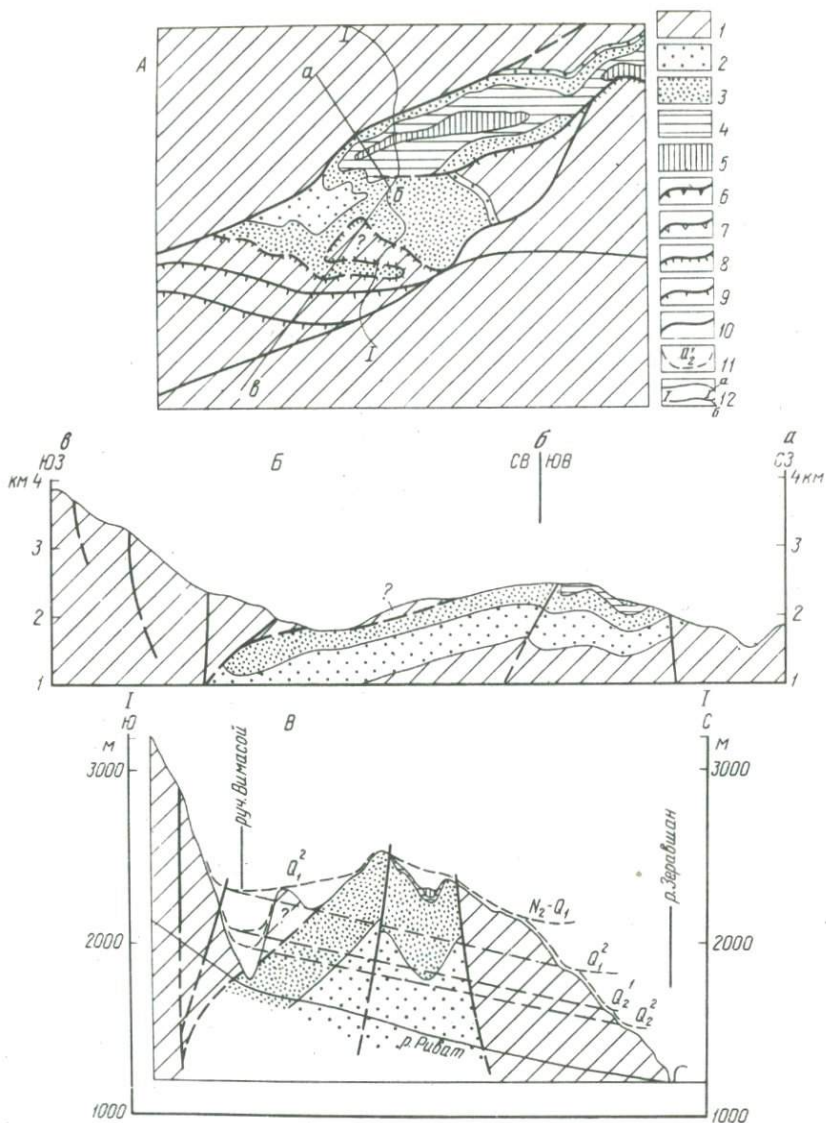
А — тектонические клинья; Б — складки заволакивания

Стадии формирования: I — флексур, II — разрывов; 1 — палеозойский фундамент; 2—4 — разновозрастные комплексы осадков мезо-кайнозойского чехла; 5 — разрывы

общности строения всех главных депрессионных структур Западного Гиссаро-Алая. Отсюда следует вывод о том, что взбросо-надвиги, сопровождающиеся тектоническими клиньями, являются промежуточным звеном между обычным взбросо-надвигом и Зеравшанской шовной зоной. Поэтому, учитывая отмеченную выше генетическую общность взбросо-надвигов и сбросов, можно говорить о едином масштабно-генетическом ряде всех типов разрывных структур Западного Гиссаро-Алая, включающем сбросы, взбросо-надвиги и шовные зоны. Два последних типа могут быть расчленены на более дробные элементы. Разница между типами определяется главным образом древностью заложения разрывной структуры.

Из существования указанной общности следует, что формирование взбросо-надвигов и окончательное оформление структуры Зеравшанской шовной зоны является единым и, по-видимому, синхронным процессом. Судя по геоморфологическим данным, надвигания по большинству взбросо-надвигов в четвертичном периоде невелики. Часто они ограничиваются десятками метров, а в ряде случаев вообще не фиксируются. Местами надвинутые пластины расчленены эрозией. Особенно показательны в этом отношении надвиги в районе пос. Айни и в бассейне р. Риват, с горизонтальной амплитудой до 3 км.

В бассейне р. Риват надвинутая пластина в тыловой части пропиленна р. Вимасой (рис. 30). Геоморфология долины свидетельствует о том, что это пропиливание, а следовательно, и прекращение движений надвинутой пластины относятся к началу четвертичного периода. К этому же периоду относится и расчленение долиной р. Зеравшана надвига в районе пос. Айни. Образование этих и других надвигов, вероятно, следует связывать со значительным ускорением тектонических движений, которое характерно для антропогена (Лоскутов, 1969; Несмеянов, 1967а, 1969). Таким образом, максимум надвигообразования приходится на ранний антропоген, когда уже началось увеличение интенсивности



Р и с. 30. Геологическое строение Риватского участка

А — геологическая схема; Б — геологический профиль; В — геолого-геоморфологический профиль: 1 — палеозойский структурно-литологический этаж; суб-платформенный подэтаж мезо-кайнозойского структурно-литологического этажа: 2 — юрский подкомплекс нижнего комплекса, 3—4 — подкомплексы верхнего комплекса (3 — верхнемеловой, 4 — палеоцен-эоценовый), 5 — орогенный подэтаж (олигоценый подкомплекс); границы: 6 — этажей, 7 — подэтажей; разрывные нарушения: 8 — взбросо-надвиги, 9 — взбросы, 10 — сбросы; 11 — корреляционные линии разновозрастных врезов речной сети; 12 — линии профилей: (а-в) — геологического, (I-I) — геолого-геоморфологического

тектонических процессов, но глубинная эрозия еще не достигла своего высшего уровня, характерного для среднего и позднего плейстоцена.

Судя по морфологии надвиговых плоскостей и глубине четвертичной эрозии, расширение надвигающихся пластин начиналось на глубинах в несколько километров (порядка 2–3 км) от раннеантропогеновой земной поверхности. Следовательно, “kozyрьковые” структуры развивались в условиях значительного всестороннего сжатия при повышенных напряжениях в воздымающихся блоках. Такое повышение напряжений могло возникнуть вследствие перераспределения усилий, вызывающих поднятие блоков. Поэтому вряд ли следует относить образование “kozyрьковых” структур за счет действия сил гравитации. Правильнее видеть в них структуры выжимания. Гравитационные силы принимали определенное участие в “расползании” поднятого блока только на заключительных стадиях этого процесса и только в вершинной части такого блока.

На моделях данного процесса при поднятии кровли воздымающегося блока на 30 мм ширина его “расползания” в каждую сторону достигала 35 мм, а глубина, с которой начиналось это “расползание”, — примерно 30 мм (Белоусов, 1971, с. 104). Полученные экспериментально соотношения близки к наблюдающимся в природе.

Так, соизмеримые величины глубины и ширины “расползания” характерны для Риватского надвига. Учитывая, что амплитуда надвигания здесь составляет 3 км, можно думать, что оно сопровождалось воздыманием порядка 0,5 км. Остальная амплитуда воздыманий, равная 1–1,5 км, близка к глубине четвертичных врезов и может быть отнесена к постнадвиговому четвертичным движениям. В это время поднятие хребта приобрело ступенчатый профиль. Ступени разграничены субвертикальными разрывами. Можно поэтому думать, что высоко поднятые блоки уже лишены эндогенных напряжений, а силы гравитации сами по себе недостаточны для того, чтобы самостоятельно вызвать значительное “расползание” воздымающихся блоков.

Близкая ситуация, по-видимому, имеет место на всех участках развития “kozyрьковых” структур. Это подтверждается незначительными амплитудами четвертичных перемещений по надвигам, а также повсеместным развитием вертикальных сбросовых уступов в тыловой части этих нарушений.

В настоящее время можно прийти к заключению, что впадины и шовные зоны в пределах сводового поднятия Гиссаро-Алая формируются параллельно и имеют общую природу¹.

Можно наметить четыре стадии их формирования в мезо-кайнозое.

На стадии субплатформенного развития (MZ), когда началось формирование сводового поднятия и определилась ориентировка общих наклонных земной поверхности вдоль ослабленных зон, зарождаются первичные флексуры, осложняющие строение впадин (см. рис. 28, А, 1).

¹ К выводу о шовной природе палеозойских прогибов этой области недавно пришел Д. П. Резвой (1972).

На стадии позднеплатформенных ($K-P_2$) и слабых орогенических ($P_3 - N_1$) движений происходит преобразование первичной флексуры в структурную ступень, или уступ и формирование глубокой асимметричной впадины, или грабен-синклинали (см. рис. 28, А, II).

Усиление тектонических движений (N_2 или Ag_1) приводит к увеличению дифференциации рельефа. Вертикальный разрыв, ограничивавший ранее структурную ступень, превращается в "козырьковый" взбросо-надвиг. В результате дополнительной нагрузки его висячего крыла происходит еще большее проседание прилегающей части впадины. Здесь образуется приразломный прогиб, характеризующийся сильно сжатой структурой, а местами и дополнительными складками заволакивания, которые нарушаются разрывами. Этот прогиб обычно отделен перегибом от остальной глубокой части впадины (рис. 28, А, III).

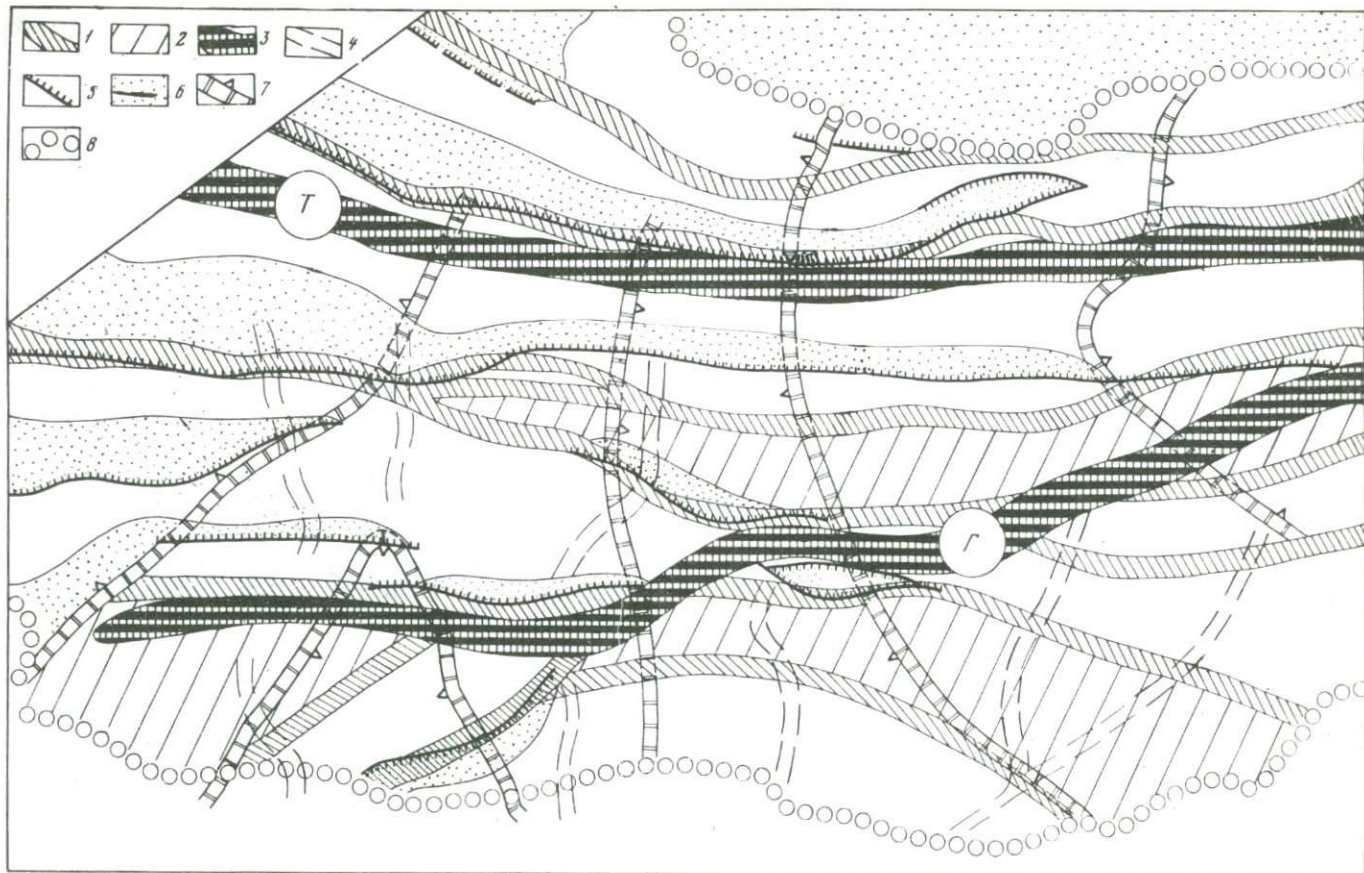
В четвертичном периоде значительное усиление интенсивности вертикальных тектонических движений приводит к замыканию шовных прогибов и образованию системы сбросо-взбросовых уступов в тылу взбросо-надвигового шва. Последний постепенно отмирает. Главный из указанных уступов развивается на месте вертикального разрыва, ограничивающего первоначальную структурную ступень. Дополнительные уступы формируются преимущественно в результате отседания тектонических крыльев в поднятом блоке (рис. 28, А, IV). Не исключено, что в начале этой стадии происходит дробление висячего крыла надвига, способствующее прекращению движений по его главному шву.

