

А. М. БАБАЕВ

**НОВЕЙШИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ
ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ
ГИССАРО-АЛАЯ
И ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ**

ДУШАНБЕ · 1975

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

551.24

А. М. БАБАЕВ

НОВЕЙШИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ ЗОНЫ
СОЧЛЕНЕНИЯ ГИССАРО-АЛАЯ
И ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

(Район Файзабада — Обигарма)

Отв. редактор — член-корреспондент
АН Таджикской ССР М. М. КУХТИКОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ»
ДУШАНБЕ — 1975

1293

УДК 551.24:551.78.79. (575.3)

В работе обобщены результаты многолетних исследований по неотектонике и сеймотектонике зоны сочленения структурных сооружений Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. На основании ярусности рельефа приводится подробная характеристика новейших тектонических движений — как суммарных, так и по отдельным этапам. Дается детальная классификация разрывных нарушений. Проведена оценка сейсмической опасности по геологическим данным, а также сделан анализ взаимосвязи сейсмических и геологических процессов.

Книга представляет интерес для геологов, сейсмологов и специалистов, занимающихся вопросами тектоники, сеймотектоники, палеогеографии и геоморфологии Средней Азии.

Б $\frac{0-2-95-036}{М 502-74}$ 17-74



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ», 1975 г.

ВВЕДЕНИЕ

Освоение энергетических ресурсов горных рек и строительство крупных народнохозяйственных объектов в сейсмически активных районах требуют детальных геологических исследований, особенно изучения неотектонических явлений. Таджикистан входит в область молодого горообразования, здесь имеются весьма благоприятные естественные условия для изучения особенностей новейшего тектогенеза. С учетом того, что территория Таджикской ССР относится к одной из наиболее активных в сейсмическом отношении областей, а также в связи с развитием крупного энергетического и промышленного строительства, с ростом городов неотектонические исследования приобретают особую актуальность.

В работе приводятся результаты исследований, проведенных автором в зоне сложного сочленения сооружений Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. К названным структурным элементам относятся западная часть Каратегинского хребта, хребты Сурхку, Джангоу, восточная часть Тианского и часть Вахшского хребтов (рис. 1. Рисунки прилагаются в конце работы). В этом районе дважды в течение короткого промежутка времени происходили сильные землетрясения (Файзабадские — 1930, 1943 гг.). Изучение новейшей тектоники и сеймотектоники в рассматриваемом районе имеет и практическое значение в связи со строительством Рогунской ГЭС, створ которой проектируется в исследованной части долины р. Вахш.

Характеризуемая территория включает участки сложно построенных, испытавших разную историю геологического развития зон и почти целиком относится к области устойчивых новейших поднятий. Поэтому при изучении новейшей тектоники доминирующее значение имели методы геоморфологического анализа. Используя функциональную зависимость

между интенсивностью эрозионных процессов и скоростью поднятия, были оценены амплитуды поднятий как за весь новейший этап, так и по его отдельным отрезкам. Оценка амплитуд новейших движений основана на изучении гипсометрического положения древней поверхности выравнивания и ярусности рельефа.

История тектонического развития региона в доновейшее время изучалась методом фациального анализа и анализа мощностей. Это позволило судить о морфологии структурных форм, часто — о механизме и длительности их образования. Метод коррелятных отложений и возрастных рубежей позволил на основании известной стратиграфии аккумулятивных толщ датировать возраст элементов денудационного рельефа.

Данные по сейсмичности и по глубинному строению способствовали выяснению связи между геологическими и сейсмическими процессами, а также познанию морфологии многих структур на глубине.

В полевых и камеральных работах по изучению неотектоники региона вместе с автором участвовали Р. Файзиев и Л. М. Лысков. Руководил работами с 1958 г. В. М. Рейман. Большую консультативную помощь оказали С. А. Захаров, М. М. Кухтиков, В. В. Лоскутов, В. К. Кулагин, Н. Н. Леонов. Н. Ф. Лушникова подготовила для печати графический материал. Автор признателен всем названным товарищам.

Глава I

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА

Наблюдающиеся в современной структуре тектонические элементы развивались на протяжении всего альпийского этапа, но в основном были сформированы за неоген-четвертичное время. Начало проявления этих движений явилось и началом орогенического этапа развития земной коры (Шульц, 1964).

Новейшая тектоническая активизация привела к возникновению новых структурных форм, во многом отличных от структур предыдущих этапов. Однако имеются и такие, которые заложены в доновейшее время, в палеозое и мезозое. К ним можно отнести долгоживущие, так называемые краевые разломы. Мы коснемся главным образом альпийских и новейших структур.

В современной структуре характеризуемого района выделяются следующие зоны (рис. 2): поднятие Гиссаро-Алая, Предгиссарский прогиб, Таджикская депрессия. Временем зарождения названных зон следует считать, видимо, юрское, но не исключено, что они обособились уже в триасе или перми. Отсутствие обоснованных материалов по составу и возрасту отложений, заполняющих промежуток между юрскими гипсоносно-соленосными накоплениями и палеозойским фундаментом Таджикской депрессии, не позволяет однозначно решить вопрос о положении зон в палеозое и раннем мезозое.

Для мезозойско-палеогенового времени в целом характерны колебательные движения на фоне общего погружения. В новейшее (неоген-четвертичное) время произошла смена знака тектонических движений и вся рассматриваемая террито-

рия превратилась в ороген. Разная скорость движений и разный характер их проявлений (блоковый и складчатый) привели к образованию вышеназванных зон.

В пределах Гиссаро-Алая и Предгиссарского прогиба наблюдаются структурные формы, созданные в течение палеозойского этапа развития (нижний структурный этаж). Отложения, накопленные на протяжении этого времени, смяты, раздроблены и прорваны позднекарбовыми интрузиями. Образования мезозоя-кайнозоя несогласно залегают на размытой поверхности палеозойских пород и образуют структурные формы, отличающиеся от герцинских. Этот комплекс образует верхний структурный этаж. Новейшими тектоническими движениями создан современный рельеф.

О нижнем структурном этаже Таджикской депрессии в настоящее время говорить трудно, так как отложения, древнее верхнеюрских, на ее территории не обнажаются. Что касается верхнего структурного этажа, то он резко отличен от такового в Гиссаро-Алае и Предгиссарском прогибе. Характерной его чертой являются большие мощности и сложная складчатость.

Выделяемые в современной структуре зоны соприкасаются вдоль краевых разломов — Гиссаро-Кокшаальского и Илякского. Нами изучался главным образом верхний структурный этаж, нижний интересовал нас в связи с переработкой его структуры в результате новейшей тектонической активизации. На тектонической схеме (см. рис. 2), составленной по данным И. Е. Губина, С. А. Захарова, М. М. Кухтикова, С. К. Овчинникова, а также автора, показаны наблюдаемые в современной структуре элементы палеозойского основания и мезозойско-кайнозойского чехла.

ПОДНЯТИЕ ГИССАРО-АЛАЯ

Гиссаро-Алай (южная часть Южного Тянь-Шаня) — область сводовых поднятий эпигерцинской платформы, осложненных блоковыми структурами; в результате новейших тектонических движений она превращена в ороген. Южно-Тяньшанское орогеническое поднятие захватывает огромную территорию Средней Азии, вытянутую в широтном направлении и слегка выпуклую к югу. Геологические границы Южного Тянь-Шаня толкуются разными исследователями по-разному.

Основные взгляды по этому вопросу освещены в монографиях И. Е. Губина (1960) и С. А. Захарова (1970).

Поднятие Гиссаро-Алая представлено в интересующем нас районе западным окончанием Каратегинского хребта и частью южного склона Гиссарского хребта — правобережьем р. Кафирниган. Эта территория сложена в основном интрузивными образованиями каменноугольного возраста. Палеозойские и мезозойско-кайнозойские отложения имеют подчиненное значение. Характерной чертой является блоковое строение, причем блоки ограничены разломами, простирание которых не совпадает с главным направлением Южного Тянь-Шаня.

Выделенные И. Е. Губиным (1960) здесь блоки — Варзобский, Джуриязский, Сорбоский, Мульбельский, Саятский, Рангенобский, Дуовинский — характеризуются неравномерным новейшим поднятием, составом слагающих пород, размерами и т. д. Детальный геолого-геоморфологический анализ позволил нам уточнить границы блоков и, определив амплитуды новейших поднятий, объединить одни и расчленить другие. Мульбельский, Рангенобский и Дуовинский блоки И. Е. Губина, характеризующиеся единством тектонических движений, объединены в Мульбель-Дуовинский. Сорбоский расчленен на Дашти-Рабатский, Лугурский и Навобадский блоки. Такую возможность не исключал и И. Е. Губин (1960).

В современной структуре рассматриваемой части Гиссаро-Алая выделяются блоки (см. рис. 2): Мульбель-Дуовинский, Саятский, Варзобский, Джуриязский, Дашти-Рабатский, Лугурский и Навобадский. Эти блоки по амплитуде новейших перемещений можно объединить в три группы: блоки, испытавшие относительно небольшое (2400—2800 м) поднятие, — Мульбель-Дуовинский, Саятский; умеренно поднятые (3200—3500 м) — Варзобский, Джуриязский и блоки, вовлеченные в значительное (3700—3800 м) поднятие, — Дашти-Рабатский, Лугурский, Навобадский.

Блоки, испытавшие незначительное новейшее поднятие. Мульбель-Дуовинский блок приурочен к водораздельной части западного окончания Каратегинского хребта (см. рис. 2). В плане он имеет несколько выпуклую к югу форму; сложен в западной части метаморфизованными осадочными образованиями верхнего палеозоя (мраморы и известняки) и в восточной части — гранитоидами. Харак-

терной чертой блока является широкое развитие разрывных нарушений, которые имеют крутые плоскости падения. Блок в новейшее время испытал неравномерное поднятие, его крайняя северо-восточная часть является относительно более высоко поднятой. В целом в новейшее время поднятие блока составляет 2400—2800 м.¹ Границы блока тектонические. С юга и юго-востока он ограничен Гиссаро-Кокшаальским разломом, с северо-запада — Мульбельским (Губин, 1960) взбросом (1)², с севера — Себоринским взбросом.

Саятский блок расположен на северных склонах Иляк-Кафирниганского водораздела (см. рис. 2). В его строении принимают участие мезозойско-кайнозойские отложения, залегающие с разрывом на палеозойских гранитоидах. Блок делится небольшим субмеридиональным разрывом на две части. Его восточная часть сложена гранитоидами и юрско-нижнемеловой толщей. В основном отложения недислоцированы, лишь в приразрывных участках наблюдается некоторое «задираание» пластов вверх. Западный участок занимает большую по сравнению с восточным площадь. Здесь присутствуют наряду с нижнемеловыми и юрскими отложениями верхнемеловые и палеогеновые. Эти отложения собраны в пологую синклиналиную складку (3), имеющую субширотное простирание. Складка на юго-западе обрывается Себоринским взбросом (2), на северо-востоке наблюдается центриклинальное замыкание. Углы падения пород на крыльях складки пологие — 10—20°. Лишь вблизи разрывов они достигают 50—60°. Западная часть Саятского блока испытала меньшее поднятие по сравнению с восточной, о чем свидетельствуют хорошо сохранившиеся отложения мезозоя-кайнозоя.

Саятский блок с северо-запада ограничен Мульбельским (1), с юга — Себоринским (2) взбросами, а с северо-востока — Ходжаобигармским разломом (Кухтиков, 1956). Расположение Саятского блока в окружении более высоко поднятых блоков, при взбрасывании последних, позволяет нам считать его клинообразным грабеном (И. В. и Д. И. Мушкетовы, 1935). За новейший этап геологического развития Саят-

¹ Фактический материал об амплитудах новейших вертикальных перемещений блоков приводится в главе V.

² Цифры соответствуют номерам структур на тектонической схеме рис. 2.

ский блок в среднем испытал поднятие порядка 2400—2500 м.

Блоки, испытавшие умеренное новейшее поднятие. Варзобский блок в характеризуемой части Гиссаро-Алая представлен лишь своим юго-восточным окончанием. Он прослеживается в субширотном направлении вдоль южного склона Гиссарского хребта и сложен в основном верхнепалеозойскими гранитоидами. Кое-где сохранились меловые отложения, спокойно залегающие на интрузиях. На северо-востоке блок ограничен Ходжаобигармским разломом, на юге — Мульбельским взбросом (1). За пределами исследуемого района южная граница блока прослеживается по Гиссаро-Кокшаальскому разлому. Варзобский блок не является монолитом, так как разбит на ряд более мелких второстепенных блоков (см. рис. 2). Один из них, имеющий в плане форму треугольника, несколько опущен относительно основной массы Варзобского блока. В новейшее время описываемый блок испытал умеренное поднятие порядка 3500 м.

Джурязский блок относительно узкой полосой прослеживается в рассматриваемом районе с северо-запада на юго-восток. Он сложен теми же образованиями, что и вышеописанный. Платформенный чехол здесь сохранился несколько лучше. Присутствуют отложения мела и палеогена, которые лишь слегка деформированы у разрывов. Границами его являются: на юго-западе — Ходжаобигармский разлом, на юго-востоке — Гиссаро-Кокшаальский, на северо-востоке — Калайдаштский взброс (4). Амплитуда новейшего поднятия блока достигает в среднем 3200 м. Следует отметить, что рассматриваемый блок испытал неравномерное поднятие, наиболее высоко поднятой является его юго-восточная часть (3600 м), а относительно низко расположенной — северо-западная (2800 м).

Блоки, испытавшие значительное новейшее поднятие. Дашти-Рабатский блок нацело сложен верхнепалеозойскими интрузивными образованиями. На юго-востоке ограничен Гиссаро-Кокшаальским краевым разломом, на юго-западе — Калайдаштским (4), на северо-востоке — Гулисурхским взбросами (6). Блок делится на две части небольшим Мускинабадским взбросом (5). Для описываемого блока характерным является пологое синклиналиное изгибание его поверхности. Вогнутая часть поверхности блока

совпадает с долиной р. Сорбо. В новейшее время Дашти-Рабатский блок испытал вертикальное воздымание в среднем на 3800 м.

Лугурский блок занимает значительную территорию и сложен интрузивными и осадочными образованиями палеозоя. В северо-западной части (плато Ходжа-Бостан) сохранились в виде небольшого пятна нижнемеловые отложения. На юго-западе характеризуемый блок четко ограничен Гулисурхским взбросом (6), прослеживаемым в северо-запад — юго-восточном направлении по долине р. Джавони, на северо-востоке — Сорбухским взбросом (8). Со структурами Таджикской депрессии блок соприкасается вдоль зоны Гиссаро-Кожшаальского краевого разлома.

Лугурский блок разбит большим количеством разрывов на мелкие участки. Более крупные разрывы даны на рис. 2. Многие нарушения этого ранга в настоящее время являются слабоактивными. Исключение составляет, пожалуй, лишь Дарай-Дегдонский разрыв (7), который делит блок на две части. Движения по Дарай-Дегдонскому разрыву носили шарнирный характер. На это, на наш взгляд, указывают мощные накопления четвертичного возраста на юго-востоке юго-западной части блока. Амплитуда поднятий в северо-западной части Лугурского блока была одинаковой в обоих крыльях разлома, тогда как в юго-восточной части блока выделяются два участка с разной амплитудой новейших поднятий. Участок, расположенный к юго-западу от Дарай-Дегдонского разрыва, испытал несколько меньшее поднятие, чем северо-восточный участок, что способствовало аккумуляции на территории первого четвертичных образований. Таким образом, в ранне- и среднечетвертичное время юго-восточная часть юго-западного участка Лугурского блока являлась относительным прогибом. Наиболее поднята северо-западная часть. Средняя амплитуда поднятия за новейший этап достигает 3700 м.

Навобадский блок расположен на северо-востоке исследуемого района и сложен осадочными метаморфизованными отложениями палеозоя. Блок разбит большим количеством разрывов на мелкие участки. Наиболее высоко поднятая часть его — восточная. Характерной чертой является наибольшая амплитуда новейших поднятий на всей исследованной площади, что отличает его от остальных блоков.

Средняя амплитуда новейшего поднятия достигает здесь 4000 м.

В целом охарактеризованная часть Гиссаро-Алая в новейший этап испытала значительное поднятие. Этот процесс продолжается до настоящего времени. На общее поднятие жесткие массы палеозоя отвечали образованием многочисленных разрывов, которые расчленили поднятый участок на ряд блоков. На фоне общего абсолютного поднятия выделялись блоки с разной скоростью движений. Разрывы, ограничивающие блоки, имеют крутые сместители и всегда представлены зоной дробления гранитоидов, легко поддающихся разрушению, поэтому почти всегда в том месте, где разрыв пересекает осевую часть Каратегинского хребта, мы наблюдаем резкое понижение водораздельного гребня (перевал).

ПРЕДГИССАРСКИЙ ПРОГИБ

Под Предгиссарским прогибом понимается территория, расположенная между высоко поднятыми сооружениями Гиссаро-Алая и северной горной частью Таджикской депрессии (см. рис. 2). Название «прогиб» является условным, так как по положению фундамента эту структуру правильно было бы классифицировать как «тектоническую ступень» (Беккер, 1971). На востоке прогиб представлен узкой полосой, совпадающей по направлению с долинами рек Вахш и Сурхоб и ограниченной с севера Гиссаро-Кокшаальским, а с юга — Вахшским краевым разломом. Выполнил прогиб на этом отрезке в основном континентальными отложениями неогенового возраста и четвертичными аллювиальными образованиями. От устья р. Обигарм до поселка Калайдашт характеризуемая структура также имеет тектонические границы. В отличие от Вахшского участка здесь ее гипсометрическое положение становится более высоким и отсутствуют неогеновые отложения. От поселка Калайдашт и далее на запад Предгиссарский прогиб приобретает более четкое орографическое выражение — прогиб совпадает с крупной Гиссарской долиной, простирающейся в субширотном направлении. С севера она обрамляется поднятием Гиссарского хребта, с юга — северными окончаниями хребтов Таджикской депрессии. На западе долина переходит в Сурханскую депрессию.

Рельеф долины включает элементы горной и слаборасчлененной областей. Степень расчленения рельефа умень-

шается при движении от Гиссарского хребта к центру долины. Для северного борта характерен адырный рельеф, дренируемый системой водотоков меридионального направления. Рельеф южного борта отличается спокойными «мягкими» формами.

Геологические границы характеризуемой части Предгиссарского прогиба, за исключением западной, являются тектоническими: на севере — Гиссаро-Кокшаальский, а на юге — Илякский разломы. Западная граница прогиба менее определена. В настоящее время рубежом принято считать водораздел между реками Кафирниганского и Сурхандарьинского бассейнов.

И. Е. Губин (1960) Предгиссарский прогиб делит на две части и называет восточную из них «Передовой пониженной зоной Южного Тянь-Шаня», а западную — «Сурханской депрессией». Граница между ними проходит по так называемому Карабулакскому поднятию несколько западнее Файзабада. Если рассматривать Предгиссарский прогиб в ходе геологической истории, то нетрудно убедиться в разном характере развития его отдельных частей. Анализ геологического материала, на наш взгляд, позволяет относить к Передовой пониженной зоне Южного Тянь-Шаня лишь часть, расположенную западнее поселка Калайдашт: она занимает как бы промежуточное положение между Гиссаро-Алаем и Таджикской депрессией. Мезозойско-кайнозойские отложения по своему литологическому составу и мощности весьма близки к аналогичным образованиям Гиссаро-Алая. Представляется, что этот участок прогиба является реликтом эпигерцинской Южно-Тяньшанской платформы, на которую процессы постплатформенной активизации не оказали столь значительного влияния, как на структуры собственно Южного Тянь-Шаня. В западном направлении постепенно исчезают свойства, позволяющие рассматривать характеризуемый участок Предгиссарского прогиба как реликт древней платформы. Здесь все более начинают преобладать черты, присущие Таджикской депрессии (увеличиваются мощности отложений, изменяется литологический состав), хотя складчатость по сравнению с депрессией более спокойная и, как правило, отраженная.

Предгиссарский прогиб по времени своего заложения является разновозрастным. Западная часть его (западнее п. Калайдашт) была заложена, видимо, в юре, так как именно

с этого времени здесь стали накапливаться отложения. Однако как новейший прогиб эта территория начала вырисовываться с конца олигоцена, когда окружающие её хребты начали воздыматься.