Указанные выше датировки стадий являются наиболее вероятными. Однако крупнейшие структуры, заложившиеся первыми, проходят вторую стадию еще на субплатформенном этапе развития (К). Соответственно третья стадия оказывается у них растянутой, а формирование надвигов и углубление приразломных прогибов достигают значительного развития.

Рассмотренный механизм объясняет общность строения депрессионных и шовно-разрывных структур Западного Гиссаро-Алая; а также расположение и форму впадин (рис. 31).

Первичная ось Гиссаро-Алайского свода, фиксируемая распределением гидросети и наиболее высоких горных вершин, имела северо-восточное простирание. Она проходила от горы Османталы на западе Гиссарского хребта к восточной части Зеравшанского хребта и, наконец, за пределами рассматриваемого района — к Алтайскому хребту. Такая ориентировка первичного водораздела свидетельствует о проявлении новейшего структурного плана при зарождении Гиссаро-Алайского свода. Однако в процессе нарастания дифференциальных движений эти проявления были затуханы активизацией субширотных дислокаций, унаследованных от палеозойского структурного плана.

В совокупности с осью свода важную роль сыграли первичные возвышенности, существенно унаследованные от позднепалеозойских поднятий. Положение оси определило ориентировку главных наклонов земной поверхности, а размещение возвышенностей и ослабленных зон палеозойских краевых разломов — расположение первичных флексур. Последнее подтверждается реальным соотношением верхнепалеозойских



поднятий и разломов с мезо-кайнозойскими. Так, приосевая часть Гиссарской зоны поднятий соответствует верхнепалеозойским поднятиям северной части Бешнауской и Османталинской структурно-фациальных зон, а ее северный борт совпадает с зоной Главного Гиссарского разлома. Кроме того, с юго-восточной частью Османталинского поднятия совпадает Вахш-Илякская перемычка в Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоне. Зеравшанская зона мезо-кайнозойских поднятий в значительной мере совмещается с верхнепалеозойским поднятием Ягнобской структурно-фациальной зоны, а ее северный борт близок к зоне палеозойского Зеравшанского разлома. Наконец, осевая часть Туркестанского хребта отвечает северной части Зеравшано-Туркестанской структурно-фациальной зоны, которая в конце палеозоя была приподнята относительно Курганакской структурно-фациальной зоны. Границей их служил Туркестано-Алайский разлом, совпадающий с южным бортом Санзар-Угукской зоны мезо-кайнозойских впадин. Кроме того, вдоль южных крыльев всех палеозойских краевых разломов, с которыми совпадают южные борта новейших впадин, П.Д. Виноградов (1970) отмечает пояса сокращенных мощностей палеозойских осадков. Это указывает на унаследованный характер северных бортов новейших (мезо-кайнозойских) зон поднятий.

Предложенный механизм хорошо объясняет размещение и однотипную асимметрию всех депрессионных структур Западного Гиссаро-Алая.

Действительно, у всех впадин, расположенных к северу от первичного Гиссарского водораздела, подорваны и более прогнуты южные борта, а у расположенных к югу от него, например у Зеварской, — северные. Такое распределение первичных наклонов земной поверхности хорошо объясняет современную гидросеть, секущую ряд поднятий, в том числе и среднюю часть Зеравшанского хребта. Прогиб Пенджикент-Айнинской цепи впадин, который заложен в самом начале сводового воздымания, был настолько глубок, что в него почти до самых верховьев проникла морская ингрессия. Поэтому реки типа Фандарьи не могли пересечь Туркестанский хребет. Аналогичная ситуация сложилась в западной части Санзар-Угукской цепи впадин и в прилегающей к Кашкадарьинской депрессии западной части Магианской впадины.

Впадины, заложившиеся в приосевых частях древних водоразделов, имеют близкое к симметричному грабенообразное строение. Таков Зиддинский грабен, расположенный близ оси Гиссарского водораздела, и Угукский грабен, находящийся невдалеке от оси Туркестанского водораздела.

Р и с. 31. Схема структурно-орографической обстановки распределения шовно-депрессионных зон в Западном Гиссаро-Алае

Структурные элементы: 1—2 — позднепалеозойские (1 — краевые разломы, 2 — зоны стабильных поднятий), 3—6 — мезо-кайнозойские (3 — оси первичных поднятий и главных водоразделов: Г — Гиссарского, Т — Туркестанского, 4 — главные сквозные долины древнего заложения, 5 — шовные сочленения, 6 — области глубокого прогибания); границы: 7 — поперечных поднятий, 8 — Гиссаро-Алая

Следует еще остановиться на степени унаследованности древних разрывных структур новейшими шовными зонами. Наиболее высока она у Зеравшанской шовной зоны, которая частично совпадает, а частично располагается параллельно в непосредственной близости от палеозойского Зеравшанского краевого разлома. Близкой, а возможно, и несколько меньшей степенью унаследованности характеризуется шовная зона Впадин сороковой параллели, которая лишь местами своим южным бортом совпадает с палеозойским Заамин-Каравшинским краевым разломом. Наименьшей следует считать степень унаследованности Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоны. Значительные отрезки последней являются новообразованными, а другие совпадают с различными верхнепалеозойскими краевыми разломами (Илякским, Вахшским и, вероятно, Зеравшанским). Следовательно, южная прибортовая шовная зона в отличие от приосевой (Зеравшанской) и северной прибортовой — в целом новообразованная структура.

По своей природе и структурному положению все шовные зоны развивались как осложнение крупных структурных уступов, т.е. могут рассматриваться в качестве зон максимальных градиентов тектонических движений.

Несовпадение Северо-Зеравшанского взбросо-надвига с Зеравшанским краевым разломом на участке наиболее сложного строения Зеравшанской шовной зоны обусловлено характером ранних этапов развития этой структуры. Зона Зеравшанского краевого разлома определила положение зарождающегося поднятия Зеравшанского хребта. В процессе разрастания последнего она оказалась в его приосевой части. Структурный уступ, породивший позднее Северо-Зеравшанский взбросо-надвиг, напротив, образовался в средней или даже нижней частях первичной флексуры, где степень дифференциации движений была максимальной. Здесь разрыв прошел по зоне второстепенного (внутризонального) верхнепалеозойского разлома. Возникновение таких уступов следует, вероятно, связывать с активизацией тектонических движений в начале мелового периода. В это время происходит значительный размыв юрских отложений на поднятых крыльях флексур (например, в районе слияния рек Ягноба и Искандердарьи) и на осях поперечных поднятий (районы кишлаков Искандар, Вешаб).

К западу от Чимтаргинского поперечного поднятия Зеравшанский хребет является более молодым, кайнозойским образованием. Здесь ширина хребта меньше, а формирование структурного уступа относится к орогенному этапу. В условиях резко дифференциальных движений развитие шовной зоны началось в этом районе, минуя стадию первичной флексуры, а структурный уступ заложился вдоль ослабленной зоны Зеравшанского краевого разлома. О влиянии Чимтаргинского поднятия на ориентировку Магианского взбросо-надвига, а следовательно, и на форму Магианской впадины уже говорилось выше.

Уменьшение дифференциации мезозойских движений у восточного края Западного Гиссаро-Алая (в зоне Оббурдонского поперечного поднятия) обусловило близкую ситуацию. Один из структурных уступов развился вдоль Зеравшанского краевого разлома. Позже он причленил-

ся к Северо-Зеравшанскому взбросо-надвигу, который располагался севернее. В результате создается ложное впечатление о первичном расщеплении Северо-Зеравшанского надвига (см. Винниченко, 1972). Близкая картина кулисообразно расположенных взбросо-надвигов имеет место и на западном фланге шовной зоны в междуречье Вешана и Кшту-та. Здесь между собственно Северо-Зеравшанским взбросо-надвигом и Пенджикентским взбросо-надвигом, который обрамляет южный борт Пенджикентской впадины, кулисообразно их подставляя, образовался также широтный Риватский взбросо-надвиг. Последний заложился, по-видимому, позже Северо-Зеравшанского и раньше Пенджикентского или почти одновременно с последним. Позднее все эти три взбросо-надвига были соединены субвертикальными разрывами северо-восточного простирания. В антропогене на восточном продолжении Риватского взбросо-надвига заложился субвертикальный разрыв, ограничивающий с юга крупный тыловой блок Северо-Зеравшанского взбросо-надвига.

Из сказанного следует вывод о закономерной параллельности, но некотором несовпадении унаследованных структурных уступов наиболее древнего заложения. Расположение таких уступов определяется участками максимальной дифференциации движений. Такая резкая дифференциация раньше всего обнаруживается в зонах поперечных поднятий. Поэтому здесь и преобразование структурных уступов во взбросо-надвиги происходит раньше, и амплитуды надвигания больше.

Высказанные положения хорошо объясняют характер строения шовной зоны Впадин сороковой параллели и одновременно указывают на меньшую древность ее заложения, а следовательно, и более слабую унаследованность. Южный борт этой зоны совпадает с Заамин-Каравшинским краевым разломом только в наиболее прогнутых впадинах и смещается далеко к северу в Чаркуйской перемычке. Последняя отвечает Фитуракскому поперечному поднятию. Очевидно, именно здесь произошло зарождение первичного перегиба, а затем и смещение структурного уступа на север от Заамин-Каравшинского разлома. Образование подобных уступов в смежных впадинах — явление более позднее, вероятно, одновременное с образованием Пенджикентского уступа. По-видимому, синхронным с более поздними уступами является уступ по южному борту Санзар-Угукской зоны впадин, совпавший с Туркестано-Алайским краевым разломом, а также уступ южного борта Магиан-Ягнобской зоны впадин, совмещенный с Главным Гиссарским краевым разломом.

ВЫДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР

На многочисленных опубликованных схемах наблюдается определенная связь эпицентров сильных землетрясений с намеченными выше шовными зонами (Землетрясения в СССР, 1961; Атлас землетрясений в СССР, 1962; Сейсмическое районирование СССР, 1968). Наиболее очевидна такая связь для Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоны, которая проходит по осевой части широкой полосы концентрации эпицентров, в числе которых присутствуют и эпицентры катастрофических землетрясений с $M > 7 \frac{1}{2}$ (Введенская, 1961). В частности, к западной части зоны приурочены Каратагское землетрясение 21.X 1907 ($M = 7-8$, $K = 17$, $I_0 = IX$) и Ташбулакское 12.I 1943 ($M = 5$, $K = 13$, $I_0 = VII-VIII$); к средней — Файзабадское 12.I 1943 ($M = 6$, $K = 15$, $I_0 = VIII-IX$)¹; Гармское 20.IV 1941 ($M = 6 \frac{1}{2}$, $I_0 = IX$) и Хаитское 10.VII 1949 ($M = 7 \frac{1}{2} - 7 \frac{3}{4}$, $K = 17$, $I_0 = IX$); а к восточной — Кашгарское 22.VIII 1902 ($I_0 = IX$) и Кокшаальское 9.VII 1953 ($M = 5 \frac{1}{2}$) (см. также Губин, 1960; Киняпина, Мирзобаев, 1974).

С Зеравшанской шовной зоной связана цепочка эпицентров, в том числе и с точностью классов А и Б (т.е. точностью определения эпицентров соответственно до 25 и 50 км). Здесь имеются землетрясения с магнитудой до $5 \frac{1}{4} \leq M \leq 6 \frac{1}{2}$ близ г. Самарканда (Введенская, 1961, рис. 17,4) и с магнитудами 5 (например, Пенджикентские землетрясения 5.IX 1897; 15.VI 1955; 21.IX 1955 и Самаркандские 22.IV 1935; 6.IX 1939 и др.) и $4 \div 4 \frac{1}{2}$ (один из таких эпицентров приходится на восточный борт Пенджикентской впадины, а другой — на район пос. Айни). По-видимому, с этой зоной связана плейстоценовая зона интенсивностью VIII баллов, приходящаяся на район Захматабадской впадины (см. Бунз, Введенская, Гзовский, 1968, с. 58).

С шовной зоной Впадин сороковой параллели связан ряд землетрясений. В частности, к ней или ее южному обрамлению относится Уратюбинское землетрясение 17.IX 1897 ($M = 7$, $K = 16$, $I_0 = VIII$, см. Гайский и др., 1968).

¹ В 30 км восточнее девятибалльных участков Файзабадского землетрясения на левобережье р. Вахш у кишлака Талхакчашма А.А. Никонов (1974) отмечает древний сейсмоструктурный разрыв, возникший от землетрясения силой IX-X баллов. Образование разрыва предполагается в интервале между концом верхнего плейстоцена и поздним голоценом. А.А. Никонов указывает поблизости несколько других палеосейсмоструктурных дислокаций.

Следует отметить приуроченность очагов Санзар-Угукской зоне впадин, например, Матчинское (Уратюбинское) землетрясение 28–29.XII 1923 ($M = 6$, $I_0 = VIII$). По распределению сейсмодислокаций Г.П. Винченко (1969) связывает его очаг с подвижками по разрыву, ограничивающему с юга Угукскую впадину (впадину Арглы). По-видимому, к этой же зоне приурочено Санзарское землетрясение 19.VII 1955 ($M = 5\frac{1}{4}$).

Таким образом, наиболее сильные землетрясения Гиссаро-Алая связаны с его шовными зонами. При этом северная прибортовая зона и зоны внутренних частей этой области по своей сейсмичности выглядят более или менее равноценными (M до 6–7, I_0 до VIII). Южная прибортовая зона является гораздо более активной. Это видно как по количеству связанных с ней очагов, так и по их интенсивности и магнитуде (M до 7–8, I_0 до IX).

Сейсмичность Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоны изучена лучше, чем у других зон. Поэтому следует отметить ее характерные черты, которые могут оказаться общими и для других шовных зон.

1. Ширина зоны сгущения эпицентров гораздо больше ширины шовной зоны. Это можно было бы связывать с малой точностью определения местоположения ряда очагов. Однако и в тех случаях, когда используются высокоточные данные (с точностью до 5 или 2,5 км), эта картина повторяется.

2. Наиболее детально соотношение структурных элементов шовной зоны с очагами землетрясений изучено в районе г. Душанбе (Бунз, Рейман, 1960; Бабаев, Кулагин, 1964; Бунз, Введенская, Гзовский, 1968; Бунз, Мамадалиев, Агафонова, 1968; Киняпина, Мирзобаев, 1974; Кулагин, Белеловский, 1974; Негматуллаев, Мирзоев, 1974). На профилях, проведенных вкрест простирания Предгиссарской впадины, наблюдается следующее.

а) Распределение очагов землетрясений подтверждает существование двух четко выраженных очаговых зон шириной по 10–20 км каждая, приуроченных к краевым разломам Илякскому и Южно-Гиссарскому (Гиссаро-Кокшаальскому). Фокальные поверхности очаговых зон проведены через центры статистического группирования очагов, которые вычислялись в соответствии с дискретным шагом определения глубины очагов, равным 5 км. Эти поверхности характеризуют, по всей вероятности, поведение в пространстве обобщенных сместителей, которые секут почти всю земную кору и местами, по-видимому, проникают в мантию. Очаги сильных землетрясений (Каратагского 1907 г. и Файзабадских 1930 и 1943 гг.) тяготеют к фокальным поверхностям.

б) Илякский краевой разлом прерывается западнее г. Орджоникидзеабада и не прослеживается к западу от поперечной Ханакинской структуры. Его обобщенный сместитель падает в сторону Предгиссарской впадины. Угол его наклона к востоку становится круче, меняясь в пределах от $65\text{--}70^\circ$ до $75\text{--}85^\circ$. Южнее г. Душанбе Илякский разлом, вероятно, проникает в мантию.

в) Южногиссарский краевой разлом по сейсмическим данным не прослеживается к востоку от г. Орджоникидзеабада. Его обобщенный

смещитель имеет пропеллерное строение. Восточнее г. Душанбе он круто ($80-85^{\circ}$) падает к северу, а к западу от него — более полого ($70-75^{\circ}$) — к югу, намечая переход к Северо-Байсунской моноклинали (флексуре) (пункты а, б, в даны по работе: Кулагин, Белеловский, 1974).

г) В центральной части впадины также имеются очаги, которые концентрируются у кровли палеозойского фундамента (Бабаев, Кулагин, 1964). Здесь землетрясения слабее, чем в зонах краевых разломов — V—VII баллов (Киняпина, Мирзобаев, 1974).

3. На широте кишлаков Джиргаталя и Хаит отмечается широтная полоса сгущения эпицентров, совпадающая с северным бортом восточного продолжения Магиан-Ягнобской зоны впадин (см. Багдасарова, Кузьмина, 1961).

Перечисленные особенности распределения очагов в Предгиссаро-Кокшаальской зоне позволяют сделать следующие выводы.

1. Наблюдается связь очагов с глубинными разломами, ограничивающими шовную зону. Эти разломы имеют значительную ширину (порядка 10—20 км).

2. Вся зона шовных впадин (в поперечном сечении) является сейсмически активной. При этом повышенная сейсмичность распространяется и на прилегающие части поднятых блоков обрамления зоны впадин.

3. В районах сопряжения Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоны с границами положительных и депрессионных структур Гиссаро-Алая эти границы также имеют повышенную сейсмичность. Вдоль них прослеживаются ответвления очаговых зон.

Последнее обстоятельство вкупе с отмеченным выше фактом значительной ширины полос концентрации эпицентров показывает, что очаговые зоны отвечают не только самой шовной зоне, но и ее дизъюнктивному оперению.

Следует подчеркнуть, что установленная по геофизическим данным глубинная структура Предгиссарской впадины (рис. 32) характеризуется большим сходством с теоретическими реконструкциями строения шовно-депрессионных зон (Несмеянов, 1970, 1971а). Эти данные не противоречат возможности слияния краевых разломов на глубинах порядка 70—80 км.

Поскольку глубинное проникновение отмечается даже для второстепенных структур шовной природы, например для Гиссарского разлома (Тарасенко, 1970) на южном борту Магиан-Ягнобской зоны впадин, можно полагать, что и остальные шовные зоны Гиссаро-Алая имеют глубинное заложение.

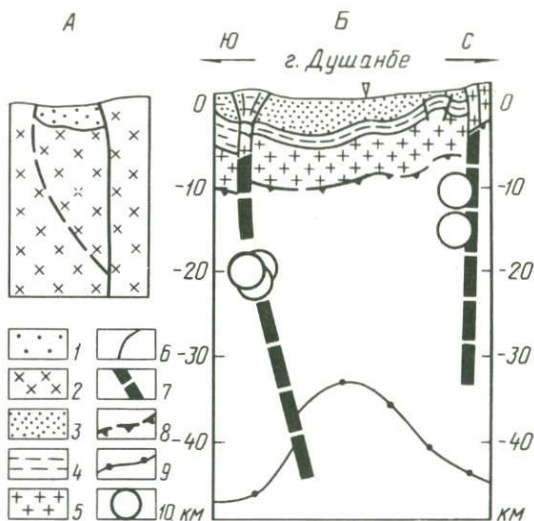
Все выводы указывают на определенную связь главных очаговых зон с тектоническими структурами, прежде всего с глубинными разломами и их приповерхностным выражением — шовными зонами. Это в свою очередь свидетельствует о перспективности исследований по неоструктурному районированию для выяснения природы сейсмичности района.

Неравноценная сейсмичность выделенных шовных зон определенным образом согласуется с их характером. Поэтому можно сделать некоторые предварительные выводы о геологических критериях активности

Р и с. 32. Глубинное строение шовно-депресссионных зон

А — гипотетический разрез зоны шовных впадин, по С.А. Несмеянову (1970, 1971а), с упрощениями; Б — разрез земной коры через Предгиссарскую впадину на меридиане г. Душанбе, по В.К. Кулагину и М.Л. Белеловскому (1974), с дополнениями С.А. Несмеянова

1 — мезо-кайнозойский чехол; 2 — фундамент; 3 — кайнозойская группа; 4 — мезозойская группа; 5 — палеозойская группа; 6 — разрывы; 7 — глубинные разломы; 8 — поверхность кристаллического фундамента; 9 — подошва земной коры; 10 — гипоцентры землетрясений с К-11



очаговых зон. Различия в размерах, строении и истории развития описанных выше шовных зон позволяют сделать следующие выводы (табл. 6).

1. Наиболее крупные и активные очаговые зоны связаны с крупнейшими шовными зонами. Следовательно, можно предполагать соответствие между масштабными рангами шовных и очаговых зон.

2. Все шовные зоны в течение длительного времени отличались высокой контрастностью тектонических движений. Они заложились целиком или частично на месте палеозойских структурно-орографических перегибов. Соответственно эти черты, по-видимому, являются характерными для очаговых зон, свидетельствуя об их определенной структурной приуроченности как в морфоструктурном, так и в историко-геологическом планах.

3. Наблюдается обратная зависимость между степенью унаследованности позднепалеозойских структур новейшими и сейсмической активностью последних. Так, наибольшей унаследованностью отличается Зеравшанская шовная зона, где магнитуда сильнейших землетрясений чаще всего равна 4–5, возможно, иногда достигая 6. В близкой по степени унаследованности Санзар-Угукской зоне впадин магнитуды достигают 5 1/4–6 ($K = 15$). В зоне Владин сороковой параллели, отличающейся несколько меньшей унаследованностью, отмечены землетрясения с $M = 7$ ($K = 16$). Предгиссаро-Кокшаальская шовная зона характеризуется существенно новообразованной структурой, причем это преобразование еще не закончено. В ней магнитуды землетрясений достигают 8 ($K = 17$).

4. По мере увеличения активности очаговых зон их ширина все более превышает ширину шовных зон. Это связано не только с увеличением размеров очагов, но, по-видимому, и с присутствием их в тектонических блоках обрамления шовной зоны. Таким образом, ширина

ТАБЛИЦА 6

Соотношение тектонических и сейсмических характеристик шовных зон

Зона	Максимальные размеры, км		
	длина	ширина	мощность мезо-кайнозойских отложений (глубина)
Предгиссаро-Кокшаальская	> 600 (1000)	30	5-6
Впадин сороковой параллели	350	20	2
Зеравшанская	150	7	1

очаговой зоны всегда больше ширины зоны шва глубинного разлома, трассируемого на поверхности дислокациями шовной зоны.

Не исключено, что сами очаги (области разрядки напряжений) формируются как разрывное оперение глубинных разломов в основании шовных зон, которые являются источником (областью концентрации) этих напряжений.

Приведенные выше соотношения показывают, что практически весь диапазон землетрясений, представляющих опасность для сооружений, связан с шовными зонами. Только наиболее слабые шести- и семибалльные очаги могут быть приурочены к иным дислокациям. Поскольку все разрывные нарушения рассмотренного региона образуют единый генетический ряд, можно предположить, что ответственными за очаги более слабых землетрясений являются разрывы, особенно те из них, сместители которых сопровождаются формированием тектонических клиньев. Такие разрывы должны классифицироваться с учетом тех же критериев, что и шовные зоны (масштабный ранг, древность заложения и др.).

Неравномерность плотности землетрясений в пределах очаговых зон, так же как и продольная неоднородность строения шовных зон, вероятно, связаны с влиянием поперечных структур. Так, В.М. Рейман, А.М. Бабаев, Г.П. Винниченко (1969) полагают, что эпицентральные зоны восьми- и девятибалльных землетрясений совпадают с участками сопряжения осей субмеридианальных поперечных поднятий и Гиссаро-Кокшаальского разлома. Эти сочленения они именуют "дизъюнктивными узлами", хотя дизъюнктивной природой обладает только одна из двух составляющих подобного узла. По-видимому, в данном случае более правомерен термин "дизъюнктивно-пликативные узлы". Согласно представлениям указанных выше авторов, эпицентральные зоны, т.е. их дизъюнктивно-пликативные узлы, приурочены к концевым частям поперечных поднятий, где могут возникнуть повышенные напряжения. Однако в ряде случаев поперечные поднятия пересекают не только краевые разломы, но и шовные зоны в целом. Важнее поэтому другое

Объем мезо-кайнозойских движений, км ³ (порядок величин)	Возраст заложения		Степень структурной перестройки	Максимальные значения сейсмических характеристик		
	наиболее древних элементов	зоны в целом		I_0	M	K
10^3	PZ ₃	K	Умеренная	VIII	7	16
10^2	PZ ₁	J	Слабая	VII—VIII	6	15

обстоятельство. На составленной упомянутыми авторами карте плейстоценовые области большинства девяти- и восьмибалльных землетрясений расположены не на Гиссаро-Кокшаальском разломе, а к северу и югу от него, в поднимающихся блоках по периферии шовной зоны. Приуроченность очагов к воздымающимся блокам² отмечается и другими исследователями (Киняпина, Мирзобаев, 1974). Распределение эпицентральных участков девяти- и восьмибалльных землетрясений на описываемой территории (рис. 27) показывает, что они приурочены к краевым, т.е. наиболее приподнятым частям поперечных мегаподнятий, а соответственно — к участкам наиболее дифференцированных движений на их склонах. Не ясна причина преимущественной приуроченности таких эпицентров к западным бортам мегаподнятий. В то же время связь указанных эпицентров с поперечными мегаподнятиями меридиональной и северо-западной ориентировки, скорее всего, определяется древностью заложения, т.е. унаследованным характером этих структур.

Периодичность сильных землетрясений в Гиссаро-Алае, по данным Р.Н. Ибрагимов, подчиняется 20-летнему циклу³. При этом очередное землетрясение прогнозируется в 1984 г. ± 10 лет (с вероятностью 70% в 1984 г. ± 3 г.), а подтверждением наступления периода повышенной сейсмической активности считается землетрясение 22 января 1974 г. (Ибрагимов, 1970; Ибрагимов, Абдуллабеков, 1974). Кроме того, Р.Н. Ибрагимов и К.Н. Абдуллабеков (1974) выделяют вторую область, куда входят Северо-Ферганский, Приташкентский и другие регионы и где аналогичный 40-летний цикл смещен по фазе и очередное землетря-

² Характерно, что и сами землетрясения приурочены к моментам преобладающих воздыманий. Так, по результатам повторных нивелировок на Гармском геодинамическом полигоне, сильным землетрясениям предшествуют кратковременные поднятия земной поверхности (Гусева и др., 1973).

³ Ранее Р.Н. Ибрагимов (1970) отмечал возможность прослеживания 20-летнего цикла со сменой 10-летних фаз повышенной и пониженной сейсмичности. По его мнению, сильные землетрясения возникают обычно в начале и конце десятилетия повышенной сейсмической активности.

сение прогнозируется в 2007 г. ± 8 лет (с вероятностью 70% в 2007 $\pm \pm 5$ лет).

Не исключена, однако, и несколько иная интерпретация сейсмологического материала с учетом не двух, а трех типов сейсмоактивных зон, отвечающих трем главным типам структур различного простирания и древности заложения в горном обрамлении Ферганской депрессии. Здесь через 3–5 лет после сильных толчков в наиболее древних структурах северо-западного простирания (Куршабская зона) происходят толчки в наиболее молодых структурах северо-восточной ориентировки (Чаткало-Кураминский и Северо-Ферганский регионы), а еще через 14–15 лет землетрясения в субширотных структурах Гиссаро-Алая. После этого наступает этап понижения сейсмической активности длительностью 20–22 года. Таким образом, намечается перемежаемость 20-летних циклов повышенной и пониженной сейсмической активности (Несмеянов, 1974). В циклы с повышенной сейсмической активностью наряду с указанным выше перемещением сейсмической разрядки максимальных напряжений от структур одной ориентировки к структурам другой ориентировки в каждой зоне возможны землетрясения меньшей силы. Вероятно, этим и обусловлена малая точность определения момента очередного землетрясения (± 8 –10 лет). Диапазон предполагаемого разброса дат отвечает как раз 20-летнему циклу повышения сейсмической активности Западного Тянь-Шаня. Поэтому лучше говорить о смене 20-летних циклов повышенной и пониженной сейсмической активности, полагая возможность не одного, а нескольких достаточно сильных толчков за время цикла с повышенной активностью в каждом регионе.

Западный Гиссаро-Алай представляет собой сводово-глыбовое поднятие, являющееся широтной частью Нурата-Алайской горной системы. Эта территория в палеозое представляла собой миогеосинклиналь с растянутым циклом развития. Мезокайнозойское развитие ее характеризуется режимом, промежуточным между геосинклинальным и платформенным. В нем выделяются два этапа: первый с субплатформенным режимом ($MZ-P_2$), а второй, новейший — с орогенным (P_3-Q). Унаследованность развития мезо-кайнозойских структур позволяет отнести к покровным образованиям весь мезо-кайнозойский структурный этаж. Наблюдается определенная унаследованность покровными структурами дислокаций завершающей стадии развития палеозойской геосинклинали.

Западный Гиссаро-Алай делится на семь региональных структур — зон поднятий и зон впадин. Их контуры, в значительной мере унаследованные от палеозойского структурного плана, совпадают с границами палеозойских структурно-фациальных зон. Региональные структуры линейны, а локальные, напротив, относятся к брахиформам, среди которых преобладают складчато-глыбовые. Среди разрывов преобладают сбросы и взбросо-надвиги "козырьковой" формы. Региональные разрывы преимущественно широтны, а среди локальных преобладают ориентированные в северо-западном направлении. Практически отсутствуют меридиональные разрывы.

Прибортовые части Западного Гиссаро-Алая отличаются большей монолитностью по сравнению с центральными его частями. В поперечном сечении наблюдается увеличение ширины региональных структур к южному борту. Ряд структурных особенностей указывает на дизъюнктивную природу отрицательных региональных и локальных структур. На этом основании предполагается, что воздымание асимметричного Гиссаро-Алайского свода сопровождалось его раскалыванием и образованием зон впадин.

Судя по древности заложения региональных покровных структур, наибольшей подвижностью отличались дизъюнктивные швы, располагающиеся вдоль бортов и приосевой части Гиссаро-Алая. Эти региональные швы отличаются сходством морфологических типов структур, а соответственно и близким механизмом формирования. Они выделены в особый тип структур — шовные зоны: Предгиссаро-Кокшаальскую, Зеравшанскую и Впадин сороковой параллели. Все они образовались как

осложнения крупнейших длительно развивавшихся структурных уступов древнего заложения. Поэтому шовные зоны могут рассматриваться как стабильные пояса максимальной дифференциации тектонических движений. В большинстве случаев они являются отражением в покровной структуре зон глубинных разломов.

Расположение шовных зон как главнейших дизъюнктивных рубежей определяется всей историей развития горного сооружения. Различия в их размерах, степени дифференциации движений и величине структурной перестройки объясняются асимметрией этого сооружения.

Очаговые зоны крупнейших землетрясений в целом совпадают с шовными зонами (включая их дизъюнктивное оперение). Последние, таким образом, являются в покровной структуре отражением глубинных сейсморазрывных дислокаций.

Специфика строения и истории развития шовных зон наряду с различиями в их величине определенным образом коррелируется с различиями в сейсмогенерирующей активности соответствующих глубинных структур.

Наиболее крупной является Предгиссаро-Кокшаальская шовная зона, отдельные элементы которой имеют палеозойское заложение, но их объединение в шовную зону связано с существенной перестройкой, происшедшей на орогенном этапе геологического развития региона. Этой шовной зоне отвечает наиболее активная очаговая зона ($K_{\max} = 17$).

Шовная зона Впадин сороковой параллели меньше по размерам, она в значительной мере заложилась в палеозое и развивалась унаследованно с мезозоя (скорее всего, с мелового периода). Степень структурной перестройки в мезо-кайнозое здесь невелика. С этой зоной связан ряд очагов землетрясений с $K_{\max} = 16$.

Зеравшанская шовная зона, наименьшая по размеру, а по времени заложения и степени унаследованности палеозойских дислокаций сходна с зоной Впадин сороковой параллели. Однако степень структурной перестройки здесь минимальна. К зоне тяготеют отдельные очаги с $K_{\max} = 13 \div 15$.

Таким образом, проведенный анализ показал, что сейсмогенерирующие структуры обладают дизъюнктивной природой, т.е. отвечают участкам с максимальной дифференцированностью и контрастностью тектонических движений. При этом разрушительные землетрясения связаны с наиболее крупными дизъюнктивными дислокациями — шовными зонами. Последние, так же как и разрывы, классифицируются по своим размерам и морфологии. Данная структурная приуроченность обычно объясняется тем, что максимальная сейсмическая разрядка напряжений в земных недрах происходит на наиболее активных границах крупных тектонических блоков. Следовательно, масштабный ранг дизъюнктивных нарушений является главным критерием классификации сейсмогенерирующих структур.

Новейшие дизъюнктивные дислокации рассмотренного региона образуют единый генетический ряд, в котором по мере укрупнения последовательно сменяются сбросы, взбросо-надвиги и шовные зоны. В этом

ряду сложность строения и размеры дизъюнктивной дислокации находятся в прямой зависимости от продолжительности ее формирования, т.е. древности заложения. Очевидно, наиболее активная разрядка тектонических напряжений связана со структурами, отличающимися длительной и все нарастающей подвижностью, т.е. со структурами, образно выражаясь, постепенно развившими способность к интенсивной импульсной разрядке этих напряжений. Соответственно древность заложения является вторым критерием классификации сейсмогенерирующих структур.