Участок Предгиссарского прогиба, расположенный между поселком Калайдашт и устьем р. Обигарм, характеризуется отсутствием мезозойско-кайнозойских отложений (за исключением четвертичных). Анализ разрезов восточной части Гиссарской долины дает основание считать, что на описываемом участке Предгиссарского прогиба осадконакопления не происходило и как отрицательная структура долина образовалась в последнюю стадию новейшей тектонической активизации в зоне сложного сочленения структур Таджикской депрессии и Гиссаро-Алая. Эта часть прогиба начала обособливаться с неогена, а в начале четвертичного времени получила геоморфологическое выражение.

Имеющиеся геологические материалы позволяют в пределах восточной части Гиссарской долины выделить ряд участков — блоков, разделенных крутыми разрывами. Приводим их описание с запада на восток.

Карабулакский блок расположен в западной части характеризуемого участка Предгиссарского прогиба. На севере вдоль зоны Гиссаро-Кокшаальского разлома данный блок соприкасается с Мульбель-Дуовинским (см. рис. 2), на востоке обрывается субмеридиональным Дуовинским взбросом (9), южная граница блока выражена Илякским крайвым разломом. О западной границе из-за задернованности судить трудно. Строение Карабулакского блока из-за газоносности некоторых его структур довольно хорошо изучено. Поперечный разрез структуры изображен на рис. 9, разрез 2. Блок состоит из двух неравных частей: северной (меньшей) и южной, которые отделены друг от друга Шикринским разрывом (Губин, 1960). По этому нарушению на западе южная часть блока несколько опущена относительно северной, к востоку наблюдается некоторое взбрасывание южной части. Северная часть блока вовлечена в поднятие Мульбель-Дуовинским блоком Южного Тянь-Шаня и из-за неравномерного воздымания (пограничная часть поднята больше) перекошена. Мезозойско-кайнозойский чехол полого падает в южных румбах, угол 10° (Симиганчская гомоклиналь; Захаров, 1958).

Движения по Шикринскому разрыву имели некоторую

горизонтальную составляющую, так как плоскость его падения не является строго вертикальной, а круто ($\sim 80^\circ$) падает на юго-юго-запад. В южной части блока (см. рис. 9, разрез 2) развиты Рохатинская синклиналь (Захаров, 1962) (10) и Андыгенская антиклиналь (11). Обе складки являются отраженными. Эти структуры в своей западной части разделены небольшим по амплитуде разрывом, который к востоку постепенно затухает. Синклиналь в большей части закрыта чехлом четвертичных отложений, по данным бурения она симметричная, углы падения пород на крыльях 30° . Андыгенская антиклиналь состоит из трех самостоятельных расположенных кулисообразно куполов, которые осложнены крутопадающими ($70-75^\circ$) разрывными нарушениями, протягивающимися с северо-востока на юго-запад (Васильчиков и др., 1966).

На площади Карабулакского блока сохранился полный разрез отложений от юры до неогена включительно. Отсутствие угловых несогласий и перерывов между ними позволяет разрывные и складчатые деформации считать четвертичными.

Файзабадский блок расположен в среднем течении р. Иляк, восточнее Карабулакского блока (см. рис. 2). В его строении принимают участие палеозойские гранитоиды, юрские, меловые и палеогеновые отложения, образующие пологую синклиналь в южной части блока. Эта синклиналь, вероятнее всего, является продолжением Рохатинской, поэтому на схеме (см. рис. 2) она обозначена тем же порядковым номером — (10). Отдельные выходы пород в северной части блока имеют пологое (до 15°) южное падение.

Границами блока являются: на севере — Гиссаро-Кокшаальский, на юге — Илякский краевой разлом, на западе — Дуовинский (9) и на востоке — Чиноринский (12) разрыв. Блок разбит северо-восточной ветвью Дуовинского дизъюнктива на две части (см. рис. 9, разрез 11). Северо-западная часть Файзабадского блока имеет в плане форму треугольника и четко выделяется в рельефе за счет поднятого юго-западного угла. Если юго-западный угол северо-западной части характеризуемого блока расположен несколько выше более восточных участков, то к северо-востоку эта разница исчезает. Здесь, пожалуй, наблюдается обратная картина — юго-восточный участок Файзабадского блока располагается выше северо-западной. Отложения мела, ко-

торые развиты в этой части блока, образуют гомоклиналь с пологими углами падения пород ($10-12^\circ$). Хорошо выраженная в рельефе в виде небольшого частного поднятия описываемая структура обусловила некоторое сужение долины р. Иляк. Это сужение было отмечено Н. П. Костенко и названо «западной Файзабадской перемычкой».

Юго-восточная часть Файзабадского блока известна под разными названиями: «Файзабадская депрессия» (И. Е. Губин), «Файзабадская впадина» (Н. П. Костенко). Характерной для нее является широкое развитие четвертичных отложений. Временем заложения впадины в современном виде является ранний квартал, так как ранее, с начала новейшего этапа (Pg_3-N_1), эта территория являлась частью обширной области сноса. Северная и северо-восточная части блока вовлечены в поднятие Гиссаро-Алаем и соседним Субулакским блоком, четвертичные отложения здесь отсутствуют (см. рис. 9, разрез 15).

Современное положение Файзабадской впадины, находящейся в окружении территорий, взброшенных относительно нее, позволяет считать последнюю грабеном рампового типа.

Субулакский блок находится в верхнем течении р. Иляк, восточнее Файзабадской депрессии (см. рис. 2). В плане структура имеет форму треугольника и ограничена с северо-востока и юго-востока (соответственно) Гиссаро-Кокшаальским и Илякским краевым разломом, а с запада — Чиноринским взбросом (12). Данный блок расположен более высоко по отношению к описанным блокам. В рельефе поднятие выражено четко, долина р. Иляк в этом месте резко сужается («Восточная Файзабадская перемычка», по Н. П. Костенко).

В строении блока участвуют в основном юрские и меловые образования, которые, как и в более западных блоках, залегают на размытой поверхности палеозойских гранитоидов. Отложения полого ($10-15^\circ$) падают к югу (см. рис. 9, разрез 16). Лишь в северной части, в непосредственной близости к Гиссаро-Кокшаальскому краевому разлому, углы падения пород становятся крутыми (до 70°). Характеризуемый блок, видимо, испытал в четвертичное время значительное поднятие, которое по темпам превосходило подвижки более западных участков. Об этом, на наш взгляд, может свидетельствовать большая разница высотного положения

кровли палеозойского фундамента, которая, кстати, в Субулакском блоке обнажается вблизи одноименного поселка на абсолютной высоте около 1700 м, тогда как в соседнем, Файзабадском блоке фундамент скрыт под покровом осадков и находится примерно на высоте 1000 м.

Восточнее Субулакского блока расположен участок Предгиссарского прогиба, который имеет ряд специфических особенностей, частично отмеченных выше. Прежде всего, следует отметить его относительно высокое гипсометрическое положение по сравнению с собственно Гиссарской долиной и Вахшским участком прогиба, а также незначительную ширину. Эту часть прогиба Н. П. Костенко разделила на ряд сужений (перемычек) и расширений (впадин). Сужения, как правило, приурочиваются к полосам водоразделов между боковыми притоками. Расширения в большинстве случаев совпадают с местами сочленения крупных боковых притоков, стекающих с Каратегинского хребта, с основной долиной. Максимальная ширина долины достигает 4 км.

Новейшие блоковые движения Гиссаро-Алая находят отражение в строении прогиба. Так, высоко поднятый Дашти-Рабатский блок Каратегинского хребта совпадает с долинным водоразделом рек Иляк и Обигарм (Оби-Даштирабат). Каньонообразный профиль долины в районе пос. Обигарм также объясняется активными восходящими движениями Лугурского блока. Восточнее пос. Обигарм наблюдается серия почти вертикальных разрывов, проходящих по долине реки. На наш взгляд, это разрывы, составляющие зону Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома.

Часть Предгиссарского прогиба, совпадающая с долиной верхнего течения р. Вахш, имеет целый ряд специфических свойств, отличающих ее от более западных участков той же макроструктуры. Для этой части характерно наличие мощных неогеновых отложений и более низкое гипсометрическое положение ее территории. Прогиб выражен четко, зародился несколько раньше (видимо, в неогене) и имеет тектонические границы в виде Вахшского и Гиссаро-Кокшаальского разломов. Эта часть Предгиссарского прогиба нами не изучалась.

Итак, время зарождения Предгиссарского прогиба как самостоятельной структуры было разным в отдельных ее участках. В олигоцене начала вырисовываться западная часть прогиба, в неогене — участок, совпадающий с доли-

ной р. Вахш, в четвертичное время — Калайдашт-Обигармский участок. Новейшие тектонические движения вовлекли в поднятие прилегающие к Гиссаро-Алаю северные части прогиба и раскололи его жесткий палеозойский фундамент на ряд хорошо выраженных блоков-глыб. В отличие от сооружений Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии (хр. Сурхжу) Прегиссарский прогиб в новейший геологический этап испытал незначительные подвижки.

ТАДЖИКСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

К Таджикской депрессии относят территорию, расположенную южнее складчатых сооружений Гиссарского хребта и западнее поднятий внутреннего Дарваза, на юге она ограничена горными сооружениями, расположенными на территории Афганистана, а на западе постепенно переходит в Туранскую плиту. В депрессии широко распространены сильно дислоцированные отложения мезозоя-кайнозоя. По своему структурному плану она представляет область, в которой прогибы и впадины последовательно чередуются с горными поднятиями. В геологическом отношении она весьма своеобразна. Мощности выполняющих ее мезозойско-кайнозойских отложений значительно меньше геосинклинальных, но гораздо больше типичных платформенных. Градиенты мощностей также имеют величины, средние между свойственными геосинклиналям и платформам (Захаров, 1958). Формирование структур Таджикской депрессии рассматривается в работах И. Е. Губина (1940, 1943б, 1947, 1960), С. А. Захарова (1958, 1962, 1967 и др.), С. И. Ильина, (1947), Б. А. Петрушевского (1940, 1955), В. И. Попова (1938), О. К. Чедия (1962, 1971), П. К. Чихачева (1934, 1958) и др.

Несмотря на большое количество работ, посвященных строению депрессии, в настоящее время нет единого мнения в оценке ее генетической принадлежности. Она рассматривается различными исследователями как гетерогенная структура (Губин, 1940, 1943, 1960; Вялов, 1943; Шатский и Богданов, 1957), как часть платформы или геосинклинали (Пейве, 1938), краевой (передовой) прогиб (Муратов, 1946; Белюсов, 1954б), часть краевой системы (Захаров, 1958). Отсутствие в Таджикской депрессии полного набора необходимых элементов, свойственных определенной структурной катего-

рии, заставляет некоторых исследователей называть ее таким нейтральным термином, как «мобильный пояс» (Николаев, 1953). Иногда Таджикская депрессия рассматривается как часть взломанной «активизированной» платформы (Белусов, 1954б), часть геосинклинали, возникшей на месте эпигерцинской платформы (Петрушевский, 1955) или возрожденной горной страны (Николаев, 1955).

Пространственно депрессия обычно делится на две части — Преддарвазскую (Кулябскую) и остальную, расположенную западнее, вплоть до юго-западных отрогов Гиссара. Преддарвазскую зону определяют как передовой (или предгорный) прогиб перед гетерогенной (Бархатов, 1963) структурой Памира, либо как альпийскую парагеосинклиналь. Западную часть депрессии рассматривают как эпигерцинскую платформу или как параплатформу.

С. А. Захаров (1967) в последние годы несколько иначе, чем в предыдущих работах, определяет природу депрессии. По его мнению, переход геосинклинали в материковую платформу осуществляется через самостоятельную промежуточную стадию, для которой предложено название тергальной стадии. Горные сооружения, подобные Тянь-Шаню или Таджикской депрессии, по его мнению, являются не активизированными участками платформы, а элементами тергали.

Автор присоединяется к точке зрения, согласно которой депрессия является мезозойско-палеогеновой синеклизой. С миоцена, а возможно и с конца олигоцена, здесь начался орогенический этап развития, который привел к расчленению депрессии на ряд поднятий и впадин.

Нами исследована лишь небольшая часть Таджикской депрессии, расположенная на севере. Орографически — это хребты Сурхку и Джангоу, северо-восточное окончание Тианского и часть Вахшского хребта. Естественно, на таком небольшом участке депрессии невозможно уловить все черты, присущие ей в целом. В частности, основное направление структур здесь субширотное, в отличие от субмеридионального на большей части депрессии. Вероятно, в определении этой структурной особенности важную роль играют Гиссаро-Кокшаальский и Илякский краевые разломы, которые ограничивали депрессию с севера в эпоху мезозойско-кайнозойского осадконакопления. Структуры депрессии вытянуты вдоль названных разломов, имеющих тяньшанское субширотное простирание.

Общей особенностью почти всех складчатых форм характеризующейся частью депрессии является их асимметричность, пережатость; очень часто складки опрокинуты. Общей особенностью является и выдержанная параллельность в расположении складчатых и разрывных структур, свидетельствующая о их генетической связи. Многие складки, развитые в пределах рассматриваемой территории, отделены друг от друга разрывами, образуя как бы своеобразные структурные чешуи. Преобладающее падение сместителей разрывов в приповерхностных частях пологое (до 30°), юго-восточное.

Основной орографической единицей интересующей нас части Таджикской депрессии является хр. Сурхку, сложенный меловыми и палеогеновыми образованиями. В водораздельной части и на юго-восточном склоне хребта отложения собраны в синклиналию складку, известную под названием Гашионской (см. рис. 2, структура 13). Синклиналь прослеживается вдоль северо-западного плеча Ионахшского разлома (24). Гашионская синклиналь асимметрична — северо-западное крыло относительно пологое ($30-45^\circ$), юго-восточное — крутое ($60-70^\circ$). Юго-восточное крыло почти на всем протяжении складки срезано разломом и наблюдается лишь в северо-восточной части (рис. 2). Строение складки изображено на рис. 9 (разрез 14, 15, 17, 18, 20, 22, 25, 31, 32, 36).

Северо-западный склон хр. Сурхку слагает антиклинальная складка — антиклиналь Сурхку (14). Складка протягивается от меридиана к. Даштимарзо на юго-запад до к. Дошманды, затем, изгибаясь, прослеживается в субмеридиональном направлении. Углы падения пород на северо-западном крыле $10-15^\circ$, на юго-восточном — $30-40^\circ$. Иногда в приразрывных частях углы становятся круче и достигают $50-60^\circ$ (см. рис. 9, разрезы те же, что и для Гашионской синклинали).

В юго-западной части хр. Сурхку, между Гашионской синклиналию и антиклиналю Сурхку, располагается небольшая синклиналь, ограниченная с юго-востока незначительным нарушением (см. рис. 9, разрез 17 и 18).

На северо-западном склоне хр. Сурхку, между кишлаками Даштимарзо и Замини-Ходжа, прослеживается пологая Даштимарзоская синклиналию складка (см. рис. 2, структура 15). В плане данная синклиналь изогнута параллельно

антиклинали Сурхку. Углы падения пород на крыльях пологие, $5-10^\circ$, у юго-восточного изгиба складки — $10-20^\circ$.

Севернее отмеченной складки, у подножия хр. Сурхку, развита Кашкарацкая антиклиналь (16), которая в большей своей части скрыта под чехлом четвертичных отложений. На юго-западе складка срезается Илякским разломом, на северо-востоке — Обичушонским нарушением (21). Поперечные разрезы складок (15 и 16) изображены на рис. 9 (разрез 20, 22, 25).

На северо-восточном окончании хр. Сурхку, между долиной р. Оби-Чушон и Ионахшским разломом (см. рис. 2, структура 24), наблюдаются две складки: Обичушонская антиклиналь и Пассымурахоуская синклиналь (17, 18). Это небольшие по протяженности складки с пологими углами падения пород на крыльях (см. рис. 9, разрез 39, 40).

На площади водораздела между реками Обигарм и Обичушон (19) развиты три гомоклинали, отделенные друг от друга крутопадающими разрывами субмеридионального простиранья. Гомоклинали имеют крутое падение ($60-80^\circ$), их простиранье изменяется в направлении с запада на восток с меридионального на субширотное. Западнее охарактеризованных структур на том же водоразделе наблюдается Форруйская синклиналь (20). Эта складка в плане имеет вид полого выпуклой на северо-запад дуги и со всех сторон срезается разрывами. В восточной части складка симметрична, углы падения на крыльях пологие (10°), в юго-западной части она становится асимметричной, углы падения пород на северо-западном крыле 40° , на юго-восточном — 20° .

В целом северо-восточное окончание хр. Сурхку представляет участок чешуйчатого строения, где целая серия мелких разрывных нарушений различного простиранья сильно усложняет его геологическое строение. Сместители всех разрывов падают в южных румбах. О главенствующей роли вертикальных тектонических движений могут свидетельствовать крутые углы падения разрывов и «козырьковая» структура тех разрывов, которые в приповерхностных частях имеют пологие углы падения.

Участком чешуйчатого строения является также северо-восточное окончание Тяньского хребта, структуры которого на северо-востоке кулисообразно примыкают с севера к структурному комплексу хр. Сурхку. Контакт тектонический по Хайрабадскому разрыву, ограничивающему антиклиналь

Сурхку с северо-запада. Северо-восточные структуры Тианского хребта (22) представлены тремя субшироко вытянутыми сильно пережатыми опрокинутыми на северо-запад синклиналими, разделенными разрывами того же простирания. Синклинали асимметричные: падение северо-западных крыльев достигает $10-40^\circ$, юго-восточных — крутое, доходит до 70° (см. рис. 9, разрез 14, 15, 17, 18).

Все отмеченные синклинали в запад-юго-западном направлении срезаются разрывами, и мы видим лишь сохранившиеся северо-западные крылья. В северо-восточном направлении юго-восточная складка центриклинально замыкается у к. Оби-Сафед, а центральная и северо-западная срезаются разрывами. Оси складок, особенно крайней юго-восточной синклинали, ундулируют. По-видимому, складки обязаны своим генезисом большим напряжениям, возникшим в результате роста структур хребтов Сурхку и Тианского. Разрывы, ограничивающие чешуи, являются «kozyрьковыми» — с пологими юго-восточными углами в приповерхностных частях, с глубиной принимающие крутое падение.

В районе кишлаков Тиан и Чакали структура Тианского хребта также чешуйчатая. Водораздельную часть хребта составляет крутая гомоклинал, которая к югу постепенно приобретает опрокинутое залегание (23). Гомоклинал с юга ограничена Кафдонским нарушением. Этот разрыв имеет крутую поверхность падения (80°), которая в западной части наклонена на юг, в центральной — на север, на северо-востоке разрыв имеет козырьковую форму (см. рис. 9, разрез 6, 7, 8, 9). В отдельных чешуях рассматриваемой части Тианского хребта наблюдаются гомоклинали с южным падением пород ($30-40^\circ$). Разрывы, ограничивающие чешуи, являются крутыми взбросами. Вдоль Ионахшского разлома (24) с юго-восточной стороны прослеживается крупная антиклинальная складка, известная под названием Ионахшской (25). Сводовая часть складки размывта и она выражена в основном в нижнемеловых красноцветах. Ионахшская антиклинал сильно редуцирована, так как ее северо-западное крыло срезано разломом. Углы падения пород на крыльях достигают $30-40^\circ$ (см. рис. 9, разрез 15, 18, 25, 32, 36).

У к. Гарданиджаус намечается небольшая по протяженности синклинальная складка (26), заключенная между разрывами зоны Ионахшского разлома. Складка симмет-

ричная, углы падения пород на крыльях 30° . Интересным представляется участок между кишлаками Деишо и Сариджуй. Здесь в зоне Ионахшского разлома имеются две тектонические чешуи (см. рис. 2, структура 27), в которых породы слегка деформированы (см. рис. 9, разрез 18).