Специфической чертой сейсмогенерирующих структур является существенная новейшая переработка более древних дислокаций, и в частности объединение ряда структур древнего заложения в одну новейшую шовную зону. Следовательно, намечается третий критерий классификации сейсмогенерирующих структур — степень новообразования.

Распределение крупнейших очагов в главных сейсмогенерирующих структурах не равномерно. Оно зависит в первую очередь от набора локальных структур, свойственных поперечному сечению шовной зоны. Как правило, очаги чаще связаны с воздымающимися блоками. От расположения последних и их относительной активности, по-видимому, зависит и размещение очагов разных энергий и глубин заложения в поперечном профиле шовной зоны. Вторым фактором, влияющим на распределение очагов вдоль сейсмогенерирующей структуры, является наличие дислокаций поперечного структурного плана, и прежде всего поперечных поднятий древнего заложения. Характер их проявления, несомненно, сказывается на активности воздымающихся блоков в шовных дислокациях главного структурного плана.

В Западном Гиссаро-Алае главные сеймотектонические дислокации связаны с воздымающимися блоками в бортах шовно-депресссионных структур и приурочены к дизъюнктивным или дизъюнктивно-пликативным узлам.

Набор типов дизъюнктивных дислокаций зависит от особенностей режима тектонического развития отдельных регионов. Соответственно классификация сейсмогенерирующих структур должна обладать региональной спецификой.

Прямым следствием выявленных зависимостей является вывод о том, что все новейшие дизъюнктивные дислокации могут быть сейсмогенерирующими. Однако ощутимые, а тем более разрушительные толчки связаны с наиболее крупными и сложно построенными шовными структурами древнего заложения. Следовательно, важнейшие потенциально сейсмогенерирующие структуры, т.е. структуры, в которых неизвестны, но могут возникнуть разрушительные землетрясения, должны обладать определенным тектоническим строением и историей развития. Поэтому структурный анализ может быть использован для выявления и классификации сейсмогенерирующих структур.

- Абдуллаев Х.М.* Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
- Антонов Ю.В., Кошлаков Г.В., Сафьян Л.М., Мирошниченко В.М.* Структурная схема консолидированного складчатого основания центральной части Таджикской депрессии. — В кн.: Глубинное строение и землетрясения Таджикистана (Душанбинско-Вахшский район). Душанбе, "Дониш", 1968, с. 47—55.
- Атлас землетрясений в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ачилов Г.Ш., Босов В.Д.* О возрасте Каратагского поперечного поднятия (Зеравшано-Гиссарская горная область). — В кн.: Неотектоника и сейсмоструктура Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969, с. 139—148.
- Бабаев А.М.* Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии. — ДАН ТаджССР", 1962 а, т. 5, № 4, с. 37—38.
- Бабаев А.М.* Проявление новейшей тектоники в долине р. Оби-Гарм и в верховьях р. Иляк. — ДАН ТаджССР, 1962б, т. 5, № 2, с. 24—29.
- Бабаев А.М.* Неотектоника западного окончания Каратегинского хребта. В кн.: Неотектоника и сейсмоструктура Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969, с. 43—61.
- Бабаев А.М.* Новейший тектогенез зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессий. Душанбе, "Дониш", 1975, с. 151.
- Бабаев А.М., Кулагин В.К.* Глубинное строение восточной части Гиссарской долины. — В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе. Изд-во АН ТаджССР, 1964, с. 99—105.
- Бабаев А.М., Лысков Л.М.* Новейшая тектоника района Душанбинского полигона. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974, с. 29—41.
- Багдасарова А.М., Кузьмина Н.В.* Сейсмичность Гармской зоны. — В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 314—324.
- Беккер Я.А., Кошлаков Г.В., Кузнецов Е.С.* и др. К тектонике района г. Душанбе (Гиссарской долины) по результатам геолого-геофизических исследований. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974, с. 24—29.
- Белоловский М.Л.* Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964, с. 125—140.
- Белоусов В.В.* Явление тектонической активизации в развитии земной коры. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964, с. 7—13.
- Белоусов В.В.* структурная геология. Изд. 2-е, перераб. и доп. Изд-во МГУ, 1971.

- [Бобкова Н.Н.] Меловые отложения Центрального Таджикистана. — В кн.: Геология СССР, т. 24, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 228—241.
- Борисов О.М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. "Узб. геол. журн.", 1962, № 2, с. 5—17.
- Босов В.Д. О некоторых особенностях палеогеографии южного склона Гиссарского хребта в олигоцен-миоценовое время. — ДАН ТаджССР, 1969, т. 12, № 2, с. 51—54.
- Босов В.Д. Третичные континентальные отложения Таджикской депрессии и Кухистана. Душанбе, "Дониш", 1972.
- [Брик М.И.] Юрские отложения Центрального Таджикистана. В кн.: Геология СССР, т. 24, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 191—199.
- Бунз В.И., Рейман В.М. К сейсмотектонической характеристике центральной части Таджикской депрессии. — Труды Ин-та сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТаджССР, 1960, т. 7, с. 3—26.
- Бунз В.И., Введенская Н.А., Гзовский М.В. Методические основы обзорного сейсмического районирования (на примере Средней Азии). — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968, с. 26—61.
- Бунз В.И., Мамадалиев Ю.А., Агафонова В.Н. Сейсмический режим Гиссарской долины. — В кн.: Глубинное строение и землетрясения Таджикистана (Душанбинско-Вахшский район). Душанбе, "Дониш", 1968, с. 56—67.
- Буртман В.С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9, с. 55—68.
- Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М., "Недра", 1973.
- Введенская Н.А. Землетрясения Средней Азии. — В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 278—313.
- Вебер В.Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист VII—6 (Исфара). Северная половина. (Труды Всесоюз. геол. развед. объединения НКТП СССР, вып. 194). Ленинград—Москва—Новосибирск, 1934.
- Винниченко Г.П. О возрасте поперечных структур Зеравшанско-Гиссарской горной области. — ДАН ТаджССР, 1964, т. 7, № 10, с. 30—32.
- Винниченко Г.П. Геологические условия возникновения Матчинского (Ура-Тюбинского) землетрясения 1923 г. — В кн.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969, с. 149—161.
- Винниченко Г.П. Морфологические особенности Северо-Зеравшанского разлома и его роль в альпийской структуре Центрального Таджикистана. — В кн.: Тектоника юго-востока Средней Азии. Душанбе, "Дониш", 1972, с. 18—30.
- Виноградов П.Д. О некоторых формах проявления новейшей тектоники в Центральном Таджикистане. — Изв. АН ТаджССР. Сер. геол., хим. и техн. наук, 1963, вып. 1 (10), с. 71—79.
- Виноградов П.Д. О маломощных осадочных комплексах среди геосинклинальных толщ Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. т. 168). Л., 1970, с. 129—144.
- [Виноградов П.Д., Довжиков А.Е., Зубцов Е.И., Огнев В.Н.] Тянь-Шаньская складчатая область. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 94—106.
- Вольвовский И.С., Гарёцкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Шрайбман В.И. Тектоника Трансской плиты (Труды ГИН АН СССР, вып. 165). М., "Наука", 1966.
- Вонгаз Л.Б. О палеозойских структурно-фациальных подзонах Туркестано-Алайской горной системы (Южный Тянь-Шань). Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 8, с. 65—75.

- Вонгаз Л.Б.* Историческая тектоника Афгано-Таджикской впадины в свете некоторых общих закономерностей развития земной коры. Автореф. канд. дис. М., 1969.
- Вонгаз Л.Б.* О неунаследованном развитии тектонических структур Гиссарского сектора Таджикской впадины и перспективах его нефтегазоносности. — В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Средней Азии (Труды ВНИГНИ, вып. 95). М., 1970, с. 63—76.
- Вонгаз Л.Б., Коган А.Б.* Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964, с. 110—124.
- Гайский В.Н., Рейман В.М., Каток А.П.* Таджикистан. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968, с. 286—303.
- Гарьковец В.Г., Бабоев К.Л., Давлетов И.К.* и др. Главнейшие черты металлогении золота Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 9. М., "Наука", 1970, с. 182—194.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.А.* и др. О критериях высокой сейсмичности. — ДАН СССР, 1972, т. 202, № 6, с. 1317—1320.
- Герасимов И.П., Ранцман Е.Я.* Морфоструктура горных стран и их сейсмичность. — Геоморфология, 1973, № 1, с. 3—13.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Нерсисов И.Л., Рейснер Г.И.* Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. — Изв. АН СССР Сер. геофиз., 1958, № 8, с. 959—976; 1958, № 12, с. 1425—1442.
- Григорьев А.В.* О формах альпийской тектоники в Гиссарском хребте. — Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
- Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гусева Т.В., Певнев А.К., Энман В.Б., Энман С.В.* О возможности выявления деформаций земной поверхности, связанных с сейсмичностью, методом повторного нивелирования. — В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973, с. 4—9.
- Екшибаров С.В.* Тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности мезозойских отложений юго-западного окончания Гиссарской мегантиклинали и восточной части Кашкадарьинской впадины. Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1962.
- Замялетдинов Т.С., Клишевич В.Л., Яговкин А.В.* Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане. — Геотектоника, 1968, № 5, с. 86—92.
- Захаров С.А.* О широтных сдвигах в южных предгорьях Гиссарского хребта. — Сообщения Тадж. фил. АН СССР, 1948, вып. 5.
- Захаров С.А.* О соотношении Таджикской депрессии и Гиссарского хребта. — Изд. Отд. естеств. наук АН ТаджССР, вып. 9. Сталинабад, 1955, с. 15—20.
- Захаров С.А.* Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Сталинабад. Изд-во АН ТаджССР, 1958.
- Захаров С.А.* Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. — Труды Ин-та геологии АН ТаджССР, 1962, т. 5, с. 4—72.
- Захаров С.А.* Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмотектонического районирования Южного Таджикистана. В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе. Изд-во АН ТаджССР, 1964, с. 33—87.
- Захаров С.А.* Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, "Дониш", 1970.
- Захаров С.А., Ачилов Г.Ш., Бельский В.А.* О тектоническом развитии западной части Центральной Азии (области Памирского скупивания). — В кн.: Гималайский и альпийский эрогенез. М., "Недра", 1964, с. 191—201.

- Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Зубцов Е.И.* Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 5, с. 38–45.
- Ибрагимов Р.Н.* Сейсмотектоника Ферганской впадины. Ташкент, "Фан", 1970.
- Ибрагимов Р.Н., Адбуллабеков К.Н.* О периодичности сильных землетрясений Западного Тянь-Шаня. — Узб. геол. журн., 1974, № 4, с. 42–45.
- Карта новейшей тектоники юга СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (гл. ред. Л.П. Полканова). М., 1971.
- Карта поверхности палеозойского основания Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. Масштаб 1 : 200 000 (сост. Н.В. Лукина). М., ГИН АН СССР, 1973.
- Киняпина Т.А., Мирзобаев Х.М.* Сильные землетрясения Душанбинского полигона. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974, с. 139–146.
- Конопальцев И.М.* Движения земной коры на Гармском полигоне по измерениям 1948–1970 гг. — Геотектоника, 1971, № 5, с. 111–116.
- Королев В.Г.* Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. — Изв. Кирг. фил. Всесоюз. геогр. о-ва СССР, 1961, вып. 3, с. 81–102.
- Корсаков Ф.П.* Литолого-стратиграфический очерк Шурасанского разреза кайнозойских моласс. — Труды САГУ, 1956, вып. 82, с. 75–92.
- Костенко Н.Н., Попов В.И., Теленков А.С.* Схема стратиграфии неогеновых отложений территории республик Средней Азии и Южного Казахстана. — В кн.: Материалы проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд Ташк. гос. ун-та. Ташкент, 1965, с. 27–30.
- Костенко Н.П.* Об этапах континентального развития юго-западных отрогов Гиссарского хребта в течение кайнозоя. — Землеведение, 1948, т. 2 (42), с. 249–262.
- Костенко Н.П.* О следах оледенения Юго-Западного Тянь-Шаня. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 309–330.
- Костенко Н.П.* Геоморфологический анализ речных долин горных стран (на примере Кухистана). — Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1958, № 22, с. 73–90.
- Костенко Н.П.* Изменения наклонов земной поверхности и сейсмичность (на примере горных стран юга Средней Азии). — Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1960а, № 8, с. 150–156.
- Костенко Н.П.* "Перемычки" в долинах горных рек. — Изв. вузов. Сер. геол. и развед., 1960б, № 12, с. 8–14.
- Костенко Н.П.* Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. — В кн.: Сборник трудов геологического факультета МГУ (К XXI сессии Междунар. геол. конгресса). Изд-во МГУ, 1961, с. 11–135.
- Костенко Н.П.* Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов (на примере горных районов юга Средней Азии). — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964, с. 183–198.
- Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., "Недра", 1972.
- Кошлаков Г.В.* О некоторых результатах геофизических исследований на юге Таджикистана. — В кн.: Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазности Таджикистана. Душанбе, "Ирфон", 1965, с. 146–160.

- Кравченко К.Н., Смирнов Л.Н.* О пересечении различных структурных элементов в Тянь-Шане. — Вестн. МГУ. Сер. биол., почвовед., геол., геогр., 1957, № 1, с. 199–208.
- Крейденов Г.П.* Палеогеновые отложения Зеравшанского и Туркестанского хребтов. — В кн.: Новые данные по геологии Таджикистана, вып. 1. Душанбе, Изд. Тадж. гос. ун-та, 1971, с. 134–149.
- Крестников В.Н.* История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кулагин В.К.* О строении земной коры центральной части Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта. — В кн.: Глубинное строение и землетрясения Таджикистана (Душанбинско-Вахшский район). Душанбе, "Дониш", 1968, с. 5–46.
- Кулагин В.К., Белеловский М.П.* Распределение очагов землетрясений в Гиссарской долине и региональные разломы. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974, с. 113–119.
- Кухтиков М.М.* О так называемой геологической границе между Памиром и Алаем — Тянь-Шанем. — "Учен. зап. Тадж. гос. ун-та", 1954, т. 6.
- Кухтиков М.М.* Краевые разломы Памира и Дарваза. — "Учен. зап. Тадж. гос. ун-та", 1956, т. 12, вып. 2, с. 3–16.
- Кухтиков М.М.* История геологического развития и геологическое строение территории бассейна р. Зеравшан. — Труды Ин-та геологии АН ТаджССР, 1962, т. 5, с. 73–96.
- Кухтиков М.М.* Тектонические зоны палеозойской складчатой области Гиссаро-Алая в пересечении Душанбе—Шахристан. — Труды Ин-та геологии АН ТаджССР, 1963, т. 7, с. 191–237.
- Кухтиков М.М.* Межзональные краевые разломы складчатой области Гиссаро-Алая. — В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1964а, с. 79–98.
- Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964б, с. 174–191.
- Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш", 1968.
- Кухтиков М.М.* Межзональные краевые разломы Южного Гиссара и проблема строения фундамента западной части Таджикской депрессии. — В кн.: Тектоника юго-востока Средней Азии. Душанбе, "Дониш", 1972, с. 31–54.
- Леонов Н.Н.* Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Леонов Ю.Г.* Механизм формирования структуры осадочного чехла и характер современных деформаций коры Афгано-Таджикской впадины в свете некоторых данных геологии и геофизики. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, № 4, с. 30–40.
- Леонов Ю.Г.* Тектоническая эволюция Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, № 4, с. 5–22.
- Лоскутов В.В.* О скорости новейшего поднятия Памира. — В кн.: Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969, с. 35–42.
- Лукина Н.В.* О структурах поверхности фундамента Юго-Западного Гиссара. — Геотектоника, 1971, № 2, с. 84–88.
- Лысков Л.М.* Структурные особенности зоны Гиссаро-Кокшаалского глубинного разлома на примере района Верхнего Вахша. — Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-техн. и хим. наук., 1966, № 3(21), с. 74–83.

- Лысков Л.М.* Геоморфология и новейшая тектоника района верхнего Вахша. — В кн.: Неотектоника и сейсмоструктурная тектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969, с. 62–96.
- [*Макарова Р.К., Цафир Э.Ф., Пяновская И.А.*] Палеогеновая система. — В кн.: Геология СССР, т. 23, кн. 1: М., "Недра", 1972, с. 565–607.
- Макарычев Г.И.* Тектоническое районирование Тянь-Шаня и разломы. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 91–109.
- Мамедов Э.* К стратиграфии новейших континентальных образований Центральных Кызыл-Кумов. — Труды САГУ, 1957, вып. 99, кн. 10, с. 103–116.
- Материалы по инженерной геологии, вып. 2. М., Металлургиздат, 1951.
- Методы инженерно-геологического изучения трещиноватости горных пород (авторы Л.И. Нейштадт и И.А. Пирогов). М., "Энергия", 1969.
- Мухамеджанов А.Р., Камбариддинов Р.К.* Редкие древнейшие животные Узбекистана. — В кн.: История материальной культуры Узбекистана, вып. 8. Ташкент, "Фан", 1969, с. 52–55.
- Мушкетов И.В., Туркестан*, т. 2. М., Изд. Рус. геогр. о-ва, 1906.
- Нематуллаев С.Х., Мирзоев К.М.* Состояние сейсмогеологической и геолого-геофизической изученности территории Душанбинского геофизического полигона и программа дальнейших работ по поискам предвестников землетрясений. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974, с. 13–16.
- Недзвецкий А.П., Тихонов В.П.* К вопросу о новейших тектонических движениях в Средней Азии. — ДАН СССР, 1953, т. 89, № 5, с. 925–927.
- Несмеянов С.А.* О характере постгеосинклинального развития Западного Тянь-Шаня. — ДАН ТаджССР, 1962, т. 5, № 5, с. 31–34.
- Несмеянов С.А.* Количественная оценка поэтапных новейших движений Западного Тянь-Шаня. — ДАН СССР, 1967а, т. 173, № 1, с. 156–158.
- Несмеянов С.А.* Расчленение моласс и изменение природных условий Западного Тянь-Шаня в позднечетвертичную эпоху. — Жизнь Земли, 1967б, № 4, с. 38–52.
- Несмеянов С.А.* Опыт количественной оценки величины и интенсивности поэтапных новейших движений в Западном Тянь-Шане. — Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1969, № 36, с. 26–40.
- Несмеянов С.А.* Типы шовных зон Западного Тянь-Шаня и некоторые вопросы классификации шовных зон. — Жизнь Земли, 1970, № 6, с. 15–26.
- Несмеянов С.А.* Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М., "Недра", 1971а.
- Несмеянов С.А.* О соотношении разновозрастных структурных планов в Западном Тянь-Шане. — Жизнь Земли, 1971б, № 7, с. 54–64.
- Несмеянов С.А.* Стратиграфия олигоцен-неогеновых моласс западного Гиссаро-Алая. — Жизнь Земли, 1973, № 9, с. 89–102.
- Несмеянов С.А.* К вопросу о природе неравномерной сейсмичности Западного Тянь-Шаня. — Труды ПНИИИС, 1974, вып. 30, с. 31–47.
- Несмеянов С.А.* Среднемасштабное неоструктурное районирование Западного Гиссаро-Алая. — Труды ПНИИИС, 1975, вып. 40, с. 35–56.
- Несмеянов С.А.* Корреляция континентальных толщ. М., "Недра", 1977, с. 198.
- Несмеянов С.А., Бархатов И.И.* Разрывы бассейна среднего течения р. Зеравшан (Западный Гиссаро-Алай). — Труды ПНИИИС, 1975, вып. 40, с. 57–70.
- Несмеянов С.А., Макаров В.И.* Схема корреляции верхнетретичных моласс Тянь-Шаня. — В кн.: Пятая научная отчетная конференция геологического факультета (16–19 марта 1970 г.). М., Изд-во МГУ, 1970, с. 25–28.
- Несмеянов С.А., Макаров В.И.* Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня. — Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1974, № 41, с. 82–98.

- Николаев Н.И.* Методы изучения и принципы составления карт новейшей тектоники. — В кн.: Землеведение. Нов. сер., т. 5 (45). Изд-во МГУ, 1960, с. 239—260.
- Николаев Н.И.* Некоторые итоги изучения неотектоники и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967, с. 9—18.
- Николаев Н.И., Шульц С.С.* Принципы и методы составления карты новейшей тектоники СССР (материалы II геоморфологического совещания), М. 1959.
- Николаев Н.И., Шульц С.С.* Карта новейшей тектоники СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1961, № 4, с. 25—32.
- Никонов А.А.* Современные и голоценовые сейсмоструктурные дислокации в Южнотяньшаньской сейсмоактивной зоне (Таджикистан). — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 12, с. 71—76.
- [*Овчинников С.К.*] Триасовые отложения Центрального Таджикистана. — В кн.: Геология СССР, т. 24, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 171—176.
- Огнев В.Н.* Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. — В кн.: Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 171—176.
- Павлов Р.И.* О поперечных зонах повышенной деформации Зирабулакских гор (Западный Узбекистан). — Геотектоника, 1971, № 4, с. 79—84.
- Павлов Р.И.* О системе и геологических признаках региональных поперечных структур западной части Южного Тянь-Шаня. — Сов. геол., 1972, № 10, с. 80—94.
- Пейве А.В.* Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 5—6, с. 709—735.
- Петрушевский Б.А.* Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. М., Изд-во АН СССР, 1955а.
- Петрушевский Б.А.* Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань (история развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности). М., Изд-во АН СССР, 1955б.
- Петрушевский Б.А.* Некоторые особенности тектоники Памира. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, № 4, с. 122—154.
- Покровский А.Б.* О краевом глубинном разломе Юго-Западного Гиссара (Южный Тянь-Шань). — Узб. геол. журн., 1963, № 6, с. 52—57.
- Полов В.В., Резанов И.А.* О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 408—437.
- Полов В.И.* История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент. Комитет наук УзССР, 1938.
- Портнягин Э.А., Кошлаков Г.В., Кузнецов Е.С.* К проблеме взаимоотношения глубинных палеозойских структур Южного Тянь-Шаня и погребенного Таджико-Афганского массива. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 3, с. 18—23.
- Поршняков Г.С.* Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1962, № 6, с. 68—81.
- Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во ЛГУ, 1973.
- Пояркова З.Н.* О меловых отложениях средней части бассейна р. Зеравшана. — Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 131, № 4, с. 325—388.
- Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов, т. 1. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня (под ред. Д.П. Резвого). Изд-во Львовского ун-та, 1973.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ранцман Е.Я.* К вопросу о несовпадении альпийских и неотектонических структур в Заалайском хребте. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 2, с. 73—75.