К юго-востоку от Ионахшской антиклинали развита Чанорская синклиналь (28), которая известна также под названиями Фарко-Джуручская, Кизойская, Пулсангинская. Ядро синклинали сложено породами палеогена (до туркестанского яруса включительно) и верхнего мела. Последние более широко развиты в юго-западной половине складки, что обуславливается пологим воздыманием шарнира в этом направлении. На меридиане к. Шуроб Чанорская синклиналь сильно сжата и имеет форму, близкую к изоклиальной. В пределах различных участков синклинали осевая поверхность ее характеризуется различным положением. В северо-восточной части осевая поверхность складки падает к северо-западу под углом 50° , в юго-западном направлении падение постепенно становится вертикальным (см. рис. 9, разрез 15, 18, 25, 32). На северо-востоке, выше к. Шуроб, синклиналь обрывается небольшим субмеридиональным разрывом, на юго-западе она прослеживается до к. Туткаул.

Юго-восточнее Чанорской синклинали наблюдается Джангоуская антиклиналь (29). Сводовая часть складки сильно размыта (см. рис. 9, разрез 15, 18, 25).

Структуры правобережья р. Вахш отделены от структур левого борта Гулизинданским разломом (см. рис. 2, 30). Водораздельную часть Вахшского хребта слагает хорошо картируемая Вионская синклиналь (31). Складка постепенно погружается в южном направлении, где она выполнена неогеновыми образованиями. Углы падения пород на крыльях крутые — 50° (см. рис. 9, разрез 19, 21, 23, 26).

Анализ имеющегося материала позволяет судить о роли вертикальных и горизонтальных сил в формировании современной структуры изученной части Таджикской депрессии. Наличие сильно пережатых опрокинутых складок несомненно свидетельствует о значительной роли горизонтальных сил при их формировании. Вместе с тем нельзя не обратить вни-

мание на данные, полученные при изучении некоторых дизъюнктивных нарушений, отделяющих частные структуры. Падение сместителей разрывов под хребты наблюдается почти на всей площади Таджикской депрессии (хребты Тианский, Сурхку, Вахшский, Джангоу и др.). В приповерхностных частях характеризуемые разрывы, как правило, имеют пологие углы падения (до $10-15^\circ$), на глубине же углы становятся круче и доходят иногда до 90° . По-видимому, при приближении к поверхности напряжения разряжаются и горные массы опрокидываются в свободную сторону. В большинстве случаев, это долины. Опрокидывание и надвигание пород в сторону долин рек Иляк, Обигарм и Вахш можно рассматривать как частный случай проявления известного «правила Леукса», в соответствии с которым окраинные части молодых горных поднятий надвигаются на соседние депрессии (Мушкетов, 1936). Аналогичные случаи в долине р. Вахш описаны нами ранее (Рейман и др., 1962).

Козырьковые надвиги свойственны областям молодого горообразования, как Таджикская депрессия; при глубоком эрозионном срезе «kozyрек» будет уничтожен. Козырьковая природа многих надвигов в рассматриваемом районе подтверждается также и сейсмическими данными. Действительно, эпицентры многих землетрясений располагаются практически на разрывах, видимых на поверхности, или близко от них (имеются в виду разрывы-надвиги). В качестве примера можно привести Сарикомарский надвиг (Рейман и др., 1959), у которого видимая плоскость падает под углом 30° , а очаг связанного с ним землетрясения располагается на глубине 15 км и проектируется на земной поверхности на линию самого разрыва. Если бы этот разрыв не был козырьковым и угол падения в 30° сохранялся до глубины очага землетрясения, то «отскок» эпицентра от линии разрыва на поверхности был бы равен 27 км. Точность определения положения эпицентра в данном случае равнялась ± 5 км.

Козырьковая структура большинства разрывов Таджикской депрессии свидетельствует о кардинальной роли вертикальных движений в формировании основных структур. Горизонтальные составляющие этих движений достигали, видимо, значительной величины и намного осложнили структурный план области.

Все складчатые структуры Таджикской депрессии образовались в результате новейшей тектонической активизации.

Безусловно, не все они возникли и начали расти одновременно. Одни появились раньше, другие—чуть позже, и скорости их роста были разными. Общим для всех структур депрессии является лишь то, что их формирование в настоящее время нельзя считать законченным, складкообразование на фоне общего поднятия продолжается.

Глава II

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

В характеризуемом районе широко развиты разрывные нарушения (см. рис. 2). По своей роли в современной тектонической структуре района они подразделяются на несколько типов.

С генетической точки зрения можно выделить три категории дизъюнктивов альпийского тектонического этапа: краевые разломы; разломы; разрывы.

КРАЕВЫЕ РАЗЛОМЫ

К разряду краевых разломов (по Сеницыну, 1960), развитых на интересующей нас территории, относятся Гиссаро-Кокшаальский, Илякский и Ходжаобигармский.

Гиссаро-Кокшаальский краевой разлом (см. рис. 2). Зона разрывов, прослеживаемая по южному подножью складчатых сооружений Тянь-Шаня, впервые отмечена Р. Клебелсбергом (Klebensberg, 1922) и названа им Вахшским разломом (Wachschruch). Позднее было установлено наличие целой серии крутых разрывов, частично падающих к северу, по которым, как это принимается большинством геологов, в новейшее время структуры Гиссаро-Алая подняты относительно Предгиссарского прогиба и Таджикской депрессии.

Вопрос о характере и значении этого рубежа, а также наличии или отсутствии его рассматривался многими исследователями (Наливкин, 1926; Марковский, 1936; Губин, 1940, 1943б, 1960; Вялов, 1943; Сеницын, 1945; Кухтиков, 1955, 1956; Захаров, 1958 и др.). Почти все они связывали

так или иначе этот вопрос с решением проблемы о так называемой границе между Памиром и Алаем — Тянь-Шанем.

И. Е. Губин (1960) серию разрывов, прослеживаемых по южным подножиям Южного Тянь-Шаня, назвал Южно-Гиссарской или Гиссаро-Кокшаальской системой разрывов. По совокупности признаков, характеризующих этот разлом, он должен быть отнесен к категории краевых: громадная (много сотен километров) протяженность, длительное существование (отличия разрезов по ту и другую сторону с юрского времени), контролирующее влияние на распределение мощностей, морфологическая выраженность в виде серии разрывов. В плане разлом почти соответствует линии, намеченной Р. Клебельсбергом.

В западной половине характеризуемого района Гиссаро-Кокшаальский разлом четко отделяет блоки Южного Гиссара от структур Предгиссарского прогиба (см. рис. 2). В восточной половине участка вдоль зоны разлома соприкасаются сооружения Каратегинского хребта и высокоподнятая часть Предгиссарского прогиба. Гиссаро-Кокшаальский разлом представлен на всем своем протяжении целой зоной разрывов. Отдельные разрывы этой зоны наблюдаются в долине р. Обигарм восточнее одноименного поселка (Баратов, Захаров, 1956) и представлены вертикальными или крутопадающими на север нарушениями. Западнее поселка Калайдашт Гиссаро-Кокшаальский разлом, несколько изгибаясь в плане в зоне схождения с Ходжаобигармским разломом (см. рис. 2), прослеживается до юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Следует отметить, что единой линии разлома на всем его протяжении проследить нельзя, существует цепь сопряженных крутых нарушений, кулисообразно (под различными углами) направленных друг к другу. И. Е. Губин связывает это с неоднородностью пород, отделяемых разломом, и несовпадением простираний структур с линией нарушения. Отсутствие непрерывной видимой тектонической линии вдоль всего Гиссаро-Алайского поднятия дало основание некоторым геологам отрицать наличие Гиссаро-Кокшаальского разлома как единой дизъюнктивной структуры. Однако существование этого нарушения подтверждается следующими данными.

1. Ни одна из дизъюнктивных структур Гиссаро-Алая, сочленяющихся с Гиссаро-Кокшаальским краевым разломом, не находит четкого продолжения за его линией. Следует от-

метить, что по сместителям многих из упомянутых нарушений до сих пор продолжают подвижки блоков жестких пород относительно друг друга. Зона характеризуемого краевого разлома является своеобразным экраном-барьером, который ограничивает Гиссаро-Алайское новейшее орогеническое поднятие с юга.

2. Одновозрастные осадочные образования (мел и палеоген), залегающие в непосредственной близости от краевого разлома (в его крыльях), располагаются на различных гидросимметрических уровнях, разность высот которых достигает более 1000 м.

3. Анализ истории развития участка свидетельствует о существовании разлома на протяжении мезозоя и кайнозоя. Краевой разлом, отделяя участки с неодинаковым типом и разными мощностями отложений, как бы «контролировал» осадконакопление.

4. Существование Гиссаро-Кокшаальского разлома доказывается его сейсмоактивностью. С зоной разлома связаны катастрофические (Каратагское 1907 г., Файзабадское 1943 г., Хаитское 1949 г.) и целый ряд относительно слабых землетрясений.

5. Южная граница поднятия Гиссаро-Алая четко выражена в рельефе в виде регионального уступа, совпадающего по простирацию с данным нарушением.

Илякский краевой разлом (см. рис. 2). Вдоль южного борта Гиссарской долины прослеживается Илякский краевой разлом. Это нарушение вытянуто почти в широтном направлении от устья р. Обигарм примерно до поселка Гиссар, где разлом, возможно, затухает. Восточнее устья непосредственным продолжением Илякского разлома является Вахшский краевой разлом (Кухтиков, 1956), с которым пространственно почти совпадает Вахшский надвиг, выделяемый И. Е. Губиным (1960). Рассматривая Вахшский и Илякский краевые разломы в процессе развития, легко можно видеть их единство в генетическом отношении, что отмечалось и И. Е. Губиным (1960). Названные структуры оказывали контролирующее влияние на развитие Таджикской депрессии и Предгиссарского прогиба на протяжении длительного геологического времени. Единство отмеченных нарушений особенно ярко выражено в новейший этап развития рассматриваемой территории.

Илякский краевой разлом разделяет области с разной

скоростью осадконакопления. На территории Таджикской депрессии мощности мезозойско-кайнозойских отложений в 2—3 раза превышают мощности аналогичных образований Предгиссарского прогиба. Кроме того, наблюдаются различия и в литологическом составе отложений. Существование Илякского разлома доказывается по крайней мере с юрского времени, так как к югу от его линии юрские породы представлены гипсоносно-соленосными лагунными образованиями, а к северу — маломощными глинисто-песчанистыми терригенными и морскими (в верхах разрезов) породами. Илякский разлом разделяет также районы с различным типом складчатости и проникает на значительную глубину, что подробно рассматривается в следующем разделе. Вышеприведенное подтверждает мнение о краевой природе Илякского разлома. В. М. Рейман отводит Илякскому по сравнению с Гиссаро-Кокшаальским разломом второстепенную роль в новейшем этапе (Бунэ, Рейман, 1960). Однако нам представляется, что эти структуры равнозначны по своей роли в определении альпийского тектонического плана.

В современной структуре Илякский разлом четко выражен в рельефе и отделяет северное горное обрамление Таджикской депрессии от Предгиссарского прогиба. Его активность проявляется и сейчас (Бабаев, 1962а), но новейшие подвижки по нему имеют несколько меньшую амплитуду, чем движения по Гиссаро-Кокшаальскому разлому. В характеризуемой районе он прослеживается по северо-западному подножию хр. Сурхку и по северному подножию Тианского хребта (см. рис. 2). Разлом состоит из целой серии разрывов, простирающихся в большинстве случаев совпадают с главным направлением. Поверхность основной линии разлома обнажается восточнее сел. Дубеда, на левом борту р. Иляк. Для нее в разрезе характерно козырьковое строение. В приповерхностной части нижнемеловые песчаники и верхнеюрские гипсы надвинуты на верхнемеловые отложения Предгиссарского прогиба. Угол падения поверхности дизъюнктива 25—30° на юго-восток; с глубиной падение становится круче — 75—85°. Это хорошо наблюдается в глубоких долинах Майданак и Даран-Зборик, прорезающих хр. Сурхку. В устьевых частях названных саев в вертикальном обнажении на одинаковом гипсометрическом уровне наблюдаются

отложения разных зон. Такое соотношение, вероятнее всего, может быть только при крутом падении поверхности нарушения, отделяющего Таджикскую депрессию от Предгиссарского прогиба.

Морфологическая квалификация Илякского краевого разлома в приповерхностной части и на глубине неодинакова. Если рассматривать нарушение по положению палеозойского фундамента, то налицо сброс в южную сторону (рис. 3, 4) с амплитудой в 2,5—3,0 км (Бабаев, Кулагин, 1964). А по структурам верхнего этажа, что видно из вышеприведенного материала, наблюдается обратная картина — взброс сооружений Таджикской депрессии на южный борт Предгиссарской впадины. К сказанному следует добавить, что разлом в верхнем структурном ярусе характеризуется наличием некоторой горизонтальной составляющей вертикальных поднятий. Во фронтальной части поднятого плеча (Таджикская депрессия) наблюдается небольшой козырек, свидетельствующий о незначительных горизонтальных перемещениях в приповерхностных частях. Амплитуда этих перемещений небольшая (до сотен метров), во много раз меньше вертикальных поднятий (от 3000 до 3500 м). Так как территория депрессии на протяжении юрско-палеогенового времени испытывала отрицательные вертикальные движения, отмеченные числовые величины перемещений характеризуют в основном новейший этап развития.

Ходжаобигармский краевой разлом (см. рис. 2). В районе поселка Калайдашт к Гиссаро-Кокшаальскому краевому разлому причленяется Ходжаобигармский (Кухтиков, 1968). Разлом имеет в плане вид грандиозной полого изогнутой дуги, выпуклой к северу. Его протяженность достигает 350 км. Зона разлома четко фиксируется по следующему направлению: перевал Арчаичай — п. Рамит — правобережье р. Такоб — долина Ходжаобигарма — верховья р. Ширкент северный борт Зеварской впадины — подножие южного склона хр. Сурхантау (Кухтиков, 1968). К югу от Ходжаобигармского разлома располагается Мечетлинская, а к северу — Османталинская, Байсун-Кштутская и Сурхантауская тектонические зоны, характерные для герцинского этапа развития.

По мнению М. М. Кухтикова, Ходжаобигармский краевой разлом активно проявляется по крайней мере с эпохи позднего силура, контролируя средне- и верхнепалеозойскую

седиментацию области Южного Гиссара. В течение мезозоя и раннего кайнозоя этот разлом возможно также проявлялся, но не в такой форме, как в палеозое, и не на всем своем протяжении.

Нами изучалось лишь крайнее юго-восточное окончание разлома, где последний отделяет Джурязский блок от Варзобского и Саятского. Здесь он представлен целой серией разрывов, причленяющихся к главной ветви под острым углом с юго-восточной стороны. Несколько северо-западнее зона разлома состоит из двух линий (см. рис. 2). Почти на всем протяжении поверхность нарушения отличается большой крутизной: угол падения сбрасывателя дизъюнктива всегда близок к $70-90^\circ$, направление — в северных румбах (Кухтиков, 1968).

В современной структуре изученного района Ходжаобигармский разлом выражен в виде четкой ступени (рис. 10). Территория хребта к северо-востоку от линии разлома на протяжении большей части мелового и палеогенового времени являлась областью сноса (область устойчивого поднятия). Это свидетельствует о конседиментационном характере развития разлома в указанное время.

Учитывая, что современный рельеф Гиссаро-Алая формировался преимущественно под влиянием тектонических движений, можно уверенно говорить о продолжающихся подвижках по Ходжаобигармскому разлому, причем в новейший этап по сравнению с меловым-палеогеновым временем наблюдается некоторая активизация.

Рассмотрев основные черты краевых разломов, имеющих место в изученном районе, можно видеть, что в становлении современной тектонической структуры каждый из них сыграл определенную роль в определенный отрезок геологического времени. В новейший этап развития Гиссаро-Кокшаальский и Илякский краевые разломы отличаются от Ходжаобигармского значительно более высокой активностью.

РАЗЛОМЫ

К разломам отнесены нарушения, имеющие значительную протяженность (50—70 км) и ограничивающие частные геологические структуры, группы складок. Имеющийся в нашем распоряжении материал не позволяет считать эти разломы краевыми, так как не выяснена их роль в про-

цессе мезозойско-кайнозойского цикла осадконакопления. Однако нарушения четко фиксируются с начала орогенического этапа развития (с олигоцена), отделяя структуры с разными скоростями и часто — направлением новейших движений. Поэтому за ними следует оставить название «разлом». Среди данного типа можно выделить два подтипа. Первый подтип объединяет внутридипрессионные разломы, отделяющие крупные структуры. Как правило, разломы и складки прослеживаются в одном и том же направлении. Основным отличием этого подтипа нарушений является значительная амплитуда и контрастность новейших тектонических движений. В работе первый подтип рассматривается на примере Ионахшского и Гулизинданского разломов (см. рис. 2, структура 24 и 30). Ко второму подтипу разломов относятся нарушения, ограничивающие частные блоки Гиссаро-Алая и Предгиссарского прогиба. Это, как правило, крутые взбросы с незначительной амплитудой вертикальных перемещений и со слабой контрастностью.

Ионахшский разлом. Геологические структуры хребтов Сурхку и Джангоу контактируют по сложно построенной зоне разрывов, известной под названием Ионахшской (см. рис. 2). С. А. Захаров (1958) называет ее «Ионахшской линией смещения». И. Е. Губин (1960) отмечает значительные горизонтальные движения надвигового характера (4—5 км) и называет структуру «Ионахшским надвигом». Автор считает возможным называть данное нарушение разломом. Ионахшский разлом прослеживается от нурекского соляного купола на северо-восток примерно до кишлака Пассы-Мурахо, где, пересекая р. Вахш, сочленяется с Гулизинданским. Протяженность его достигает 60 км. В районе Нурека рассматриваемая структура перекрыта четвертичными отложениями и дальнейшее ее протяжение на юго-запад не ясно. Не исключено, что продолжением этого дизъюнктива является Санглак-Сарсарякский разлом: в этом случае протяженность описываемого нарушения возрастет примерно в два раза.

В структурном отношении Ионахшский разлом является рубежом, ограничивающим Гашионскую синклинали (см. рис. 2, структура 13) от Ионахшской антиклинали (25). Кроме названных складок, вдоль Ионахшского разлома развиты мелкие локальные асимметричные складки, оси которых,

как правило, параллельны линии разлома. Примеры подобных складок приводятся в статье В. М. Реймана и др. (1961). В соответствии с терминологией В. Е. Хаина (1957), эти складки следует называть приразрывными.

В морфологическом отношении Ионахшский разлом можно разделить на две части: юго-западную (сафеддаринскую) и северо-восточную (гашионскую). Разлом на северо-восточном участке представлен в плане в виде одной линии. Поверхность сместителя нарушения круто ($70-80^\circ$) падает на юго-запад, под хр. Джангоу. На коротком отрезке, несколько северо-восточнее сел. Ионахш, поверхность разлома «выворачивается» и имеет крутое ($70-75^\circ$) северо-западное падение (см. рис. 2, структура 24).

Для сафеддаринского участка характерна целая серия разрывов. Крайний северо-западный, видимо, является основным. Ширина зоны здесь достигает 2—2,5 км, зону слагают небольшие по протяженности разрывы, ответвляющиеся от основного ствола разлома. Эти разрывы оконтуривают небольшие чешуи (см. рис. 2, структура 27), совпадающие с понижениями рельефа. Сафеддаринскому участку свойственно наличие «козырька» во фронтальной части Ионахшского разлома. Углы падения плоскости сместителя в приповерхностных частях пологие — $20-30^\circ$, а местами, например у кишлака Деишо (Губин, 1960), сместитель почти горизонтален.

Интересное взаимоотношение пород по поверхности Ионахшского разлома наблюдается по левой составляющей р. Сафедоб. Здесь на глины и гипсы палеогена надвинуты песчаники нижнего мела. Сместитель надвига падает на юго-восток под углом $18-30^\circ$. На поверхности сместителя видны остатки зеркал скольжения. В аллохтоне надвига в 70—100 м от фронтальной части наблюдается тектоническое окно, образовавшееся в результате частичного размыва нижнемеловых песчаников. Форма «окна» в плане неправильно треугольная, площадь около 1300 м². Примечательно, что на описываемом участке тектонический контакт пород палеогена и нижнего мела почти на всем протяжении совпадает с выходами палеогеновых гипсов. Пластичные толщи гипсов облегчали надвигание массивных нижнемеловых пород. Угол откоса борта ручья вблизи от тектонического окна составляет $25-30^\circ$, угол падения плоскости сместителя — не более 30° в ту же сторону, т. е. к юго-востоку. Ниже по склону

угол откоса становится круче. Естественно было бы ожидать выход палеогеновых пород автохтона на гипсометрически более низких участках. Однако в последних наблюдаются лишь те же нижнемеловые породы. Это обстоятельство можно объяснить только увеличением угла падения поверхности сместителя с глубиной. Иначе говоря, с увеличением глубины эрозионного среза угол падения поверхности сместителя становится круче, надвиг имеет в разрезе «kozyрьковую» форму. Подобные надвиги являются обычными для молодых сооружений Таджикской депрессии, и при значительном денудационно-эрозионном срезе структур, как например в северо-восточной части разлома, обнажается лишь нижняя крутая часть «kozyрьковых» надвигов, а сами «kozyрьки» размываются.

Гулизинданский разлом (см. рис. 2, структура 30). Гулизинданский разлом протягивается по северо-западному подножию хребтов Вахшский и Северный Гулизиндан от устья р. Обигарм до бывшего сел. Туткаул (60 км). Разлом четко выражен в рельефе в виде резкого уступа высотой до 1500—1800 м. По данному нарушению структуры левобережья р. Вахш соприкасаются с сооружениями хр. Джангоу. Гулизинданский разлом в южной части представлен целой серией разрывов, совпадающих по направлению с долиной р. Вахш. У к. Косатарош разлом разветвляется на две ветви. Одна под тем же наименованием, что и основной разлом, прослеживается по подножию хр. Северный Гулизиндан, другая—протягивается вдоль юго-восточного склона хр. Джангоу и известна под названием «Сарикомарский надвиг» (Захаров, 1959; Рейман и др., 1961).

Гулизинданский разлом в большей части скрыт под аллювиальными террасами р. Вахш, и о его морфологии судить трудно. Отдельные разрывы его зоны, обнажающиеся в долине р. Вахш у к. Дара, имеют крутое (50—70°) юго-восточное падение поверхностей смещения. Это позволяет предполагать козырьковую структуру разлома. В районе сел. Косатарош под поверхностью основной ветви нарушения обнажаются неогеновые песчаники. Угол падения сместителя разлома пологий — 20°. Видимо, здесь мы имеем дело с сохранившимся во фронтальной части разлома козырьком.

Разлом в районе устья р. Обигарм примыкает к структуре, известной под названием «Вахшский надвиг» (Губин, 1943). Амплитуда надвига, по И. Е. Губину, достигает

8—12 км. По его мнению, надвиг является тектонической границей Памира и Алая. Почти совпадающую в плане с линией «Вахшского надвига» (к востоку от Обигарма) тектоническую границу в виде краевого разлома одноименного названия проводит М. М. Кухтиков (1956). Вахшский краевой разлом им рассматривается как рубеж между складчатыми зонами в альпийской структуре Памира и Алая. К востоку от Обигарма сложная дизъюнктивная зона, трактуемая как региональный надвиг (Губин) или же краевой разлом (Кухтиков), участками пространственно почти совпадает с так называемой «Сурхооб-Ханакинской сдвиговой зоной», выделяемой С. А. Захаровым (1958).

По И. Е. Губину, Гулизинданский разлом является одной из ветвей Вахшского надвига. Однако это продолжение только пространственное, так как генетически «Вахшский надвиг» является самостоятельной структурой, единой, как отмечалось выше, с Илякским краевым разломом. Гулизинданский же разлом образовался, видимо, в начале новейшего этапа активизации.

Геологические исследования последних лет, проводившиеся в бассейне Вахш—Сурхооб, позволяют рассматривать несколько иначе, чем И. Е. Губин, морфологию Вахшского разлома. Н. Н. Леоновым (1961) были осмотрены некоторые участки «надвига». Так, в бассейне р. Гуломы, впадающей в р. Сурхооб слева, установлено, что дизъюнктив представляет собой крутой разрыв, сместитель которого падает на юг под углом 60—70°. По этому разрыву конгломераты неогена перекрыты нижнемеловыми песчаниками. Видимая амплитуда перекрытия нижним мелом неогена около 1—1,5 км. И. Е. Губин для этого места предполагал надвиг с амплитудой 10 км. Л. М. Лысков (1966), не соглашаясь с высказыванием И. Е. Губина о надвиговой природе описываемой дизъюнктивной структуры, приводит многочисленные факты, говорящие о ее взбросовом характере.

Временем зарождения Гулизинданского разлома, как и Ионахского, а также других разломов депрессии, следует считать олигоценное, хотя не исключено, что данные нарушения унаследованы с более древних времен. Имеющийся в нашем распоряжении материал не позволяет судить о роли характеризующих разломов в течение мезозойско-кайнозойского осадконакопления. Разрезы мезозойско-кайнозойских отложений по ту и другую сторону от линий разломов

имеют отличия, но их зависимость от нарушений пока не установлена. Почти до олигоценового времени рассматриваемая территория Таджикской депрессии испытывала прогибание и служила областью седиментации. В олигоцене, а кое-где в конце эоцена, произошла инверсия, и стали формироваться хребты. В это же время, видимо, и зародились разломы, ограничивающие частные поднятия внутри депрессии.

Разломы Гиссаро-Алая и Предгиссарского прогиба. Эти нарушения разделяют частные блоки Гиссаро-Алая и Предгиссарского прогиба и являются поперечными по отношению к генеральным простираниям названных зон. На рассматриваемой территории Южного Тянь-Шаня и Предгиссарского прогиба выделяются следующие разломы: Мульбельский (см. рис. 2, структура 1), Себоринский (2), Калайдашский (4), Гулисурхский (6), Сорбухский (8), Дуовинский (9) и Чиноринский (12). Первые два разлома имеют субширотное простирание, последние два — субмеридиональное СВ-ЮЗ, остальные прослеживаются с СЗ на ЮВ. Ввиду того, что все характеризуемые разломы обладают многими общими особенностями, мы не будем их рассматривать в отдельности. Для разломов Гиссаро-Алая характерными являются прежде всего крутые углы падения ($60-90^\circ$) и взбросовый характер движений по их сместителям. Как правило, разломы сопровождаются зоной дробления жестких массивов гранитоидов, ширина зон дробления достигает 30—50 м, а иногда и более.

Разломы Предгиссарского прогиба в большей части скрыты под чехлом мезозоя-кайнозоя. Однако имеются обнажения, где эти разломы наблюдаются: долина р. Чинаро и периферическая часть прогиба у северо-восточного угла Карабулакского блока. Эти разломы ничем существенным от таковых Южного Гиссара не отличаются. Взбросовый характер разломов Гиссаро-Алая и Предгиссарского прогиба может свидетельствовать о развитии этих территорий в условиях сжатия.

Рассматриваемые разломы отличаются от краевых разломов, игравших важную роль в палеозойское время (Кухтиков, 1966), и разделяют различные структурные комплексы тектонических зон. По данным В. И. Кнауфа (1962), В. М. Цейслера (1962) и др., краевые разломы, предопределившие глыбовую структуру Тянь-Шаня, проникают на зна-

чительную глубину и рвут как палеозойский фундамент, так и более глубокие образования. Характеризуемые разломы Гиссаро-Алая и Предгиссарского прогиба являются более мелкими структурами, которые развиты внутри крупных зон. Не исключено, что некоторые из этих нарушений также имеют глубокое заложение, однако, по имеющимся материалам, в настоящее время трудно делать какие-либо выводы. Большинство рассматриваемых разломов образовалось, а возможно обновилось, в новейшее время.

РАЗРЫВЫ

К разрывам отнесены мелкие дизъюнктивные нарушения, осложняющие складчатые структуры или являющиеся оперяющими разломами. Разрывы обязаны своим происхождением нарушению сплошности масс при их изгибах в приповерхностных частях и легко отличимы от разломов, движения по которым определяют формирование структурного плана иногда от самого начала его становления. По времени образования разрывы одновозрастны (в грубом приближении) или моложе складчатых структур и разломов.

Разрывы в пределах интересующей нас территории широко развиты. В Гиссаро-Алае и Предгиссарском прогибе они, как правило, представлены взбросами, в пределах Таджикской депрессии — козырьковыми надвигами. В тех же местах, где эрозия вскрыла глубокие горизонты, наблюдаются взбросы (см. рис. 2, структура 23 и 19). Глубина их заложения, видимо, небольшая.

Глава III

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА

Для правильного толкования многих геологических явлений, наблюдаемых на поверхности, необходимо знание процессов, происходящих на глубине. В большинстве случаев поверхностные явления обусловлены движениями более глубоких частей земной коры. По данным В. Н. Крестникова и И. Л. Нерсесова (1962), в восточной части Средней Азии крупным блокам, претерпевшим наиболее интенсивные восходящие движения, соответствуют участки с наиболее мощной корой, а блокам, испытавшим нисходящие движения, — участки с тонкой корой. Однако имеются исключения из этого правила, которые подробно рассмотрены в вышеотмеченной работе. Так, в пределах южного склона Гиссарского хребта имеется участок с тонкой корой. Это явление, как они полагают, объясняется очень быстрыми изменениями, происшедшими в мантии, но еще не успевшими отразиться на мощности коры данного блока.

Рельеф поверхности Мохоровичича — границы М, по данным В. Н. Крестникова и И. Л. Нерсесова, весьма сложен. На основании анализа новейшей тектоники выделяется ряд крупных блоков, имеющих разную толщину коры. Они отделены глубинными разломами, рвущими всю кору и проникающими в мантию. В интересующем нас районе наибольшая глубина до границы М (60—65 км) наблюдается в области сочленения Зеравшанского, Гиссарского, Туркестанского и Алайского хребтов, эта территория испытала наиболее интенсивные восходящие новейшие движения. Соответственно убыванию интенсивности неотектонических поднятий в направлении к Ферганской впадине и Таджикской депрес-

сии мощности коры также уменьшаются к северу и югу до 45—50 км. В Таджикской депрессии наблюдается увеличение мощности коры с запада на восток от 45 км до 60—65 км.

Основываясь на имеющихся данных о глубинном строении платформ, В. Н. Крестников и И. Л. Нерсесов предполагают, что поверхность М в платформенный этап развития обладала спокойным и сглаженным рельефом, а земная кора находилась в изостатическом равновесии и имела сравнительно небольшую мощность платформенного типа. Сложный современный рельеф поверхности М явился результатом проявления новейших тектонических движений в неоген-четвертичное время. Сопоставляя рельеф поверхности Мохоровичича с тектоникой, названные исследователи приходят к выводу о глыбовом строении не только верхней части земной коры, но и всей коры в целом.

Кроме данных по толщине коры, в нашем распоряжении имеются материалы, которые могут дать частичное представление о положении палеозойского фундамента (Бабаев, Кулагин, 1964), поверхности базальтового слоя (Кулагин, 1970 и др.).

В верхнем течении р. Иляк строение палеозойского фундамента изучалось по годографам промышленных взрывов и землетрясений с очагами в осадочной толще мезозоя-кайнозоя. В результате интерпретации годографов преломленных волн были получены глубины залегания границ раздела I и II в основном под пунктами регистрации взрывов. Для составления детальной схемы залегания палеозойского фундамента этих данных недостаточно, поэтому для определения глубин залегания границ раздела были привлечены записи слабых землетрясений. В ряде случаев использовались также данные по обменным волнам широкофокусных Памиро-Гиндукушских землетрясений (Пачаджанова, 1962; Кулагин, Пачаджанова и др., 1964). Результаты совместной интерпретации полученных данных по границе I приведены на сводной схеме залегания палеозойского фундамента (рис. 3), данные по границе II использовались при составлении разреза по линии АБ (рис. 4).

На рис. 4 видно, что к северу от линии Гиссаро-Кокшаальского разлома палеозойские гранитоиды выходят непосредственно на поверхность. К югу, в сторону Илякского разлома, происходит постепенное погружение палеозойско-

го фундамента до глубины 1,5—3 км (имеется в виду глубина от земной поверхности). За линией Илякского разлома, на территории Таджикской депрессии, палеозойский фундамент и подстилающие его образования резко опущены. Амплитуда вертикального смещения достигает 3—4 км. Палеозойские образования (фундамент) залегают на глубине 5—6 км, и на юг продолжается их дальнейшее постепенное погружение. Вдоль поднятого крыла Илякского разлома, с востока на запад, глубина залегания палеозоя увеличивается (см. рис. 2 и 3). Следует иметь в виду, что точность определения глубин залегания границ к северу от Илякского разлома составляет $\pm 0,5$ км, к югу — ± 1 км. Таким образом, на территории характеризуемого района по глубине залегания палеозойского фундамента можно выделить три участка: высокого положения фундамента, среднего положения фундамента и глубокого положения фундамента.

На большей части территории Гиссаро-Алая палеозойские образования располагаются на высоких гипсометрических уровнях (до 4000 м), что позволяет отнести ее к участку первого типа.

К участкам среднего положения палеозойского фундамента относится территория Предгиссарского прогиба. У северного борта прогиба палеозойские образования выходят на поверхность, где они располагаются на высоте до 2000 м. К югу происходит постепенное погружение фундамента примерно до уровня моря, а к западу — и ниже. Более высокое положение фундамента на севере прогиба объясняется влиянием поднятия Гиссаро-Алая.

На площади Таджикской депрессии палеозойский фундамент залегают на значительной глубине. Причем непосредственно к югу от Илякского разлома палеозой располагается на глубине 2000—2200 м, южнее происходит медленное погружение фундамента до 3—4 км ниже ур. м. Глубина залегания поверхности базальтового слоя, по данным В. К. Кулагина (1970), также увеличивается с севера на юг (рис. 5). В целом четко выделяющиеся в новейшей структуре зоны (Гиссаро-Алай, Предгиссарский прогиб и Таджикская депрессия) характеризуются также различным положением палеозойского фундамента.

Несколько слов следует сказать об уже упоминавшейся второй границе раздела. Граница II, по В. К. Кулагину (Кулагин, Епанешникова, 1964), соответствует подошве палео-

зоя или кровле докембрийского (?) кристаллического фундамента. Глубина залегания этой поверхности различна на территории Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии (см. рис. 4). Для южного склона Гиссарского хребта характерна незначительная глубина залегания, где она не превышает 2—3 км; в районах Калайдашта, Обигарма, Комсомолабада — 5—6 км. Не ясно, каким образом ведет себя рассматриваемая граница при переходе через Гиссаро-Кокшаальский разлом — происходит ли постепенное погружение докембрийского фундамента или он смещен в виде ступени. Если основываться на значениях глубин его залегания, полученных для северных станций по обменным волнам (Кулагин и др., 1964), то следует предполагать смещение докембрийского фундамента в виде ступени.

При переходе с севера на юг через Илякский разлом докембрийский фундамент опять претерпевает резкое погружение с 5—6 до 9—10 км. Однако сведений о том, так ли ведет себя эта поверхность на всем протяжении Илякского разлома, пока нет. Геофизические и сейсмические данные последних лет свидетельствуют о большой глубине заложения Илякского краевого разлома, достигающей 25—30 км.

В настоящее время имеются материалы о составе верхней мантии, а также базальтовом и гранитном слоях. По данным Р. Б. Баратова и др. (1970), в Южном Гиссаре верхняя мантия имеет, скорее всего, оливин-пироксенитовый состав; «базальтовый» слой, по-видимому, сложен «основными» гранулитами, а «гранитный», вероятно, представлен образованиями, аналогичными кристаллической серии докембрия юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Глава IV

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В МЕЗОЗОЕ И ПАЛЕОГЕНЕ

Вопросам геологического развития Таджикистана посвящено большое количество работ, из которых в первую очередь следует отметить исследования В. И. Попова (1938), Б. А. Петрушевского (1940, 1955), С. А. Захарова (1958), И. Е. Губина (1960), Н. Н. Леонова (1961), В. Н. Крестникова (1962), М. М. Кухтикова (1968) и др. Прежде чем перейти к рассмотрению альпийской истории развития интересующего нас района, кратко отметим основные моменты герцинского этапа развития, используя данные работы М. М. Кухтикова (1968).

Гиссаро-Алайский геосинклинальный прогиб закладывается в раннем палеозое на метаморфическом докембрийском основании. В течение силура отлагаются огромной мощности толщи терригенных карбонатных и вулканогенных пород. В это же время закладываются важнейшие внутригеосинклинальные краевые разломы, в том числе Ходжаобигармский.

В девоне уже четко намечается и прогрессивно развивается тектоническая дифференциация геосинклинальной области. В эпоху раннего карбона палеогеографическая и тектоническая обстановка на площади Гиссаро-Алая представляется однородной. Во всех зонах (кроме Османталинской, расположенной к северо-востоку от линии Ходжаобигармского разлома) идет процесс седиментации. Ходжаобигармский разлом в это время ограничивает с юго-запада денудирруемую площадь Османталинской зоны.

Средний карбон — время интенсивного и разнотипного осадконакопления на протяжении большей части эпохи и в некоторых зонах восходящих движений в конце ее. В позднем карбоне осадконакопление продолжается. В Мечетлинской зоне происходят сильные тектонические движения, создается структура ее первого структурного яруса. В это же время внедряются кислые интрузии зоны.

В ранней перми проявляются движения главных тектонических фаз, создающих структуру зон. В итоге примерно в середине раннепермской эпохи на месте геосинклинальной области Гиссаро-Алая сформировывается складчатая область. После основной складчатости следует одна или две более слабые тектонические фазы, заключительные по своей роли, после чего уже начинается образование нового платформенного структурного комплекса.

Островки позднепалеозойских отложений, разбросанные по всему региону Гиссаро-Алая, их малая мощность пологое залегание и то, что при этом породы все-таки сохранились от домезозойского размыва и входят в комплекс основания пенеплена, несомненно указывают, по мнению М. М. Кухтикова, на отсутствие в Гиссаро-Алае в конце палеозоя сколько-нибудь значительного рельефа, тем более горной системы в современном представлении.

О домезозойской истории Таджикской депрессии, особенно в рассматриваемой нами части, столь детальных материалов пока нет. С. А. Захаров (1958), В. Н. Крестников (1962), М. М. Кухтиков (1972) и др. считают, что в северной части депрессии существовал межгорный, геосинклинальный прогиб, являющийся составной частью герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Центральные части депрессии отнесены к срединному массиву с эпипротерозойским основанием.

В. Я. Широков (1967) на основании анализа материалов по фундаменту и горному обрамлению депрессии считает, что на ее территории между Тянь-Шанем, Памиро-Гиндукушем и Паропамизом существовал докембрийский срединный массив. Срединный массив был разобран на ряд опущенных и поднятых блоков, которые характеризовались различным режимом развития.

На наш взгляд, отнесение территории современного Предгиссарского прогиба к палеозойской геосинклинали Гиссаро-Алая справедливо, так как породы, слагающие фундамент характеризуемой территории, те же, что и на Тянь-Ша-

не. Отсутствие достаточных материалов не позволяет в настоящее время обоснованно судить о мезозойских образованиях более южных частей депрессии.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

Триасовый период. Ввиду отсутствия фаунистически охарактеризованных отложений триаса историю развития района в этот период восстановить трудно. По всей вероятности, в начале триаса сохранилась палеотектоническая обстановка, характерная для конца палеозоя. В триасе продолжался процесс пенепленизации. На выровненной поверхности палеозойского складчатого фундамента в обстановке очень слабых тектонических движений отложения триаса либо не отлагались, либо из-за малой мощности были размыты перед юрским осадконакоплением. Территория Южного Тянь-Шаня являлась при этом сравнительно выровненной областью сноса, на которой, однако, намечались участки, поднимавшиеся менее интенсивно и служившие бассейнами, где накапливались гидроокислы железа и алюминия. Древняя кора выветривания, развитая на палеозойских образованиях, относится по времени формирования к раннему триасу (Захаров, 1958).

Отложения среднего триаса не известны как в характеризуемом районе, так и на близлежащих территориях. Верхнетриасовые образования развиты крайне незначительно и известны за пределами нашего района, на западе. Залегают они несогласно на палеозое и перекрываются также несогласно юрскими отложениями. Отложения верхнего триаса представлены угленосными образованиями, конгломератами и песчаниками. Частая смена фаций, невыдержанность горизонтов по простиранию, характер гальки, по мнению С. А. Захарова (1958), говорят о беспокойном режиме, резком и изменчивом рельефе эпохи. Однако незначительные мощности отложений свидетельствуют о слабой расчлененности рельефа. По-видимому, толщи накапливались в условиях теплого влажного климата на заболоченной местности, покрытой пышной растительностью.