- Рахиман Е.Я.* Геоморфология и сейсмичность долины р. Сурхоб. — "ДАН СССР", 1959, т. 124, № 1, с. 171—174.
- Рахиман Е.Я.* Некоторые вопросы геоморфологии Гармского района Таджикистана в связи с его сейсмичностью. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960, № 5, с. 82—87.
- Рац М.В.* Неоднородность горных пород и их физических свойств. М., "Наука", 1968.
- Рац М.В.* Структурные модели в инженерной геологии. М., "Недра", 1973, с. 214.
- Рац М.В., Чернышев С.Н.* Трециноватость и свойства трециноватых горных пород. М., "Недра", 1970.
- Резвой Д.П.* Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 438—447.
- Резвой Д.П.* Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовского гос. ун-та, 1959.
- Резвой Д.П.* О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского неотектонического поднятия. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964, с. 49—68.
- Резвой Д.П.* "Анти Тяньшаньское" структурное направление в тектонике Средней Азии. — Геол. сб. Львовского геол. о-ва, 1965, № 9, с. 117—130.
- Резвой Д.П.* Проблемы тектоники Южного Тянь-Шаня и "гипотеза последовательного раздавливания ранних вулканогенных прогибов" (по поводу статей Г.С. Поршнякова 1960—1968 гг.). — Геотектоника, 1969, № 1, с. 120—124.
- Резвой Д.П.* К проблеме "шарьяжей" в Алайском хребте. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, № 4, с. 24—36.
- Резвой Д.П.* К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 1, с. 23—41.
- Рейман В.М., Бабеев А.М., Винниченко Г.П.* Сейсмотектоника и поперечные структуры Центрального и Юго-Западного Таджикистана. — В кн.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969, с. 97—114.
- Рейман В.М., Морозов С.А., Бабеев А.М.* Морфологические и структурные особенности хребта Джангоу. — Труды Ин-та геологии АН ТаджССР, 1961, т. 4, с. 113—125.
- Рейснер Г.И.* Новейшие тектонические движения Алайской впадины и ее горного обрамления. — ДАН СССР, 1958, т. 123, № 6, с. 1104—1107.
- Рейснер Г.И.* Зона четвертичных депрессий в области сочленения Памира и Тянь-Шаня. — Сов. геол., 1963, № 10, с. 104—109.
- Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию. М., Стройиздат, 1971.
- Рыжков О.А.* Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1959.
- Сабдюшев Ш.Ш., Усманов Р.Р.* Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан). — Геотектоника, 1971, № 5, с. 27—36.
- Сапов О.П.* Основные структуры восточной части Памиро-Алайской тектонической зоны в связи с их сейсмичностью. — В кн.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1969, с. 115—138.
- Северцов Н.А.* Заметка о меридиональных подъемах Памира и их отношениях к Гумбольдтову построению Болора. — Изв. РГО, 1879, т. 15.
- Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
- [*Симаков С.Н.*] Меловые отложения Юго-Западного Таджикистана. — В кн.: Геология СССР, т. 24, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 241—269.
- Синицын Н.М.* Схема тектоники Тянь-Шаня. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1957, № 12, с. 5—25.

- Соловьева Л.И.* Рельеф и новейшая тектоника Туркестано-Алая (Южный Тянь-Шань). Автореф. канд. дис. М., 1971, с. 22.
- Станкевич Ю.В.* Юрская тектоника центральной части Средней Азии. — Сб. научн. трудов Ташк. политехнического ин-та, 1964, вып. 4, с. 147–162.
- Суворов А.И.* Главные разломы Казахстана и Средней Азии. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. (Труды ГИН АН СССР, вып. 80). М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 173–237.
- Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. (Труды ГИН АН СССР, вып. 179). М., "Наука", 1968.
- Таль-Вирский Б.Б.* Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований). — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука", 1964, с. 109–122.
- Тарасенко А.Т.* Гиссарский глубинный разлом по новейшим данным. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 168). Л., 1970, с. 10–27.
- Троицкий В.И., Кочнев Е.А.* Рэт-юрские седиментационные бассейны Средней Азии. — Сб. научн. трудов Ташк. политехнического ин-та. 1964, вып. 4, с. 163–184.
- Чедия О.К.* Позднечетвертичные поперечные поднятия в Дарвазе. — ДАН СССР, 1957, т. 112, № 4, с. 739–742.
- Чедия О.К.* Новейшие структурные формы Гиссаро-Алая (на примере Зиддинской впадины). — Изв. АН ТаджССР. Сер. геол., хим. и техн. наук, 1963, № 4 (13), с. 71–79.
- Чедия О.К.* Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере юга Средней Азии). — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, 1964, с. 138–173.
- Чедия О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, кн. 2. Фрунзе, "Илим", 1972.
- Чедия О.К., Брусничкина Н.А.* Новейшая тектоника Зеравшанской впадины и ее обрамления. — Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1965, № 6, вып. 4, с. 124–134.
- Чистяков А.А.* К геологическому строению и неотектонике верховьев Зеравшана. — Вестн. МГУ. Сер. биол., почвовед., геол., геогр., 1958, № 2, с. 137–146.
- Чуришина Н.М.* Душанбинский артезианский бассейн и его минеральные воды. Душанбе, "Дониш", 1972.
- Шванов В.Н.* Мезозойская история формирования Явано-Каратегинского поднятия и Вахшского разлома. — В кн.: Геология Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1961, с. 110–118.
- Шмулевич А.Д., Бабаев К.Л., Палей Л.З.* и др. Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 9. М., "Наука", 1970, с. 101–117.
- Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948.
- Щеглова О.П.* Оледенение и ледниковый сток р. Зеравшан. — В сб.: Современные вопросы гляциологии и палеогляциологии. М.—Л., "Наука", 1964, с. 81–89.
- Щукин И.С., Гилярова М.А.* Кухистан. — В кн.: Таджикистан (физико-географический очерк). Материалы ТПЭ, вып. 23, 1936, с. 165–281.
- Щукин С.И.* Региональный Богайский разлом Южного Гиссара. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 168). Л., 1970, с. 28–42.
- Юрьев А.А.* О новейших тектонических движениях и строении Пенджикентской межгорной впадины в связи с ее возможной нефтегазоносностью. — Узб. геол. журн., 1963, № 3, с. 76–82.
- Юрьев А.А., Умаров А.У.* Геоморфология и новейшая тектоника Западного Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1971.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	4
<i>Глава первая</i>	
СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЗАПАДНОГО ГИССАРО-АЛАЯ И ГЛАВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ РАЗВИТЫХ ЗДЕСЬ НОВЕЙ- ШИХ СТРУКТУР	7
<i>Глава вторая</i>	
СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОСАДКОВ И ОС- НОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА	14
<i>Глава третья</i>	
ЛОКАЛЬНЫЕ ПОКРОВНЫЕ СТРУКТУРЫ	27
<i>Глава четвертая</i>	
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОКРОВНЫЕ СТРУКТУРЫ	38
<i>Глава пятая</i>	
РАЗРЫВЫ	47
<i>Глава шестая</i>	
ШОВНЫЕ ЗОНЫ	61
<i>Глава седьмая</i>	
ПОПЕРЕЧНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ	78
<i>Глава восьмая</i>	
ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО СТРУКТУРНОГО ПЛАНА	89
<i>Глава девятая</i>	
ВЫДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР	102
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	109
ЛИТЕРАТУРА	112

**Сергей Алексеевич Несмеянов,
Игорь Иванович Бархатов**

**НОВЕЙШИЕ И СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИЕ
СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО ГИССАРО-АЛАЯ**

Утверждено к печати

Институтом физики Земли им О.Ю. Шмидта

Редактор издательства *В.Я. Енюкова*
Художественный редактор *А.Н. Жданов*
Технический редактор *Л.В. Русская*

ИБ № 5422

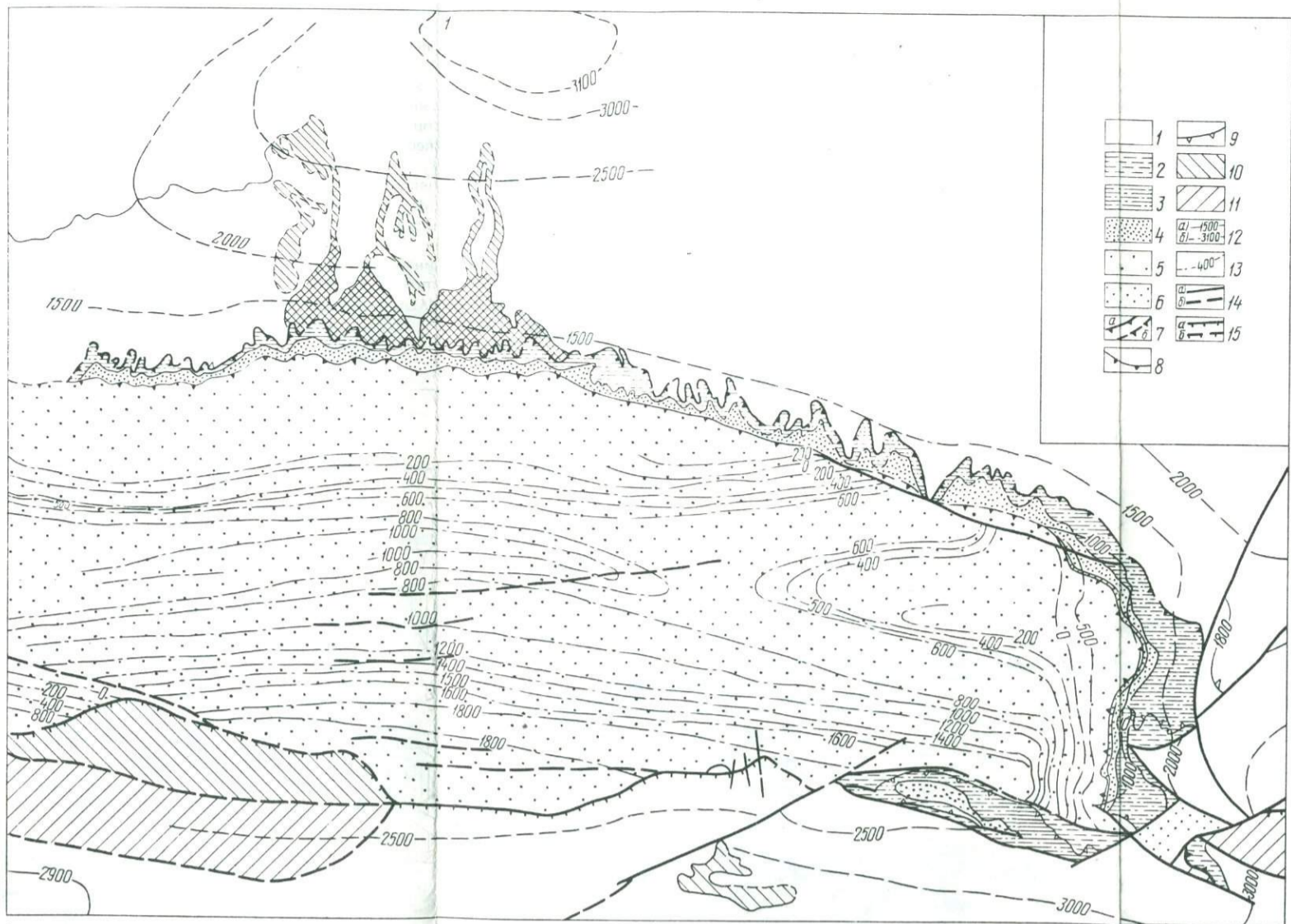
Подписано к печати 20.1.78. Т — 00222
Усл. печ.л. 7,5 + 0,6 вкл. Уч. изд.л. 9,3
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 950 экз. Тип. зак. 17.
Цена 95 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

95 коп.

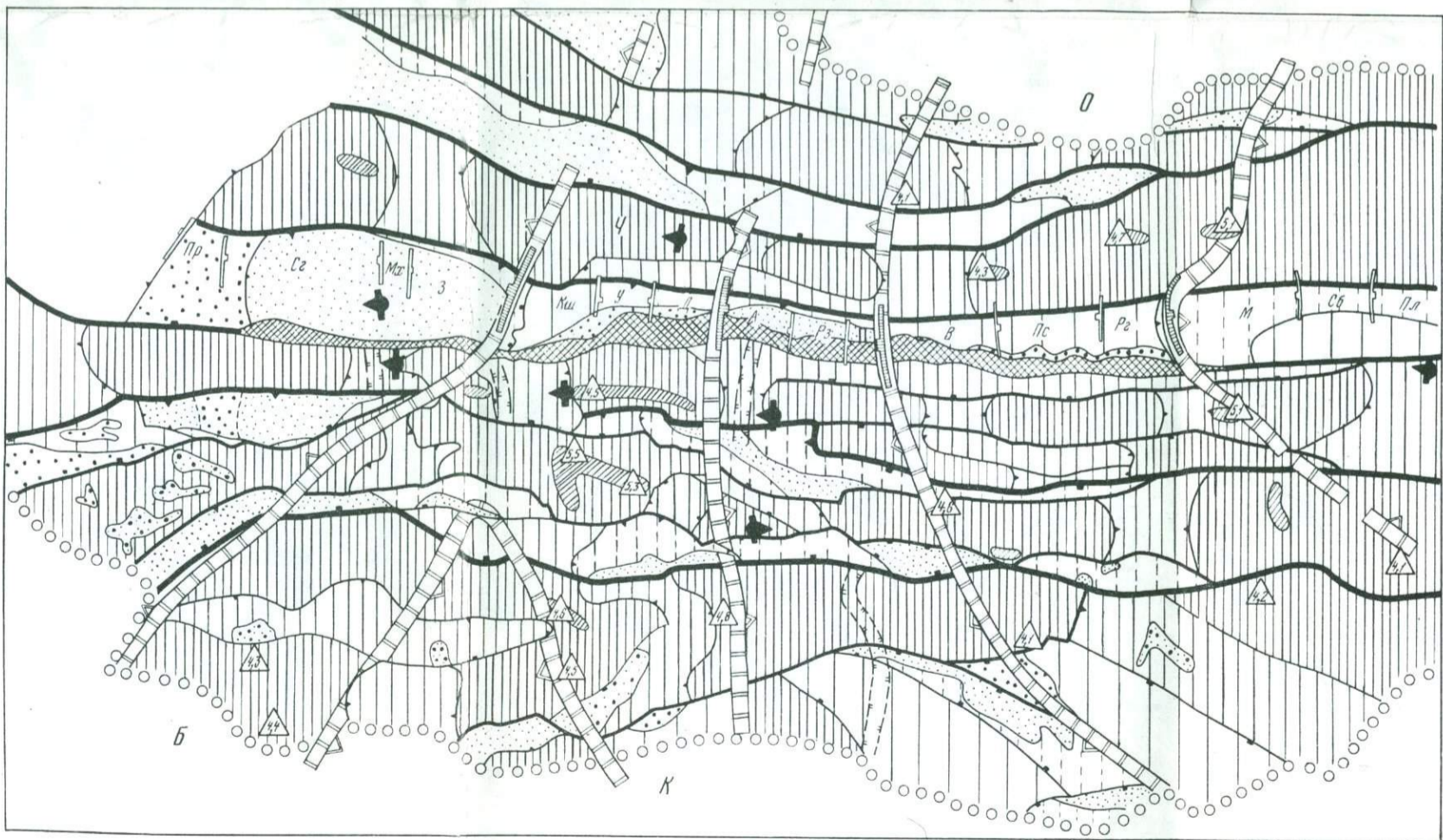
2564



Р и с. 17. Западная часть Зеравшанской шовной зоны

1 — палеозойский структурно-литологический этаж; сублатформенный подэтаж мезо-кайнозойского структурно-литологического этапа; 2 — нижний комплекс (юрский терригенный угленосный подкомплекс), 3-4 — верхний комплекс (подкомплексы: 3 — верхнемеловой карбонатно-терригенный, 4 — палеоцен-эоценовый терригенно-карбонатный), 5 — орогенный подэтаж, 6 — нижний олигоцен-миоценовый терригенный комплекс; структурно-ли-

тологические границы: 7 — этажей (здесь и далее: а — достоверные, б — предполагаемые), 8 — подэтажей, 9 — комплексов; Зеравшанская шовная зона: 10 — подзона фронтального надвигания, 11 — подзона тылового отседания; изолинии (в м) древней поверхности выравнивания: 12 — по геолого-геоморфологическим профилям, 13 — по геофизическим данным; разрывные нарушения: 14 — сбросы, 15 — взбросы

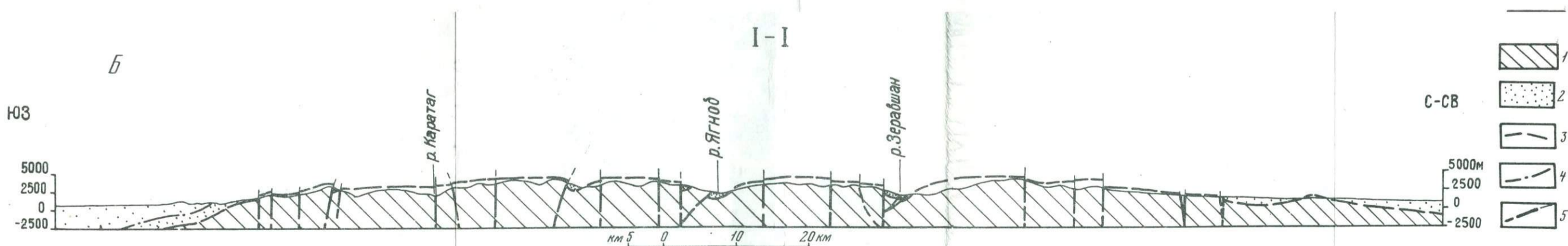
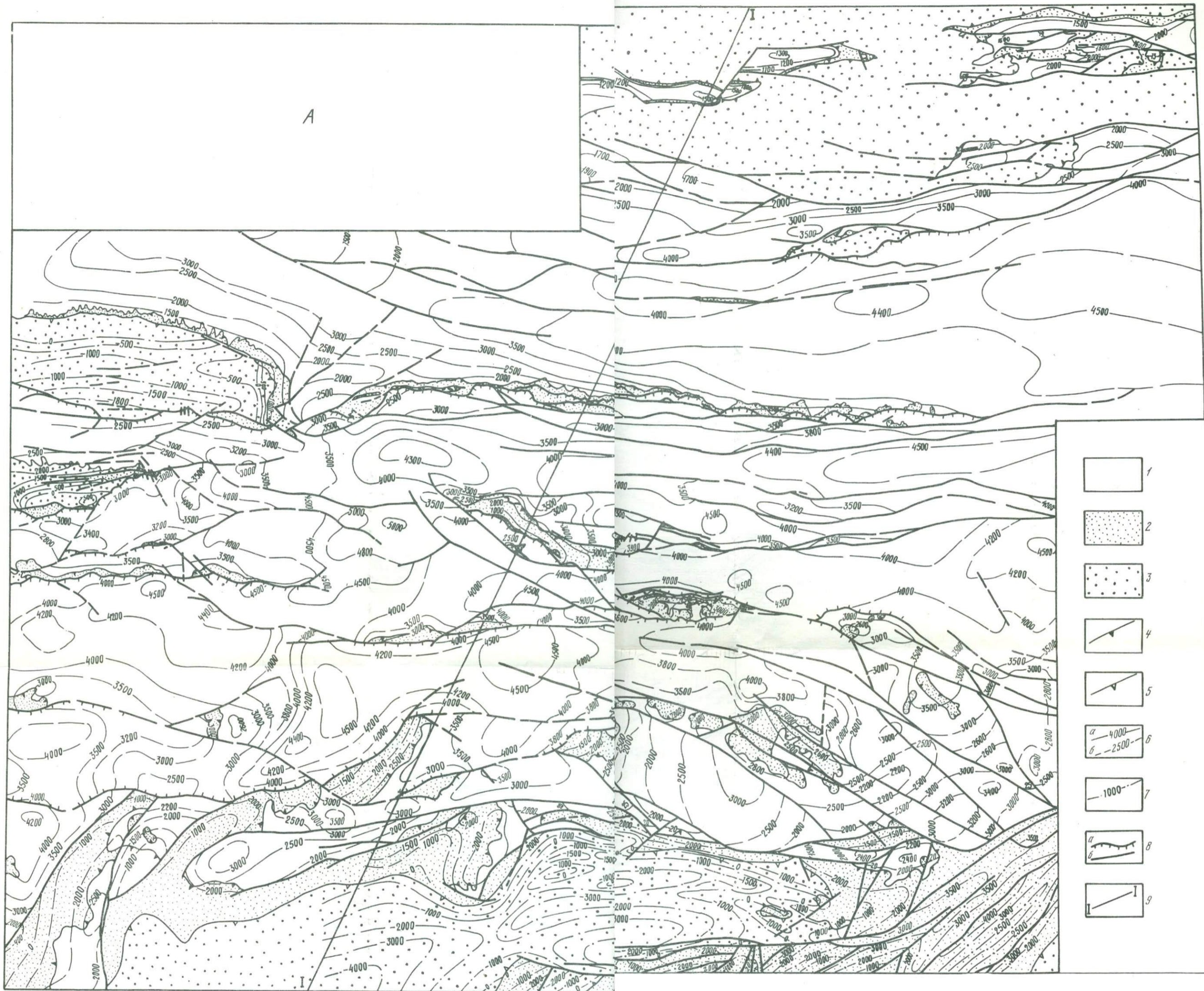


Р и с. 22. Карта признаков поперечных структур Западного Гиссаро-Алая

Орографические признаки: 1 — главные вершины хребтов и их отметки (в тыс. м), 2 — границы сужений и расширений в долине р. Зеравшан (а — первого порядка, б — второго порядка), 3 — главные сквозные долины, пересекающие хребты; геоморфологические признаки: 4 — флексуорообразные перегибы геоморфологических уровней (стрелка в сторону опущенного крыла), 5 — локальные останцы наиболее древних элементов рельефа в хребтах.

Элементы главного структурного плана. Границы: 6 — Гиссаро-Алая и смежных депрессий, 7 — региональных зон поднятий и цепей впадин (здесь и далее: а — пликативные, б — дизъюнктивные), 8 — подзон, 9 — поднятий и седловин, впадин и перемычек, поднятых и опущенных блоков; 10 — Зеравшанская шовная зона; элементы зон поднятий: 11 — поднятия, 12 — седловины и опущенные блоки, 13 — участ-

ки распространения мезо-кайнозойских отложений; элементы цепей впадин: 14 — впадины (а — выполненные мезо-кайнозойскими отложениями, б — с обнаженным палеозойским фундаментом), 15 — перемычки и поднятые блоки (сложенные: а — мезо-кайнозойскими отложениями, б — палеозойскими отложениями); 16 — границы главных поперечных дислокаций; главные поперечные поднятия: 4 — Чимтаргинское, 5 — Байсунское, 6 — Каратагское, 7 — Оббурдонское; поперечные структуры, выявленные в долине р. Зеравшан: Пр — Первомайское поднятие, Сз — Согдионская впадина, Мх — Михропинское поднятие, 3 — Завронская впадина, Кш — Кштутдагское поднятие, У — Урмитанский прогиб, Д — Дардарское поднятие, А — Айнинская впадина, Рз — Рарзская перемычка, П — Похутская впадина, В — Вешабское поднятие, Пс — Постигауский прогиб, Рг — Рогифское поднятие, М — Мадрушкентская впадина, Сб — Сабхаская перемычка, Пл — Пальдоракская впадина



4. Западный Гиссаро-Алай
 Карта покровных структур (для южной части использованы материалы Н.В. Лукиной (1972), А.М. Бабаева и П.М. Лыскова (1975), А.М. Бабаева (1975))
 Структурные этажи: 1 — палеозойский; 2, 3 — мезо-кайнозойский (подэтажи: 2 — субплатформенный (Т-Р₂), 3 — орогенный (О)); границы: 4 — этажей; 5 — подэтажей; изолинии (в м): 6 — древней поверхности выравнивания (а — достоверные, б —

предполагаемые), 7 — предорогненной структурной поверхности; 8 — разрывные нарушения; а — взбросо-надвиги, б — крутопадающие; 9 — линия профиля.

Б. Геолого-геоморфологический профиль по линии I-I
 Структурные этажи: 1 — палеозойский; 2 — мезо-кайнозойский; 3 — древняя поверхность выравнивания; 4 — предорогненная структурная поверхность; 5 — разрывные нарушения