Юрский период. После кратковременного регионального поднятия в конце триаса или в начале юры, обусловившего общий перерыв в осадконакоплении, началось опускание. Опускание было неравномерным. Об этом свидетельствуют невыдержанность отдельных горизонтов и мощностей по простиранию и пятнистый характер распространения лейасовых

образований. В лейасе существует Южно-Гиссарский прогиб, который охватывает территорию современных крайних западных отрогов Каратегинского хребта. В это же время продолжает существовать и Каратегинское поднятие, одна из ветвей которого, по-видимому, захватывает территории к югу и востоку от областей осадконакопления. Характер косої слоистости, огрубение материала в южном направлении и другие факты позволили И. Е. Губину, а позднее и С. А. Захарову (1958) предположить, что снос материала происходил с юга. Невыдержанность горизонтов нижнеюрских отложений по простиранию и их линзовидное сечение указывают на быструю смену физико-географических условий и изрезанный рельеф прилегающих районов сноса.

Южно-Гиссарский прогиб постепенно выклинивался к востоку и погружался к западу, поэтому в западном направлении мощности увеличиваются. Нижнеюрские образования отлагались на аллювиально-дельтовых равнинах в условиях влажного климата. Равнины, по-видимому, характеризовались сбилием озер и были часто заболочены. На территории Таджикской депрессии лейасовые отложения на поверхность не выходят, и о положении этой области в раннеюрское время судить трудно.

В среднеюрское время Гиссаро-Алай развивается примерно в том же плане, как и в лейасе. В Южно-Гиссарском прогибе продолжают накапливаться песчаники и конгломераты с редкими прослоями углей. Материал становится более мелкозернистым, что может свидетельствовать о некотором замедлении темпов вертикальных движений областей сноса. Вместе с тем уменьшение прослоев угля может служить доказательством более сухого климата. В средней юре, как и в ранней, наблюдается тенденция к углублению областей седиментации в западном направлении. На территории современной Таджикской депрессии продолжает существовать Южно-Таджикистанский прогиб (Захаров, 1958), в котором отлагались континентальные песчаники и глины с редкими прослоями морских образований. В целом для среднеюрского времени характерно некоторое ослабление активности тектонических движений, уменьшение скорости и амплитуд поднятий. Отложения накапливались в условиях, близких к раннеюрским.

Слабая активность тектонических движений и общие нисходящие движения привели в поздней юре к дальнейшей нивелировке рельефа и способствовали вторжению моря.

На большей части Таджикской депрессии откладывались гипсы, соли, глины. В Предгиссарском прогибе накапливались морские карбонатные отложения.

Каратегинское поднятие, по С. А. Захарову (1958), сохраняется лишь в своей восточной части (район наших исследований и более восточные территории). Как и в предшествующие эпохи, мощности отложений увеличиваются в западном направлении. В юрское время активную роль играли некоторые разломы, заложенные еще в палеозое. К таким разломам можно отнести Илякский, который разделяет районы с различным типом юрских отложений.

К концу юрского времени Южно-Таджикистанский бассейн, по-видимому, теряет связь с другими морями, в это время откладываются лагунные образования — гипсы и соли. В целом для позднеюрского времени характерны значительные опускания, которые к концу периода прекратились. Опускания захватили как территорию Таджикской депрессии, так и территорию современного Предгиссарского прогиба. Гиссаро-Алай, как и в ранней и средней юре, был в основном областью сноса. Лишь в небольших понижениях рельефа накапливались маломощные континентальные отложения.

Таким образом, границы юрских поднятий и прогибов не были постоянными, а очень часто смещались то к северу, то к югу. Климатические условия на протяжении юрского периода не были одинаковыми. Если в ранней и средней юре климат был влажный и теплый, способствующий развитию растительности, то к концу юры становится засушливым и жарким. Отложения приобретают бурый цвет, появляются красноцветы.

Меловой период. С раннемелового времени на территории Таджикской депрессии возобновились движения отрицательного знака. Гиссаро-Алай не был вовлечен в значительное прогибание. Большая часть его территории была областью сноса. В небольших понижениях отлагался маломощный материал. Отсутствие отложений нижней части нижнего мела свидетельствует, что незначительное погружение отдельных частей Гиссаро-Алая началось позже, чем в Таджикской депрессии. В середине раннемеловой эпохи (верхний готерив-апт), по всей вероятности, на короткое время замедляется вздымание Каратегинского поднятия и основная область сноса перемещается далеко на север и северо-восток.

В процессе нижнемелового осадконакопления важную роль играли краевые разломы — Гиссаро-Кокшаальский и

Илякский. Эти разломы контролировали осадконакопление, разделяя области с разной скоростью опускания. Опускание Таджикской депрессии было интенсивным, однако оно также быстро компенсировалось осадконакоплением. Гиссаро-Кокшаальский разлом в виде единой линии прослеживался, видимо, до меридиана пос. Файзабад, а далее на запад — по южным подножиям Гиссарского хребта. У западного окончания современного Каратегинского хребта граница между Южным Тянь-Шанем и его Передовой зоной, по И. Е. Губину (1960), была, вероятно, выражена серией кулисообразно расположенных разрывов. В виде единой зоны разлом оформился несколько позже.

Л. Б. Рухин (1962), анализируя большое количество фактического материала, составил схематическую палеогеографическую карту восточной части Средней Азии в неокоме и восстановил палеогеографическую обстановку района наших исследований. По Л. Б. Рухину, крупнейшие реки в неокоме в центральной части Средней Азии текли в широтном или близком к нему направлении. Из рек, дренировавших поднятие, наиболее крупной был пра-Алай, расположенный в пределах современной Алайской долины, а далее к западу переходящий в бассейн современной реки Вахш. Пра-Алай (или древний Вахш) впадал в морской бассейн, находившийся в валанжине (окузбулакское время) в западной части Таджикской депрессии, и, принимая многочисленные притоки, главным образом с Северо-Памирского поднятия, образовывал обширную аллювиальную равнину.

С севера она ограничивалась сперва пологой возвышенностью на месте современного Гиссарского хребта, а затем — и значительно более приподнятым Зеравшано-Туркестанским массивом» (стр. 567). Материал отлагался в сильно опресненных солоноватоводных бассейнах.

В конце раннемеловой эпохи (альб) произошло некоторое усиление движений отрицательного знака, о чем свидетельствует появление горизонтов морских отложений. Альбская трансгрессия захватила территорию Таджикской депрессии и часть Южного Тянь-Шаня. Альбское море наступало с запада; трансгрессия была кратковременной; усиление волновых движений отразилось в чередовании морских и красноцветных горизонтов. Раннемеловое осадконакопление происходило, по мнению Л. Б. Рухина, в условиях жаркого засушливого климата.

В самом начале раннего мела усилились нисходящие дви-

жения. Граница области устойчивого поднятия, по-видимому, отступила к северу за пределы Южного Тянь-Шаня, а увеличение степени грубозернистости отложений следует связывать, по мнению С. А. Захарова (1958), с гирляндами островов. Каратегинское поднятие в раннем мелу продолжало существовать, но оно имело, вероятно, островной характер. Так, на большей части современного Каратегинского хребта нижнемеловые отложения отсутствуют, в то время как на окружающих хребет территориях они имеются. Пятнистый характер распространения нижнемеловых образований на большей части Гиссаро-Алая, на наш взгляд, является подтверждением точки зрения С. А. Захарова. В верховьях р. Иляк (в 15 км восточнее Файзабада) в морских глинах альба в большом количестве встречаются мелкие окатанные гальки и песок, что свидетельствует о близости береговой линии. К северу и северо-востоку наблюдается уменьшение мощностей. Эти факты подтверждают мнение о существовании поднятия на месте современного Каратегинского хребта.

Краевые разломы (Гиссаро-Кокшаальский и Илякский) контролировали осадконакопление. «Нижнемеловое море Таджикской депрессии являлось заливом обширного морского бассейна, располагавшегося на площади Туркмении, Малой Азии, юга Европы и Северной Африки. Огражденный с севера и юга Гиссарским и Ханабадским поднятиями, Таджикский залив не распространялся на восток дальше Западного Памира, где среди красноцветных континентальных пород еще встречаются гипсоносные отложения, сходные с лагунными осадками депрессии. Таким образом, область нижнемеловых трансгрессий в пределах Южно-Таджикстанского прогиба была с севера (Южный Тянь-Шань), с востока (Памиро-Дарваз) и с юга (Афганистан) ограничена областями накопления континентальных речных и дельтовых осадков, впоследствии образовавших красноцветные толщи» (Захаров, 1958, стр. 101).

В поздне меловую эпоху усилилось общее опускание всей изучаемой территории. Нисходящими движениями в это время была охвачена значительная часть территории юга Средней Азии. Началась обширная трансгрессия моря. Прогибание Таджикской депрессии и Южно-Тяньшанской платформы было неравномерным. Депрессия, как и в раннем мелу, испытала более интенсивное прогибание, и там накопилась толща морских отложений, мощности которой превышают мощ-

ности разновозрастных образований Гиссаро-Алая в 2—3 раза. Общее опускание не было постоянным и часто сменялось кратковременными восходящими движениями.

Анализ имеющегося материала свидетельствует о том, что значительная часть территории современного Каратегинского хребта не покрывалась позднемеловым морем. На месте современного водораздела рек Иляка и Кафирнигана располагалось поднятие. Западная его граница проходила примерно по Ходжаобигармскому разлому. О существовании поднятия могут говорить следующие факты: полное отсутствие осадочных образований на его территории; наличие прибрежной фауны в сеноманских образованиях в 10 км восточнее

Файзабада (гастроподы *Plesioplocus karabakhensis* Pselincev, *Nerinea asiatica* Djalilov, *Aptyxiela posthuma* Pselincev—опр. М. Р. Джалилова); в разрезах верхнемеловых отложений в большом количестве встречаются мелкие плохоокатанные обломки пород, слагающих Каратегинский хребет.

Таким образом, в начале позднемеловой эпохи на большей части территории наших исследований располагалось мелкое море, в котором отлагались известняки и глины. Отсутствие крупнозернистого терригенного материала свидетельствует о незначительной величине амплитуд поднятий в областях сноса.

В сеноманское время Южно-Тяньшанская платформа и прилегающая к нему часть Таджикской депрессии находились в близких, но не совсем одинаковых условиях. Резкого отличия в мощностях отложений по ту и другую сторону от линии Илякского разлома не наблюдается. Но разрезы имеют некоторые отличия фациального характера. В сеноманских образованиях Гиссаро-Алая гипсы отсутствуют или имеют крайне ограниченное распространение. В разрезах же Таджикской депрессии гипсы более широко распространены. По-видимому, на фоне общего прогибания территория Таджикской депрессии испытывала в определенные моменты кратковременные восходящие движения, приводившие к некоторому обмелению моря и образованию лагун, в которых отлагались гипсы. В конце сеномана или в начале турона началась самая значительная в позднемеловое время трансгрессия. На площади характеризуемого района отлагались однообразные отложения, представленные морскими глинами и известняками с фауной открытого моря.

Значительные мощности туронских отложений (до 400 м) на территории депрессии говорят о большой величине ампли-

туды погружений. В то же время мощности турона в пределах Южно-Тяньшанской платформы почти в два раза меньше, чем в депрессии. Таким образом, если в сеномане нисходящие движения как на платформе, так и в депрессии были примерно одинаковыми по темпам и величине амплитуды, то в туроне они уже носили отчетливый дифференцированный характер. Таджикская депрессия прогибалась намного интенсивнее Гиссаро-Алая.

В сенонское время началась регрессия моря, хотя исследуемая территория, кроме Каратегинского поднятия, в течение всего сенонского века была покрыта морем и служила областью осадконакопления. Для сенонского времени характерны более мелководные фации. В разрезах начинают встречаться лагунные образования, которые, возможно, связаны с рифовыми лагунами. В верхах сенона появляются мощные органогенные известняки, развитые в основном на территории Таджикской депрессии. В сеноне, как и в туроне, депрессия прогибается интенсивнее Гиссаро-Алая.

В конце мела заканчивается поздне меловая трансгрессия, море отступает. На большей части территории депрессии отлагаются лагунные отложения.

Поздний мел в целом характеризуется значительными отрицательными движениями, совпадающими с началом и серединой эпохи (сеноман-сенонское время). В конце эпохи прогибание, видимо, замедлилось, а затем сменилось поднятием. Территория депрессии почти на протяжении всего позднего мела прогибалась интенсивнее Гиссаро-Алая. Основные области сноса располагались на значительном удалении от областей осадконакопления.

По данным С. А. Захарова (1958), суша сохранилась в Центральном Тянь-Шане, Северном Пакистане, крайнем северо-востоке Афганистана и на Южном Памире. Кроме этих основных областей сноса в поздне меловое время имелись относительно небольшие участки суши, которые не покрывались морем и, по-видимому, являлись островами. К подобным сооружениям следует отнести Каратегинское поднятие.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

Палеогеновый период. Кратковременное, но быстрое, поднятие, начавшееся в конце мела, захватило и часть палеоцена (акджарское время). Однако уже во второй половине палеоцена начали преобладать нисходящие движения. Палео-

геновая трансгрессия, как и предыдущие, захватила обширные пространства. Каратегинское поднятие на протяжении всего палеогенового времени продолжает существовать примерно в прежних границах. Для палеогена в целом характерно более интенсивное прогибание Таджикской депрессии, по сравнению с Гиссаро-Алаем.

В бухарское время в мелком открытом море повсеместно стлагались карбонаты и гипсы. Судя по мощностям отложений бухарских слоев, минимальная амплитуда прогибания достигла 150 м.

Максимум палеогеновой трансгрессии наступил в сузакское время. Почти на всей площади депрессии и в близлежащих районах отлагались тонкодисперсные пелитовые отложения с примесью карбонатного материала, давшие зеленые и серые известковистые глины, иногда с тонкими прослоями мергелей небольшой мощности. Отложение сузакских глин происходило, по С. А. Захарову (1958), со значительной скоростью, о чем свидетельствует необычайная толщина раковин устриц. По-видимому, прогибание земной коры в это время было быстрым и равномерным, но крайне непродолжительным. Опускание, вероятно, было общим, так как, несмотря на относительно глубоководный характер отложений, их мощности незначительны, области сноса были расположены далеко и занимали ограниченные площади. В данном случае мы имеем дело с некомпенсированным прогибом.

В алайское время произошло общее обмеление бассейна, о чем свидетельствуют мелководные известняки-ракушечники, иногда переслаивающиеся с мергелями, доломитами (в Гиссаро-Алае), известковистые песчаники, глины, гипсы. Об обмелении моря свидетельствуют лагунные образования. Видимо, многочисленные алайские лагуны то отшнуровывались от морского бассейна, то вновь соединялись с ним. В это время происходил, кроме того, значительный снос обломочного материала, что подтверждается большими мощностями алайских отложений.

Туркестанское время характеризовалось в основном морскими условиями. В конце туркестанского времени поднятие привело к установлению на большей части Гиссаро-Алая континентального режима. Возможно, что здесь осадконакопление и происходило, но мощности были весьма незначительными.

В риштанское время поднятия усилились, хотя в депрес-

сии осадконакопление продолжалось. Море стало заполняться песчаным материалом, мелеть и превращаться в лагуну.

Исфара-ханабадское время характеризуется некоторым опусканием территории. Трансгрессия моря привела к отложению прибрежно-морских известковистых отложений на территории Таджикской депрессии. Отсутствие исфара-ханабадских образований в пределах Гиссаро-Алая может, по видимому, свидетельствовать о продолжающемся там режиме континентального развития.

В конце палеогена (сумсарское время) произошло отступление моря. Поднятие Гиссаро-Алая захватило и прилегающие территории (Предгиссарский прогиб). Общее поднятие привело не только к обмелению бассейна осадконакопления, но и к значительному увеличению количества привносимого терригенного материала. Наличие прослоев гипса свидетельствует о жарком сухом климате, а характер фаунистических остатков и отсутствие прослоев соли — об опресненности бассейнов (Захаров, 1958). В общем, конец палеогена явился временем изменения тектонического режима — начали преобладать восходящие движения и море покинуло восточные районы Средней Азии. Начался новый этап развития — континентальный.



В начале мезозоя (триас и низы юры) в исследуемом районе сохранилась палеогеографическая обстановка конца палеозоя (рис. 6). Южный Тянь-Шань, а возможно и депрессия, испытывали поднятие и являлись областью сноса. В позднеюрское время уменьшилась активность тектонических движений, депрессия покрылась морем. К концу юры бассейн теряет связь с другими морями и превращается в лагуну.

После некоторого затишья в конце юры, в раннемеловое время усилилось прогибание района, причем депрессия опускалась интенсивнее смежного Гиссаро-Алая. Опускание компенсировалось осадконакоплением. В раннем мелу возникает Каратегинское поднятие. Снос материала происходит с северо-востока и частично с севера.

Для позднемелового времени характерны энергичные движения отрицательного знака, на фоне которых отмеча-

лись кратковременные восходящие движения, обусловившие местное обмеление бассейна и образование лагун. Четко фиксируется Каратегинское поднятие, которое сохраняется и в палеогене. В конце мела заканчивается трансгрессия море отступает. Однако в палеоцене вновь начинают преобладать нисходящие движения, что приводит к новой трансгрессии моря. Движения в палеогене отличались контрастностью, темпы прогибания депрессии были намного интенсивнее Гиссаро-Алая. Постепенно амплитуда опусканий уменьшилась, и в конце палеогена изменился знак движений. Поднятия вызвали окончательную регрессию моря и создали основной план современного рельефа.

На протяжении всего охарактеризованного периода активную роль играли краевые разломы — Гиссаро-Кокшаальский и Илякский, отделявшие области с разной скоростью осадконакопления.

Глава V

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Под новейшими тектоническими движениями мы, как и большинство геологов, понимаем такие движения, которые проявились в течение неоген-четвертичного времени и сформировали структурные формы, определяющие основные черты современного рельефа. Природа этих движений весьма сложная. Для объяснения их предложены различные гипотезы (Личков, 1934; Марков, 1960), однако вряд ли причину движения можно сводить к изостатическому или гляциоизостатическому фактору. Н. И. Николаев (1962) справедливо считает, что новейшие движения имеют сложную полигенетическую природу и много компонентов, различно сочетающихся как в пространстве, так и во времени.

В настоящее время существуют разные взгляды почти по всем вопросам новейшей тектоники. В связи со спецификой исследованного района для нас наибольший интерес представляет новейшая тектоническая активизация. В понимании природы новейшей активизации тектонических движений в настоящее время имеется три основных направления. В. В. Белоусов (1964) считает это явление принципиально новой стадией развития Земли, «базальтовой», пришедшей на смену былой «гранитной» стадии. Начавшись в конце палеозоя, продолжаясь в мезозое, эта новая стадия в кайнозое получила наиболее отчетливое выражение. По мнению С. С. Шульца (1964), Тянь-Шань и подобные ему современные высокогорные сооружения представляют собой структурные элементы, равнозначные по рангу таким элементам земной коры, как платформы и геосинклинали. Наконец, Б. А. Петрушевский (1964) считает, что Азиатский горный

пояс относится и современной, формирующейся на наших глазах, геосинклинальной области.

Разделяя точку зрения С. С. Шульца о самостоятельном значении орогенеза как особого тектонического процесса, мы относим Таджикистан к области новейшего горообразования. Если считать, что для геосинклиналей определяющими являются прогибание и соответствующие формации, то юг Средней Азии не может быть отнесен к альпийской (кайнозойской) геосинклинали, как это полагают многие исследователи. В связи с этим отпадает также необходимость в пользовании термином «активизированная платформа» (Захаров и др., 1964).

Горообразование (орогенез), как самостоятельный процесс, не обязательно должно следовать за геосинклинальным развитием. Процессы горообразования имели место не только в кайнозое, но и в мезозое, палеозое и докембрии. Однако есть все основания считать, что темп и амплитуды вертикальных тектонических движений возрастали в процессе развития Земли и усложнения строения ее коры. Иначе говоря, амплитуды горообразовательных движений в мезозое были меньше, чем в кайнозое, а в палеозое меньше, чем в мезозое. Это подтверждается рядом палеонтологических, палеогеографических и палеотектонических фактов (Рейман, 1967).

Постепенное и неуклонное возрастание энергии рельефа Земли во времени, утолщение ее коры и усложнение ее структуры отмечалось Н. И. Николаевым (1955), В. В. Белоусовым (1955), Г. Штилле (1957) и др. По Л. Б. Рухину (1957), усиление контрастности рельефа Земли — одна из основных причин смены групп организмов. В настоящее время многие исследователи считают, что амплитуды поднятий и опусканий в ходе геологической истории непрерывно возрастали, о чем свидетельствует увеличение мощностей отложений за равные промежутки времени (рис. 7).

Большой интерес представляют данные по изучению мощности конгломератов за отдельные периоды от протерозоя до настоящего времени. В. М. Рейман (1967), проанализировав доступный материал, пришел к выводу о возрастании мощностей конгломератов от позднего протерозоя к четвертичному периоду в геосинклинальных разрезах, представленных непрерывной толщей. Особенно резкое увеличение мощностей характерно для отложений кайнозойской эры. Мощ-

ность конгломератов верхнего протерозоя обычно не превышает нескольких десятков метров, в геосинклинальных отложениях палеозоя достигает нескольких сотен метров (400—500 м в Тянь-Шане) и до 1000 м и более в нижнем мезозое. Мощность сплошных конгломератов неогеновых отложений Дарваза 3500—4000 м, а толщи плиоцен-четвертичных конгломератов по окраинам Таджикской депрессии достигают 7000 м. Данные мощности в целом соизмеримы с амплитудой вертикальных поднятий в этих районах за тот же промежуток времени.

Мы упоминаем о резких изменениях лика Земли в связи с тем, что с усилением темпов тектонических процессов неизбежно связано возрастание интенсивности сейсмических процессов. К сказанному можно добавить, что Средняя и Центральная Азия обладают высокой сейсмической активностью как области, характеризующиеся наибольшими амплитудами новейших тектонических движений из всех современных областей горообразования.

На примере исследованного нами небольшого участка орогена можно наблюдать много черт, свойственных областям горообразования. Здесь выделяются участки с разным характером проявлений неотектонических движений в верхних структурных этажах. Четко фиксируется прерывистый характер движений и изменение их скоростей; выделяются участки с разной контрастностью и направленностью движений и т. д.

ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Прежде чем перейти к рассмотрению истории и характера новейших тектонических движений, необходимо кратко охарактеризовать основные формы современного рельефа рассматриваемой территории. Рельеф, как известно, является результатом взаимодействия экзо- и эндогенных процессов. Тектонические движения и процессы денудации и аккумуляции являются основными рельефообразующими факторами. Их взаимодействием объясняются все разнообразные типы современного рельефа. Не разбирая всех случаев соотношений тектонических, денудационных и аккумулятивных процессов, отметим, что в новейший этап геологического развития территории Таджикистана тектонический фактор является основным. В этом случае положительная слагающая

колебательных движений земной коры, приобретая направленный характер, преобладает над процессами денудации, и последние не успевают выравнять создаваемые тектоникой на поверхности земли неровности. В результате образуются выраженные в рельефе орографические элементы — горы. Такое соотношение, по мнению С. С. Шульца (1943), характеризует орогенические области. Условно это выражается в формуле $+ \Sigma \pm T > D + A$, где Σ — сумма; $\pm T$ — колебательные тектонические движения; D — процессы денудации; A — процессы аккумуляции.

В основу геоморфологического районирования нами положен морфоструктурный принцип. С этой точки зрения в пределах Средней Азии могут быть выделены: страна, провинции, области, районы (Марков, 1948; Шульц, 1948; Лоскутов, 1962 и др.). Наиболее крупные единицы — страны, — видимо, совпадают с тектоническими структурами первого порядка — геосинклиналями, платформами, орогеническими областями. К геоморфологической стране может быть отнесена горная Средняя Азия, являющаяся орогеном (Шульц, 1964). Горная Средняя Азия в зависимости от дифференциации ее на структурные формы второго порядка (мегаantikлинали и мегасинклинали) подразделяется на две провинции — собственно горы и впадины-равнины. Таджикская и Ферганская депрессии могут быть отнесены к впадинам. Провинция собственно гор Средней Азии подразделяется на ряд областей, выделяемых по региональному признаку, из которых лишь часть Южно-Тяньшанской области попадает в пределы района наших исследований.

В зависимости от проявлений новейших тектонических движений, определяющих различия в облике современного рельефа, в пределах каждой области могут быть выделены геоморфологические районы. Такой подход к геоморфологическому районированию, несмотря на совмещение регионального и типологического принципов, позволяет получить наиболее полное представление о рельефе крупных участков земной поверхности и о его эндо- и экзогенных факторах образования.

Основной чертой геоморфологического строения Таджикистана является широкое развитие древних террасовидных поверхностей, создающих ярусность в рельефе. Под «ярусом рельефа» понимается часть склона в комплексе с террасовидной поверхностью эрозионно-денудационного происхож-

дения, часто с наложенной на нее аккумуляцией того же этапа (Личков, 1945; Марков, 1948; Чедия, 1963 и др.). Из-за вписывания ярусов друг в друга как разновозрастных долин Ю. А. Скворцов (1941) ввел для горных областей понятие «террасовые долины». Ярусность рельефа по форланду горной страны, видимо, и послужила поводом для выделения В. Пенком «предгорных лестниц».

Изучение ярусности рельефа производится на основании картирования. Методика анализа рельефа горных областей на примере Гиссаро-Алая и смежных территорий разработана Н. П. Костенко (1953, 1957, 1958а, 1961а, б, 1963, 1966, 1970 и др.) и О. К. Чедия (1963). Сущность методики заключается в построении серии совмещенных геолого-геоморфологических профилей, расположенных вкрест и по простирацию основных орографических поднятий. Линии профилей не прямолинейны, так как повторяют изгибы водоразделов отрогов главных хребтов в плане. Это дает возможность на профиле подсекать не случайные склоны, а главные их переделы, образованные сочленением склона с террасовой поверхностью (днищами древней долины).

Опыт показал, что ярусность рельефа четко наблюдается на геоморфологических профилях, вертикальный масштаб которых в пять раз крупнее масштаба горизонтального, т. е. при горизонтальном масштабе 1:100000 вертикальный должен равняться 1:20000. Горизонтальное расчленение рельефа изучается на основании планового сопоставления элементов древних долин, выделяющихся на геолого-геоморфологических профилях. Для анализа рельефа горных стран, на наш взгляд, методика Н. П. Костенко является наиболее совершенной. Как показал опыт, эта методика вполне применима и при выполнении крупномасштабных работ (1:200000, 1:100000).

В ходе анализа на основании корреляции денудационных и аккумулятивных форм решается вопрос о возрасте яруса в целом. Затем устанавливаются тектонические деформации, которые претерпела террасовидная поверхность яруса после выхода ее из сферы формирования. Определив первоначальный план строения поверхности, последовательность расположения и гипсометрический уровень отдельных участков, можно выяснить общие и местные деформации и дать им количественную оценку.

Как было показано ранее, рассматриваемая территория

является областью сочленения структур Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии, претерпевших сложную и совершенно различную в отдельных своих частях историю развития в течение палеозоя, мезозоя и палеогена.

В результате проявления новейших движений изученная территория была расчленена на: сводово-глыбовое поднятие Гиссаро-Алая, Предгиссарскую впадину и Таджикскую депрессию. Они различаются историей развития и строением рельефа.

Гиссаро-Алай. Гиссаро-Алайская горная область представлена в интересующем нас районе западной частью Каратегинского хребта и частью южного склона Гиссарского хребта. Эта территория характеризуется скалистым глубоко расчлененным рельефом, выработанным главным образом на «жестких» породах палеозойского интрузивного комплекса. Одним из важнейших элементов рельефа Тянь-Шаня является древняя денудационная поверхность (пенеплен), к настоящему времени достаточно хорошо изученная (Марков, 1948; Шульц, 1948; Синицын, 1960 и др.). Время формирования этого элемента рельефа в рассматриваемой части Южного Тянь-Шаня предраннемеловое. Эта древняя поверхность до начала новейшего этапа была единой и существенно не деформировалась. Следовательно, деформации этого геоморфологического уровня в общем отражают характер новейших движений.

В изученной части Гиссаро-Алая четко выделяются семь разновозрастных террасовидных поверхностей, которые образуют три яруса рельефа: верхний, средний и нижний. Сохранившиеся в настоящее время фрагменты древних террасовидных поверхностей хорошо выделяются на геолого-геоморфологических профилях (рис. 9). На основании детального анализа вертикального расчленения составлена карта ярусности рельефа (рис. 8).

Наиболее древним ярусом рельефа является верхний, олигоцен-раннемиоценовый, располагающийся в водораздельных частях хребтов на абсолютных высотах до 4000 м. Рельеф верхнего яруса коррелируется с олигоцен-нижнемиоценовыми отложениями (больджуанская свита), выполняющими смежные области прогибания (Костенко, 1970; Лоскутов, 1962; Чедия, 1971 и др.). Мелкообломочный характер больджуанской свиты (Босов, 1972) и общая выравненность верхнего яруса рельефа свидетельствуют о незначительных

превышениях областей сноса над областями седиментации. Поверхность верхнего яруса деформирована, разбита на блоки разрывами преимущественно северо-запад — юго-восточного простирания, наклонена и находится на различных гипсометрических уровнях (рис. 8, 9, профиль 3, 10, 12, 13, 33). В настоящее время останцы древнего яруса, сохранившиеся на поверхности наиболее высокоподнятых блоков, представляют собой выравненные участки с остатками относительно спокойного холмистого рельефа. Холмы, как правило, сложены мезозойско-кайнозойскими образованиями платформенного типа. Гипсометрически ниже располагаются крутые эрозионные склоны, глубоко врезанные в относительно плоскую поверхность верхнего яруса и несущие остатки региональных террас (см. рис. 8, 9). Этот рельеф отнесен ко второму (среднему) ярусу. Среднемиоцен-раннечетвертичный возраст среднего яруса устанавливается на основании корреляции последнего с аккумулятивными образованиями (Лоскутов, 1962; Чедия, 1963, 1971). Средний ярус условно расчленяется на два подъяруса. Верхний подъярус рельефа коррелируется со среднемиоцен-нижнеплиоценовыми молассами Таджикской депрессии, а нижний — с верхнеплиоцен-нижнечетвертичными отложениями. Генетически это фрагменты древних речных долин (Личков, 1945), которые в процессе развития не сохранились повсеместно. Глубина эрозионного расчленения в пределах среднего яруса измеряется 200—400 м для верхнего подъяруса и 400—700 м — для верхнеплиоцен-нижнечетвертичной части.

Снизу остатки днищ раннечетвертичных долин ограничены крутыми эрозионными склонами с редкими остатками террас нижнего яруса рельефа, разделяющегося также на два подъяруса. Верхний из них коррелируется с илякским, а нижний — с душанбинским и амударьинским комплексами отложений. Максимальная амплитуда эрозионного врезания за среднечетвертичный-голоценовый период достигает 1200 (долины Кафирнигана и Сорбо) — 1400 м (долина Вахша), из которых на долю нижнего подъяруса приходится 100—300 м. Элементы аккумулятивного рельефа имеют ограниченное распространение и выражены в основном поверхностями и формами аллювиальной и пролювиальной аккумуляций, приуроченными к нижнему подъярусу нижнего яруса. По анализу разновозрастных элементов эрозионного рельефа характеризуемой части Южного Тянь-Шаня мож-

не судить об унаследованном развитии речной сети (Кафирниган, Сорбо, Сардаи-Миена) с начала неогена вплоть до наших дней.

Предгиссарская впадина. На территории Предгиссарской впадины, в отличие от Гиссаро-Алая, подавляющим большинством пользуются элементы аккумулятивного рельефа. Наиболее полно аккумулятивные формы представлены в частных расширениях Предгиссарской впадины, таких как Файзабадская. Здесь рельефообразующее значение имеют главным образом лессовидные образования ниже- и среднечетвертичного возраста, которые дробно, но неглубоко расчленены и образуют типичный «адырный» рельеф. Адыры слагают поднятые предгорные части впадины в основном вдоль Каратегинского хребта.

Анализ рельефа показывает наличие нескольких аккумулятивных уровней. Остатки наиболее древней поверхности, относящейся по времени формирования к позднему плиоцену-раннему кварталу, известны лишь в наиболее приподнятых частях Предгиссарской впадины (см. рис. 8, 9, профиль 1, II). Такими участками являются северо-восточные углы Карабулакского и Файзабадского блоков. Ниже располагаются три ступени, характеризующие среднечетвертичное время. По времени образования ступени соответствуют началу, середине и концу илякского времени, так как выработаны на отложениях соответствующего возраста, вложенных друг в друга (см. рис. 9, профиль 1, II). Этот рельеф относится к верхнему подъярису нижнего яруса (см. рис. 8). Илякские поверхности несколько задираются вверх по долине, кроме того, в силу неравномерных движений отдельных блоков Предгиссарского прогиба абсолютные высоты одно-возрастных уровней непостоянны (рис. 10).

В местах развития лессовидных отложений широко распространены овраги глубиной до 30 м. Большим развитием пользуются оползневые формы рельефа. Оползни имеют самую разнообразную конфигурацию в плане, но преобладает полукруглая форма. Кроме лессовидных отложений, являющихся основным рельефообразующим материалом на большей части Предгиссарской впадины, имеются отдельные участки, где рельеф выработан на аллювиальных галечниках. Таким участком является район пос. Обигарм. Аккумулятивные поверхности выработаны на средне- и верхнеилякских и душанбинских галечниках. Молодые аллювиальные

террасы вложены в более древние (см. рис. 9, профиль 35). Среднечетвертичные террасы сложены хорошо окатанными галечниками, состоящими из обломков палеозойских пород. Аллювиальный материал залегает на палеозойских гранитоидах и иногда на лессовидных отложениях кулябского комплекса.

Рассматриваемую часть территории Предгиссарской впадины дренируют две реки — Иляк и Обигарм, которые текут в противоположных направлениях, первая — на юго-запад, вторая — на северо-восток. Обе реки берут начало в районе пос. Мускинабад. Водоразделом служит небольшое поднятие, которое прослеживается поперек долины и совпадает по пространственному положению с высокоподнятым блоком Каратегинского хребта — Дашти-Рабатским. Долина р. Иляк имеет пологий продольный профиль, несколько «задирающийся» в верховьях (см. рис. 10). Характерной чертой ее является асимметричность: южный борт долины более крутой, так как северные части блоков Предгиссарского прогиба оказались вовлеченными в поднятие и река все время смещалась к югу. Другая характерная черта Илякской долины — наличие ряда расширений и сужений («перемычек»), что было отмечено Н. П. Костенко. Сужения вызваны четвертичными поднятиями блоков Предгиссарского прогиба и, по классификации Н. П. Костенко (1960), относятся к типу тектонических перемычек. Таких перемычек в характеризуемой части долины две — западно-файзабадская и восточно-файзабадская. Первая совпадает с юго-западным окончанием Дуовинского разлома (см. рис. 2), вторая — с юго-западной частью Субулакского блока, который с позднеилякского времени испытывает поднятие с большей скоростью, чем Файзабадский блок (см. рис. 8, 9, профиль 11, 15 и 16), о чем свидетельствуют разновозрастные террасовидные поверхности, находящиеся в пределах первого блока на более высоком гипсометрическом уровне. Кстати, кругая часть профиля р. Иляк совпадает именно с участком Субулакского блока (см. рис. 10). Названные перемычки разделяют относительно расширенные участки долины.

Нижний подъярус рассматриваемого яруса характеризуется наличием вложенных аккумулятивных форм в виде террас душанбинского возраста, пролювиальных конусов выноса и днищ современных водотоков. Наиболее полно аккумулятивные формы нижнего подъяруса наблюдаются в

частных расширениях. Здесь развиты как душанбинские и амударьинские аллювиальные террасы, так и мощные конусы выноса, широкая пойма, заполненная валунно-галечниковым материалом.

Позднечетвертичные-современные, террасы рассмотрим на примере участка долины р. Иляк между кишлаками Субулак и Калайдашт. Здесь четко выделяются три террасы. Их поверхности слабо ($2-4^\circ$) наклонены в сторону реки. Высоты бровок террас от уреза воды соответственно равны 1, 10 и 30 м. Ширина первой и второй террас достигает 30 м, третьей, наиболее развитой, — 1—1,5 км. Вторая и третья террасы по возрасту верхнечетвертичные (душанбинские), а первая — современная.

Для долины р. Обигарм характерен более крутой продольный профиль (см. рис. 10) и наличие суженных и расширенных участков. Река в верховьях (здесь она называется Оби-Даштирабат) образует широкую долину с молодыми террасами, русло располагается примерно в ее средней части. Расширение вниз по течению постепенно сужается, а затем переходит в узкую каньонообразную долину. Щелевидный поперечный профиль реки наблюдается от сел. Сарой до западных окраин пос. Обигарм. Участок поселка Обигарм несколько расширен и здесь можно наблюдать три террасы, которые развиты на левом борту долины. Пойма имеет ширину до 25—30 м и высоту 0,5—0,75 м. Первая надпойменная терраса имеет высоту 4,5 м и различное строение по правому и левому бортам. На правом борту сохранились фрагменты эрозионной террасы, выработанной на илякских отложениях, на левом же борту этой эрозионной террасе соответствует аккумулятивная. Мощность аллювия достигает 1,5 м. Вторая терраса возвышается над урезом воды на 14 м и имеет 30-метровую ширину. Мощность аллювия 5 м. Поверхность террасы слабо ($2-4^\circ$) наклонена к реке. Третья терраса имеет высоту 26 м относительно уреза воды у уступа и 35—40 м у тылового шва. Ширина площадки до 60 м. Угол наклона поверхности $10-12^\circ$. Цоколем всех террас служат среднечетвертичные отложения.

Ниже Обигармского расширения строение долины резко изменяется, она превращается в узкое, глубокое каньонообразное ущелье, прослеживающееся до устья реки. Фрагменты террас здесь почти не сохранились. Долины притоков подвешены и имеют очень крутые уклоны тальвегов. В их усть-

ях часто наблюдаются водопады. Устье р. Обигарм широкое с хорошо развитыми аллювиальными террасами, сопрягающимися с террасами Вахша. В устьевой части развиты аккумулятивные террасы 5 и 10-метровой высоты.

Таджикская депрессия. Таджикская депрессия относится к провинции межгорных впадин Средней Азии. Временем начала формирования основных форм рельефа является вероятнее всего олигоценное. С этого времени территория единого мезозойско-палеогенового прогиба начала дифференцироваться на ряд частных прогибов и поднятий. Основные хребты-антиклинали Таджикской депрессии также начали вырисовываться в конце олигоцена. С наступлением континентального режима во впадинах депрессии начинается накопление кластического материала, сносимого с поднятий Южного Тянь-Шаня и Памиро-Дарваза. Районы аккумуляции в силу прогрессирующего разрастания поднятий в течение новейшего времени испытали постепенное сокращение.

К особенностям, присущим лишь Таджикской депрессии, следует отнести наличие соляно-купольных структур, низкоргорность (на большей части) и структурность рельефа, аридность климата и отсутствие не только современного, но и следов древнего оледенения, широкое развитие лессов и др.

В пределах Таджикской депрессии наиболее развиты формы аккумулятивного рельефа. В соответствии с местной стратиграфической схемой они подразделены на четыре региональных террасовых комплекса. Из-за прогибания частных впадин в четвертичное время все древние отложения оказались погребенными под более молодыми. По периферии депрессии и в пределах ее частных поднятий эти образования располагаются по склонам долин в виде аккумулятивных (низкие), нередко — эрозионных и эрозионно-аккумулятивных (средние, высокие) террас, последовательно вложенных друг в друга.

Исследованная нами территория Таджикской депрессии относится к ее периферийной части и характеризуется наличием как денудационных, так и аккумулятивных форм рельефа. Денудационный рельеф приурочен, как правило, к водораздельным частям хребтов, аккумулятивный — к склонам и подножиям. Ввиду того, что орографические единицы Таджикской депрессии ограничены разломами и формирование их происходило при разных скоростях поднятий и не

одновременно, рассмотрим основные черты рельефа каждого хребта (в характеризуемой части депрессии) в отдельности.

Хребет Сурхку вытянут с юго-запада на северо-восток и является одним из сооружений северной части Таджикской депрессии. Нами исследовался почти весь хребет, за исключением его юго-западной части. В геоморфологическом отношении юго-восточный и северо-западный склоны хребта различны. Характерной чертой строения северо-западного склона является наличие террасовидных поверхностей (см. рис. 8, 9, профиль 14, 15, 17, 18, 20, 22, 25, 31, 32). Юго-восточный склон характеризуется отсутствием отмеченных элементов рельефа. Здесь вдоль Ионахшского разлома сближены структуры двух интенсивно растущих хребтов — Сурхку и Джангоу. На основании сопоставления сохранившихся фрагментов террасовидных поверхностей хребтов Сурхку и Джангоу можно убедиться, что врезы от водоразделов до понижения в зоне разлома в основном соответствуют позднеплиоцен-раннечетвертичному и раннеилякскому времени (см. рис. 8).

Ярусность рельефа северо-западного склона хр. Сурхку, обусловленная наличием террасовидных поверхностей, отличается от ярусности Гиссаро-Алая отсутствием верхнего (олигоцен-раннемиоценового) яруса. Наиболее древним ярусом рельефа на хр. Сурхку является средний. Верхний подъярус (среднемиоцен-раннеплиоценовый) среднего яруса имеет на хр. Сурхку ограниченное распространение и сохранился в виде небольших фрагментов на водоразделе центральной части хребта (см. рис. 8, рис. 9, профиль 20, 22, 25, 32). Эти поверхности выработаны в меловых и палеогеновых отложениях и располагаются на абсолютных высотах 2600—2900 м. Несколько ниже по склону на абсолютных высотах 2200—2400 м сохранились редкие остатки поверхностей, широких днищ долин позднеплиоцен-раннечетвертичного возраста (см. рис. 8, рис. 9, профиль 14, 15, 17, 18, 20, 22, 25, 31, 32).

В среднечетвертичное (илякское) время сформировались три региональные аккумулятивные террасы. Поверхности их, как правило, выработаны на лессовидных породах. Наиболее хорошо сохранилась верхняя, раннеилякская (Q^1_2), терраса (см. рис. 8, рис. 9, профиль 14, 15, 17, 18, 20, 22, 25). Абсолютные высоты поверхности террасы от 2000 до 2200 м.

Среднеилякская (Q^2_2) и позднеилякская (Q^3_2) сохранились несколько хуже. В районе водораздела рек Иляк и Обигарм террасы, особенно позднеилякская, выработаны плохо. Кстати, поверхности всех террас имеют наибольшие гипсометрические отметки в районе вышеуказанного водораздела. Верхнечетвертичные и современные террасы, развитые вдоль северо-западных подножий хр. Сурхку, нами уже охарактеризованы при рассмотрении Предгиссарской впадины.

Хребет Джангоу расположен юго-восточнее хр. Сурхку и вытянут в том же направлении. Небольшое понижение в рельефе, позволяющее различить хребты Сурхку и Джангоу, совпадает с линией Ионахшского разлома (см. рис. 8). Понижение в рельефе, как показывает анализ геоморфологического строения, образовалось в позднеплиоцен-раннечетвертичное и частично в раннеилякское время. Это понижение обязано своим происхождением не только ослабленной зоне Ионахшского разлома. Видимо, на начальных стадиях формирования хребтов Сурхку и Джангоу между ними существовал водоток. В результате поднятия хребтов водоток изменил свое русло, и между хребтами образовались озера. На такую мысль наводит следующее. В окрестностях селений Гашион, Наботы, Сафедсанглок, Сиагули, Сафисанг, Ашкарак и Сафед-Дара имеется ряд плоских корытообразных понижений, вытянутых цепочкой вдоль зоны Ионахшского разлома. Каждое из них имеет площадь от 1 до 1,5 км². В одной из таких котловин, близ сел. Сиагули, был задан шурф глубиной 2,2 м (Рейман и др., 1961). В разрезе, вскрытом шурфом, встречены два прослоя зеленоватых глин, имеющих явно озерное происхождение. Характерно, что эти котловины располагаются в верховьях ручьев, прорезающих хр. Джангоу поперек, котловины часто заболочены. Есть основание полагать, что на месте этих котловин располагались небольшие озера, в которые стекали ручьи с окружающих высот. Во время усилившихся поднятий хребта склоны озер были прорезаны ручьями, впадавшими в Вахш, путем регрессивной («пятящейся») эрозии.

Юго-восточный склон хр. Джангоу характеризуется крутым поперечным профилем. Остатки террасовидных поверхностей сохранились в основном в водораздельной части.

Четко выделяются на профилях (см. рис. 9, профиль 15, 18, 25, 32) позднеплиоцен-раннечетвертичные и раннеилякские поверхности, которые располагаются соответственно на высотах 2200—2400 и 1900—2100 м. Ниже следует крутой врез с редкими остатками эрозионных террас илякского возраста.

Непосредственно в долине Вахша, примерно, в 150—200 м выше уреза воды, развиты аккумулятивные террасы душанбинского возраста. Цоколем террас служат меловые породы хр. Джангоу, аллювий состоит из хорошо окатанной гальки палеозойских и мезозойско-кайнозойских образований. Эрозионный врез позднечетвертичного-современного этапа достигает 200 м.

Хребет Вахшский в районе исследований представлен лишь частью северо-западного склона. В водораздельной части хребта из-за большого количества саев, изрезавших его, позднеплиоцен-раннечетвертичные поверхности сохранились плохо. Северо-западный склон Вахшского хребта выражен в рельефе в виде резкого обрыва, образовавшегося в результате быстрого (в геологическом смысле) поднятия хребта на протяжении среднечетвертичного времени. Фрагменты среднечетвертичных террасовидных поверхностей совершенно отсутствуют (см. рис. 8). Среднечетвертичный врез достигает 1500—1700 м (см. рис. 9, профиль 19, 21, 23, 26). В нижней части склона имеются редкие остатки аллювиальных и эрозионных террас душанбинского возраста. Долина Вахша узкая, каньонообразная, лишь выше устья Обигарма она несколько расширяется. Здесь широко развиты аллювиальные позднечетвертичные террасы и мощные конуса выноса.

Хребет Тианский — небольшая орографическая структура, протягивающаяся вдоль южного борта долины р. Иляк от меридиана пос. Файзабад на запад примерно на 20 км. Геолого-геоморфологический анализ свидетельствует о молодом среднечетвертичном возрасте хребта. Основные подвижки, в результате которых хребет нашел свое выражение в рельефе, произошли в среднеилякское-современное время (см. рис. 9, профиль 7, 8, 9). Водораздельная часть хребта сложена нижеилякскими лессовидными образованиями. Раннеилякская аккумулятивная поверхность расположена на абсолютных отметках 1700—1800 м. Ниже следует среднеилякский четырехсотметровый врез, у подножия развита верхнеилякская терраса. Верхнечетвертичные и сов-

ременные образования заполняют в основном непосредственно долину р. Иляк и располагаются на территории Предгиссарской впадины. Цоколем пойменных лессов, на которых выработаны террасовидные площадки, служат меловые образования. Южные склоны Тяньского хребта нами не исследовались.

На изученной территории Таджикской депрессии весьма ограниченное распространение имеет карстовый рельеф, который, как правило, связан с выходами соляно-гипсовых толщ верхней юры и частично с верхнемеловыми известняками. Наиболее значительный выход верхнеюрских образований известен на северо-восточном окончании хр. Сурхку, у кишлака Пассы-Мурахо. Гипсы и соли прослеживаются на расстоянии двух километров по небольшому саю, впадающему в Вахш. На поверхности верхнеюрских отложений развиты карстовые воронки. Выходы гипсов и соли известны и в других местах характеризуемого района, но их рельефообразующая роль весьма незначительна. Карстовый рельеф приурочен к ослабленным зонам новейших разрывных нарушений и генетически связан с глубинной эрозией рек. Основные движения, приведшие к вскрытию верхнеюрских соляно-гипсовых образований, произошли в среднечетвертичное время. Известковый карст также обязан своим происхождением вертикальным тектоническим движениям новейшего этапа, в результате которых верхнемеловые известняки, оказавшись выше основных базисов эрозии, стали разрушаться просачивающимися водами, что привело к образованию пустот и воронок. В зависимости от литологических особенностей пород, на которых формируется рельеф, во врезках разновозрастных долин можно наблюдать самые разнообразные его формы, описанные ранее А. Р. Бурачком (1934а).

ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Палеогеновая трансгрессия, достигнув своего максимума в эоцене, начала постепенно затухать. Территория Гиссаро-Алая, унаследовав движения более ранних эпох, стала подниматься с несколько большей скоростью, чем соседние с ней участки Предгиссарского прогиба и Таджикской депрессии. Отсутствие на большей части территории Гиссаро-Алая (в рассматриваемых пределах) отложений моложе туркестан-

ского возраста может, на наш взгляд, свидетельствовать об установлении здесь с этого времени континентального режима. Исключение составляет, пожалуй, только Саятский блок, где осадконакопление происходило до рихтанского времени включительно. Имевшиеся до туркестанского времени участки суши были незначительными и, возможно, носили островной характер. Таким образом, в олигоцене в Гиссаро-Алае уже происходило формирование первых элементов равнинного рельефа кайнозойской суши (Чедия, 1971; Костенко, 1966).

На территории Гиссарской долины осадконакопление продолжалось до сумсарского века. С этого времени здесь начинается орогенический этап развития. В неогене и квартере отлагаются континентальные образования.

Пределы Таджикской депрессии море покидает в конце олигоцена (сумсар-шурьсайское время), хотя не исключено, что некоторые хребты-антиклинали намечались в рельефе несколько раньше.

В целом в конце олигоцена на обширной территории востока Средней Азии в результате интенсивных восходящих тектонических движений устанавливается геократический режим. Ниже мы попытаемся восстановить главные моменты новейшей истории формирования основных структурных элементов интересующего нас района по отдельным этапам.

Олигоцен—ранний миоцен. В олигоцен—раннемиоценовый этап на территории всего района наших исследований, за исключением западной части Предгиссарского прогиба, происходило формирование эрозионно-денудационного рельефа. В общем, каждому эрозионно-денудационному ярусу в горах соответствует определенный аккумулятивный комплекс в зоне седиментации. Так, на исследованной нами территории верхнему ярусу рельефа отвечает молассоидная песчаноглинистая красноцветная толща верхнего олигоцена — нижнего миоцена (больджуанская свита), развитая во впадинах Таджикской депрессии и в западной части Предгиссарского прогиба. Континентальный этап развития начался неодновременно, поэтому удобнее рассмотреть развитие каждой зоны, выделяемой в новейшей структуре, отдельно.

Гиссаро-Алай раньше других участков характеризуемого района стал испытывать восходящие тектонические движения. Геолого-геоморфологический анализ сохранившихся фрагментов олигоцен-раннемиоценовой поверхности

свидетельствует о наличии плоскостной денудации, имевшей место в самом начале орогенического этапа развития. О масштабах этой денудации можно судить на основании изучения взаимоотношений предраннемелового пенеппена и олигоцен-раннемиоценовой поверхности выравнивания. Последняя в одних участках блоков Гиссаро-Алая совпадает с более древней (откопанный пенеппен), в других — выработана на рыхлых отложениях платформенного чехла, а кое-где срезает предраннемеловой пенеппен (см. рис. 9, профиль 3, 4, 5, 10, 12, 13, 33). Зная мощности платформенных отложений, нетрудно вычислить среднюю величину глубины плоскостной денудации. По данным Н. П. Костенко (1966), плоскостная денудация в водораздельных частях хребтов Гиссаро-Алая достигает в среднем 150—200 м в центральных и до 150 м в окраинных зонах. В рассматриваемой нами части Гиссаро-Алая масштабы плоскостной денудации были, видимо, несколько больше средней величины, характеризующей окраинные зоны. Это подтверждается следующим. Суммарная мощность платформенных отложений ($C_{g1} + P_{g2tr}$) достигает в северо-западной части Джуриязского блока порядка 800 м. В настоящее время полный разрез наблюдается крайне редко в наиболее опущенных частях блоков. В большинстве же случаев сохранились либо отдельные «пятна» маломощных (до 400 м) отложений платформенного чехла, либо откопанная предраннемеловая поверхность (см. рис. 9). Учитывая, что полный разрез достигал 800 м, который кое-где сохранился, а кое-где представлен не полностью, а то и вовсе отсутствует, мы считаем, что величина плоскостной денудации за время эоцен (после отложения туркестанских слоев) — ранний миоцен в среднем составила 400 м. Ввиду того что вертикальные движения в начальных стадиях формирования орогена были незначительными, о чем свидетельствуют маломощные тонкозернистые отложения риштан-сумсарских слоев в Таджикской депрессии, в олигоцен-раннемиоценовое время величина плоскостной денудации в среднем достигает 300 м. Таким образом, поправка на рельеф, существовавший в пределах Гиссаро-Алая до начала основных орогенических движений, оценивается величиной порядка 100 м.

Вопрос о величине плоскостной денудации в олигоцен-раннемиоценовое время имеет важное значение, так как при вычислении суммарных тектонических движений за весь новейший этап за основу — репер — мы взяли подошву больджуанских слоев ($Pg_3-N^1_1$). Кровля больджуанских отложений коррелирует с верхнему ярусу рельефа, сохранившемуся в Тянь-Шане, а подошва — воображаемой поверхности, расположенной примерно на 300 м выше олигоцен-раннемиоценовой эрозионной поверхности. Таким образом, анализ закономерностей пространственного положения фрагментов олигоцен-раннемиоценовой поверхности позволяет восстановить характер новейших тектонических движений.

При изучении верхнего яруса современного рельефа и восстановлении характера и амплитуд тектонических движений за весь новейший этап нами учитывалось также положение и дораннемиоценового пенепплена (см. рис. 9, разрез 4, 5, профиль 3, 10, 12, 33). Деформация пенепплена отражена на карте новейшей тектоники (рис. 11). Изучение гипсометрического положения олигоцен-раннемиоценовой поверхности с внесением поправок на доновейший рельеф и плоскостную денудацию позволяет определить суммарные амплитуды движений за новейший этап в целом. Необходимо отметить, что уже в самом начале новейшего этапа территория Южного Тянь-Шаня была дифференцирована на ряд блоков, испытавших поднятие с разной скоростью. В тех блоках, где скорость вертикальных движений превосходила темпы денудации, сохранились остатки олигоцен-раннемиоценовой поверхности, там же, где господствовал режим, весьма близкий к динамическому равновесию, эта поверхность не сохранилась. Об отставании тектонических процессов от денудационных не может быть и речи, так как на характеризуемой территории Гиссаро-Алая аккумуляции в то время не происходило.

Анализ вертикального и горизонтального расчленения рельефа (см. рис. 8 и 9) позволяет в настоящее время говорить о темпах новейших тектонических движений по отдельным этапам. О величине поднятий какого-либо блока земной коры в первом приближении можно судить по глубине эрозионного вреза от поверхности той или другой террасы до цоколя следующей более низкой террасы. Однако нельзя упрощенно принимать глубину эрозионного вреза за истинные амплитуды восходящих движений, но глубина эрозионно-

го вреза в определенных пределах — до превышения критических значений — будет прямо пропорциональной скорости воздымания (Агаханянц, и др., 1964; Костенко, 1966). Это

соотношение выражается формулой $\frac{T}{H} = \frac{t}{h}$ или $t = T \frac{h}{H}$,

где t — амплитуда поднятий за искомый отрезок времени; T — суммарная амплитуда поднятий за весь новейший этап, получаемая эмпирически из многочисленных продольных и поперечных геоморфологических профилей путем анализа современного положения олигоцен-раннемиоценовой поверхности; h — величина эрозионного вреза за искомый отрезок времени, также выражается на профилях; H — суммарная величина вреза за весь новейший этап.

По формуле мы вычислили амплитуды поднятий за каждый этап новейшего времени. Так как Гиссаро-Алай в настоящее время разбит на ряд блоков, испытавших за новейшее время неравномерное поднятие, мы, используя геоморфологические профили и врезы рек Сорбо и Кафирниган, вычислили амплитуды поднятий для каждого блока (таблица).

Необходимо заметить, что величина плоскостной денудации за олигоцен-раннемиоценовый этап в тех блоках, где поверхность данного возраста сохранилась, принята, как отмечалось выше, равной 300 м, там же, где существовал режим динамического равновесия, величина денудации, по видимому, достигала меньших значений — от 100 до 200 м. Данные о вертикальных поднятиях блоков Гиссаро-Алая характеризуют осевую часть Каратегинского хребта. Среднее поднятие блоков в олигоцен-раннемиоценовое время равнялось примерно 400—450 м. Незначительные вертикальные движения в это время испытали Саятский, Мульбель-Дуовинский и частично Лугурский блоки. Данные по Саятскому блоку в таблице не приведены, так как они примерно такие же, как и для Мульбель-Дуовинского блока.

Предгиссарский прогиб в олигоцен-раннемиоценовое время не был вовлечен в столь интенсивное, как Гиссаро-Алай, поднятие (имеется в виду часть прогиба, совпадающая с Гиссарской долиной). И хотя здесь уже с сумсарского времени осадконакопления не происходило, темпы вздыманий были весьма незначительными, а в частях прогиба, расположенных к западу, происходило отложение молассоидных образований. О незначительном поднятии характе-

Таблица

Средние величины поднятий (t) и эрозионного расчленения (h) блоков по этапам

Каратегинский хребет: Блок	T, м	H, м	$Pg_3 + N_1^1$		$N_1^2 - N_2^1$		$N_2^2 - Q_1$		Q_2^1		Q_2^2		Q_2^3		Q_{3+4}	
			h	t	h	t	h	t	h	t	h	t	h	t	h	t
Варзобский	3200	2100	300	450	500	760	400	610	200	300	400	610	200	300	100	150
Мульбель-Дуовин- ский	2500	1440	100	170	200	350	400	700	200	350	300	520	200	350	60	100
Джурязский	3500	2300	300	450	400	610	600	910	200	300	500	760	200	300	100	150
Дашти-Рабатский	3900	2540	300	450	500	770	500	770	200	310	700	1070	200	310	140	220
Лугурский	3500	2000	200	350	300	530	400	700	200	350	300	520	400	700	180	320
Навобадский	4200	2500	300	480	300	480	500	800	300	490	800	1290	200	320	160	290
Среднее	3466			391		583		748		350		795		380		295

ризуемой части Предгиссарского прогиба свидетельствуют сохранившиеся отложения мезозоя-кайнозоя, которые на большей части Гиссаро-Алая имеют фрагментарный характер, а часто отсутствуют. Наиболее поднятой частью прогиба была восточная, так как в западном направлении наблюдается лучшая и полная сохранность отложений мезозоя—кайнозоя.

Участок Предгиссарского прогиба, расположенный между сел. Калайдашт и устьем р. Обигарм, в олигоцен-раннемиоценовое время не выделялся. Методика изучения суммарных вертикальных движений Предгиссарского прогиба за весь новейший этап отличается от таковой на Южном Тянь-Шане, так как в исследованной части прогиба отсутствует олигоцен-раннемиоценовая поверхность. Учитывая, что в западной части впадины имеются аккумулятивные отложения больджуанской свиты, подошва которой коррелирует с началом формирования эрозионной олигоцен-раннемиоценовой поверхности, мы, тщательно изучив разрезы мезозойско-кайнозойских образований, надстроили снесенные мощности, получив поверхность подошвы больджуанских отложений. Там, где больджуанские отложения сохранились, эта поверхность проводилась по их заведомо известной подошве (см. рис. 9, профиль 1, 2, 11, 15, 16).

Таджикская депрессия в олигоцен-раннемиоценовое время дифференцировалась на ряд частных впадин, где происходило накопление кластического материала, и поднятий. Основной снос обломочного материала происходил с периферического горного обрамления депрессии. По данным В. Д. Босова (1963), некоторое поглубение нижнемиоценового материала наблюдается у подножия южного склона Гиссарского хребта, что связано с более высоким положением хребта по сравнению с зарождающимися внутридепрессийными поднятиями. Основные современные хребты Таджикской депрессии, вероятно, начали вырисовываться в конце олигоцена, но скорости поднятий были настолько незначительными, что сразу же процессами денудации и эрозии эти структуры выравнивались. Это особенно наглядно наблюдается на исследованных нами хребтах Сурхку и Жангоу, где остатки олигоцен-раннемиоценового рельефа не сохранились. Видимо, названные хребты в начальную стадию своего формирования выглядели пологими антиклиналями, которые по мере своего роста разрушались. Иными словами,

здесь господствовал режим, весьма близкий к динамическому равновесию. Широкое развитие песчаников и глин и полное отсутствие конгломератов в близлежащих районах также подтверждают мнение о незначительных поднятиях хребтов за характеризуемый промежуток времени.

По данным Я. Р. Меламеда (1969), в раннем миоцене были сформированы основные водотоки, из которых самым крупным была река Палеовахш. Спорово-пыльцевой комплекс ксерофитных растений свидетельствует о жарком, сухом, близком к ариднему климате раннего миоцена. Растительность была представлена древесными и травянистыми формами. К концу раннего и в начале среднего миоцена произошло относительное похолодание климата, что подтверждается обилием пыльцы сосны, ели, кедра, березы, обнаруженной в породах верхней части больджуанской и в низах хингоуской свит.

Механизм новейших тектонических движений в верхнем структурном этаже в депрессии иной, чем в Гиссаро-Алае. Если в Тянь-Шане неотектоника выразилась в виде складчато-глыбовых движений, то в верхнем структурном этаже депрессии она имеет ярко выраженный складчатый характер. Поэтому в начале новейшего этапа (Pg_3-N_1) быстрое разрушение зарождающихся хребтов-антиклиналей могло быть и при скоростях, соизмеримых с таковыми в Гиссаро-Алае, так как отдельные поднятия были сравнительно узкими, что, естественно, способствовало их очень быстрому (в геологическом смысле) выравниванию. Вероятно, этим можно объяснить почти полное отсутствие в поднятиях депрессии элементов олигоцен-раннемиоценового рельефа.

В силу вышесказанного метод определения суммарных вертикальных движений за новейший этап, примененный в Гиссаро-Алае, не дает желаемого результата в поднятиях Таджикской депрессии. Суммарная величина новейших вертикальных перемещений была выявлена следующим образом. Составив большое количество геоморфологических профилей и геологических разрезов к ним (см. рис. 8 и 9), мы расшифровали тектоническое устройство участка, морфологию складчатых и дизъюнктивных форм. Большое внимание было уделено мощности меловых и палеогеновых отложений. Кроме личных наблюдений, использованы имеющиеся материалы других исследователей. Все это дало основание для суждения о суммарных амплитудах неотектонических дви-

жений. На геологических разрезах, сопровождающих геоморфологические профили, а также представленных отдельно (см. рис. 9), особым условным знаком показана линия подошвы больджуанских отложений. Там, где больджуанские отложения сохранились (южная часть Вахшского хребта), определение суммарной амплитуды новейших движений ввиду маломощности осадков и их хорошей обнаженности очень просто. В местах же отсутствия больджуанских и частично нижележащих отложений современное положение олигоцен-раннемиоценовой поверхности определялось графически — надстраиванием мощности снесенных донеогеновых образований на геологических разрезах. При этом учитывалось, что все деформации пород в Таджикской депрессии произошли в неоген-четвертичное время.

На основе результатов анализа олигоцен-раннемиоценовой поверхности в Гиссаро-Алае и подошвы больджуанских отложений в Таджикской депрессии и Предгиссарском прогибе составлена карта новейшей тектоники изученного района (рис. 11). Суммарные деформации донеогеновой поверхности показаны при помощи изолиний. Участки, испытавшие разные амплитуды поднятий, изображены на карте при помощи штриховки и крапа. Густая штриховка характеризует наиболее поднятые участки, редкий крап — участки незначительных поднятий.

Как показал анализ движений за олигоцен-раннемиоценовое время, уже в самом начале новейшего этапа блоки Гиссаро-Алая испытывали неравномерные перемещения, что свидетельствует об активной деятельности основных разломов, отделявших блоки друг от друга. Не исключено, что эти разломы имеют более древнее заложение. В новейшее время зародились, а возможно обновились, основные разломы и в депрессии (Ионахский, Гулизинданский). Детальная классификация дизъюнктивных нарушений, изображенных на карте новейшей тектоники, позволяет судить о той огромной роли, которую они играли в процессе формирования современной структуры участка.

Средний миоцен—ранний плиоцен. Развитие Гиссаро-Алая на протяжении среднемиоцен-раннеплиоценового этапа происходило в условиях постепенного нарастания темпа и амплитуд тектонических движений положительного знака. На большей части Таджикской депрессии возросла дифференцированность движений, где на фоне продолжавшегося по-

тружения прогибов разрастались существовавшие в раннем миоцене и вновь появившиеся внутридепрессийные поднятия. Темпы вздыманий Предгиссарского прогиба также, видимо, несколько увеличились, но не превышали интенсивности движений Таджикской депрессии. Остановимся подробнее на характеристике основных моментов развития отдельных зон рассматриваемой территории в среднем миоцене-раннем плиоцене.

Гиссаро-Алай после кратковременного затишья в конце раннего миоцена, когда был сформирован верхний ярус рельефа, в начале среднего миоцена был вновь вовлечен в поднятие. Поднятие привело к расчленению олигоцен-раннемиоценовой поверхности и к формированию следующей ступени. В начале плиоцена было, видимо, небольшое затишье, когда образовалась эрозионная террасовидная поверхность. Остатки ее в настоящее время широко развиты в пределах Гиссаро-Алая (см. рис. 8, 9, профиль 3, 10, 11, 12, 13, 24, 27, 28, 33, 34, 41, 42). Наличие остатков террасы вдоль долин рек Кафирниган, Сорбо, Сардаи-Миена, видимо, свидетельствует об уже сформировавшейся речной сети. Геолого-геоморфологический анализ позволяет судить об амплитудах тектонических движений среднемиоцен-раннеплиоценового времени. Судя по врезам, наибольшее поднятие испытали Варзобский и Дашти-Рабатский блоки (см. табл., рис. 9, профиль 10, 27, 28) — соответственно 760 и 770 м. Следует отметить неравномерное поднятие Джуриязского блока в данный отрезок времени. Большой врез, наблюдаемый в юго-восточной части блока (Каратегинский хребет), свидетельствует о больших амплитудах поднятий этого участка (см. рис. 9, профиль 12, 13).

Мульбель-Дуовинский и Саятский блоки по-прежнему несколько отставали по темпам вертикальных движений от других блоков. Поэтому остатки олигоцен-раннемиоценовой поверхности выравнивания здесь не сохранились, и на месте последней в результате незначительного размыва (200 м) образовалась более молодая эрозионная поверхность. Следует отметить, что в целом, за исключением Навобадского блока, в рассматриваемый отрезок времени можно констатировать значительное увеличение амплитуд поднятий по сравнению с предыдущим этапом (см. табл.). Схема вертикальных перемещений блоков Каратегинского хребта во времени приведена на рис. 12. Здесь отображены амплитуды верти-

кальных движений блоков, фиксируемых по основанию олигоцен-раннемиоценовой поверхности выравнивания, а для Мульбель-Дуовинского блока — по основанию среднемиоцен-раннеплиоценовой поверхности. Положение несохранившейся олигоцен-раннемиоценовой поверхности показано пунктиром.

Предгиссарский прогиб в среднемиоцен-раннеплиоценовое время также испытывал движения положительного знака (в основном на участке прогиба, расположенного между пос. Калайдашт и Гумбулак, а в более западных районах происходило осадконакопление). О количественной характеристике вертикальных движений судить трудно. Учитывая суммарные движения за весь новейший этап (см. рис. 11) и гипсометрическое положение фрагментов поверхности подошвы нижнечетвертичных отложений, можно предположить, что мощность снесенных отложений за олигоцен и неоген достигает порядка 600 м. По-видимому, амплитуда поднятий прогиба не превышала величин, характеризующих в этом отношении Мульбель-Дуовинский и Саятский блоки.

Таджикская депрессия в среднемиоцен-раннеплиоценовое время продолжала развиваться в том же плане, что и в предыдущий этап. Отличием рассматриваемого этапа является значительное увеличение амплитуд движений, однако поднятия в это время еще не захватили всю территорию депрессии, в частных впадинах продолжалось осадконакопление.

Судя по высотному положению остатков среднемиоцен-раннеплиоценовой поверхности, сохранившихся в водораздельной части хр. Сурхку (см. рис. 8 и 9, профиль 20, 22, 25, 32), и по суммарным поднятиям за весь новейший этап, можно предположить, что мощность снесенных осадков с олигоцена по раннеплиоценовое время достигала 400—600 м. Это свидетельствует о значительных амплитудах соизмеримых с поднятиями отдельных блоков Гиссаро-Алая. Древние элементы рельефа не сохранились из-за малой площади, вовлеченной в поднятие; как и в предыдущий этап, поднятия происходили за счет роста антиклинальных структур, которые быстро разрушались. В прогибах за среднемиоцен-раннеплиоценовое время отложились песчаники и глины, мощностью от 1900 до 2700 м (Босов, 1962).

Активные восходящие движения, приуроченные к началу среднемиоцен-раннеплиоценового времени, в конце эта-

па сменились кратковременным затишьем, в течение которого был сформирован рельеф (на Тянь-Шане и частных поднятиях депрессии — эрозионный, в прогибах — аккумулятивный) верхней части среднего яруса (см. рис. 8). Большую роль в процессе развития района играли разрывные нарушения. Как блоки Гиссаро-Алая, так и отдельные поднятия депрессии были ограничены разрывами. В целом в течение рассматриваемого отрезка времени были намечены основные черты структурного плана района, второстепенные элементы современного рельефа и тектоники еще не были четко выражены и находились как бы в стадии «юности».

Поздний плиоцен—ранний кварталер. Кратковременное раннеплиоценовое затишье сменилось в позднеплиоцен-раннечетвертичном этапе новым оживлением тектонической деятельности. В отличие от предыдущего этапа, новый характеризовался более интенсивными поднятиями (см. табл., рис. 12). В это время основные орографические элементы Таджикской депрессии наметились в рельефе. К позднеплиоцен-раннечетвертичному времени приурочена смена знака движения на многих структурах Таджикской депрессии, испытывавших до этого прогибание и являвшихся участками осадконакопления (хр. Вахшский).

Гиссаро-Алай в позднеплиоцен-раннечетвертичное время продолжал восходящие блоковые движения. Ввиду дифференцированного характера вертикальных перемещений отдельных блоков остановимся подробнее на характеристике каждого из них.

Варзобский блок за рассматриваемый отрезок времени испытал поднятие порядка 600 м (см. табл.), при этом эрозионный врез достиг 400 м (см. рис. 9, профиль 10). По амплитуде поднятие блока в характеризуемый этап было меньше, чем в предыдущий, но учитывая, что продолжительность отрезка времени поздний плиоцен-ранний кварталер меньше, чем средний миоцен-ранний плиоцен, можно констатировать увеличение скорости поднятия примерно в два раза. Об абсолютных значениях скоростей поднятий, разумеется, можно судить лишь приближенно, так как в материалах (на апрель 1964 г.) Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР (Афа-

насев, 1964) дана продолжительность отдельных эпох в целом:

плейстоцен	(Q)	— 1,5—2 млн. лет	
плиоцен	(N ₂)	— 10—10,5	„
миоцен	(N ₁)	— 14	„
олигоцен	(Pg ₃)	— 11	„

Периоды тектонической активизации не всегда совпадают с геохронологическими эпохами, поэтому, естественно, возникают определенные трудности, связанные с продолжительностью отдельных этапов. Наши выводы о скоростях вертикальных движений получены из расчетов продолжительности эпох в целом.

В позднелиоцен-раннечетвертичное время на территории Варзобского блока наблюдалось три эрозионных поверхности. Наиболее высокой поверхностью выравнивания была олигоцен-раннемиоценовая, располагавшаяся на абсолютных отметках 1500 м. Ниже находилась поверхность, сформированная в среднемиоцен-раннелиоценовое время, которая располагалась на высоте порядка 1000 м. И, наконец, наиболее низкие точки рельефа (основание долин, подножия) были образованы в позднелиоцен-раннечетвертичное время и располагались на 400 м ниже среднемиоцен-раннелиоценовой поверхности на абсолютных отметках 600 м. Эта поверхность, видимо, была выработана р. Палеокафирниган, т. е. она является эрозионной террасой последней.

Мульбель-Дуовинский блок в рассматриваемое время резко активизировался. Если в предыдущие этапы амплитуды поднятий характеризуемого блока были незначительными, что способствовало быстрому уничтожению структур, то в позднем плиоцене-раннем квартале мобильность его значительно возросла (см. рис. 9, профиль 3; табл.). В результате этого поверхность, выработанная в предыдущий этап (средний миоцен-ранний плиоцен), была поднята на абсолютную высоту до 900 м. За позднелиоцен-раннечетвертичный этап активизации была сформирована эрозионная поверхность, располагавшаяся на 400 м ниже поверхности, выработанной ранее. У западного окончания Каратегинского хребта (см. рис. 9, профиль 1) позднелиоцен-раннечетвертичная эрозионная поверхность Мульбель-Дуовинского блока хорошо коррелируется с нижнечетвертичными аккумулятивными образованиями Карабулакского блока Предгиссарского прогиба.

Саятский блок, видимо, и в позднеплиоцен-раннечетвертичное время не испытывал значительных поднятий, поэтому самая древняя поверхность, развитая на его площади, выработана в позднеплиоцен-раннечетвертичное время (см. рис. 8 и 9, профиль 11). Это может свидетельствовать о режиме, весьма близком к динамическому равновесию, который существовал до конца раннего квартера.

Джуриязский блок испытал поднятие порядка 750 м. Вдвигание его было неравномерным (см. рис. 9, профиль 12, 13). Если юго-восточное окончание блока, слагающее водораздельную часть Каратегинского хребта, поднялось примерно на 800 м (врез — 600 м), то перемещение северо-западной части было несколько меньшим (врез — 400 м, поднятие — порядка 600 м). Неравномерное поднятие привело к «задиранию» олигоцен-раннемиоценовой поверхности в юго-восточном направлении. Рельеф Джуриязского блока в конце раннего квартера имел трехступенчатый характер. Верхнюю ступень составляла олигоцен-раннемиоценовая поверхность, располагающаяся на абсолютных отметках 1200 (в северо-западной части блока) — 1400 м. Ниже, на высоте 1000 м, располагалась поверхность, сформированная в среднемиоцен-раннеплиоценовый этап и, наконец, на абсолютных высотах в 600 м была выработана позднеплиоцен-раннечетвертичная поверхность.

Дашти-Рабатский блок за то же время испытал поднятие порядка 750—800 м (см. табл.), при этом 500 м было эродировано р. Палеосорбо (см. рис. 9, профиль 27, 28). В отличие от Джуриязского блока, характеризуемый подвергался относительно равномерному поднятию, поэтому одновозрастные эрозионные поверхности по обоим бортам долины располагаются на одинаковых гипсометрических уровнях.

В позднеплиоцен-раннечетвертичное время продолжала формироваться долина р. Палеосардаи-Миена. Этот водоток намечился, видимо, еще в начале новейшего этапа, однако его зарождение следует приурочить к среднему миоцену-раннему плиоцену, так как именно с этого времени наблюдается врезание реки в олигоцен-раннемиоценовую поверхность. Древняя долина реки была широкой, корытообразной.

Лугурский блок в позднеплиоцен-раннечетвертичное время подвергся значительному вертикальному перемещению — порядка 700 м (см. табл.), при этом врез древнего водотока

достиг в среднем 400 м (см. рис. 9, профиль 33, 34). Блок испытывал равномерное поднятие на большей своей площади (в рассматриваемых пределах), за исключением юго-восточной части. Здесь в позднеплиоцен-раннечетвертичное время выделялся небольшой по протяженности Дарай-Дегдонский разрыв, который проявлял активность в основном в юго-юго-восточном окончании. Часть Лугурского блока, расположенная юго-западнее линии разрыва, характеризовалась несколько меньшими амплитудами поднятий по сравнению с северо-восточным участком. Об этом, на наш взгляд, могут свидетельствовать нижнечетвертичные образования, сохранившиеся в окрестностях поселка Обигарм. Четвертичные отложения постепенно выклиниваются в северо-западном направлении, а с юго-запада и северо-востока участок нижнечетвертичной аккумуляции ограничивался соответственно Гулисурхским и Дарай-Дегдонским нарушениями (см. рис. 2, структура 6 и 7).

Часть Лугурского блока, расположенная северо-восточнее Дарай-Дегдонского разрыва, в позднеплиоцен-раннечетвертичное время занимала, вероятно, более высокое положение, так как нижнечетвертичных отложений здесь нет. Движения по Дарай-Дегдонскому нарушению носили шарнирный характер. Предполагаемая ось шарнира располагалась где-то в водораздельной части Каратегинского хребта. Рельеф, выработанный в северо-западной части Лугурского блока, к концу раннего квартала отличался трехступенчатым, а в юго-восточной части (водораздел Каратегинского хребта) — двухступенчатым строением, так как элементы олигоцен-раннемиоценового рельефа здесь не сохранились.

Навобадский блок в позднеплиоцен-раннечетвертичное время характеризуется движениями положительного знака, достигавшими величин порядка 800 м. По своему развитию и характеру рельефа блок напоминает северо-западную часть Лугурского блока. В позднеплиоцен-раннечетвертичный этап на рассматриваемой нами территории Гиссаро-Алая наблюдаются значительные вертикальные тектонические движения блокового характера. За исключением Варзобского блока, где амплитуда поднятия 600 м, на остальной территории Гиссаро-Алая значение вертикальных перемещений достигало 700—900 м. Средняя величина поднятия Южного Гиссара за характеризуемый отрезок времени равнялась 750 м. Как и в более древние этапы активизации, большую роль играли дизъюнктивные нарушения, отделявшие блоки.

Предгиссарский прогиб в позднеплиоцен-раннечетвертичное время развивался несколько отлично от окружающих его территорий. Если временем зарождения прогиба (как современной отрицательной структуры) следует считать олигоценное, то в позднеплиоцен-раннечетвертичное время был сформирован его основной структурный план. По темпам поднятий Предгиссарский прогиб в это время отставал от Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. В результате на его территории стали откладываться продукты разрушения окружающих поднятий: лессовидные образования, песчаники и глины. В глинах иногда содержится мелкая галька гранитоидов Каратегина. Широкое развитие нижнечетвертичных отложений на участке от пос. Обигарм до западной границы изученного района, их однообразный литологический состав и возраст, подтвержденный остеологическими остатками одних и тех же животных, свидетельствуют о развитии прогиба примерно в тех же границах, что и сейчас.

Предгиссарский прогиб в позднеплиоцен-раннечетвертичное время следует рассматривать как впадину частного характера. По-видимому, большая часть сносимого материала отлагалась за пределами нашего района исследований и лишь незначительное количество оставалось на его территории. Об этом, на наш взгляд, могут свидетельствовать мощности кулябских отложений (~ 100 м), которые, безусловно, ни в коей мере не характеризуют количества снесенного в это время материала.

Весьма интересные выводы можно сделать на основании анализа позднеплиоцен-раннечетвертичного осадконакопления. Прежде всего следует отметить, что в это время отлагались образования, относимые к куруксайской (N^3_2) и кулябской (Q_1) свитам (Лоскутов и др., 1965).

В районе поселка Файзабад отложения куруксайской свиты залегают на нижнемеловых красноцветах и представлены продуктами разрушения последних. Их состав зависит от того, какими образованиями (глинами или песчаниками) они подстилаются. Мощность переотложенных глин и песчаников достигает 10 м. На глинах и песчаниках залегают толща сильно карбонатизированной и уплотненной лессовидной породы («каменный лесс»). Мощность толщи достигает 40 м. В верхах разреза присутствуют остатки костей: *Cervus cf. elaphus* L.; *Equus cf. stenonis* Cocchi; *Chilotherium*

sp. (cf. schlosseri). По определению Б. С. Кожамкуловой, ископаемые кости характеризуют позднеплиоценовое время (илийский комплекс Казахстана). В этом же районе в продуктах разрушения песчаников нижнего мела нами обнаружен полный скелет *Ovis ammon* Gm. (опр. Б. С. Кожамкуловой), характерный для илийского комплекса. В вышележащих лессовидных отложениях, залегающих с угловым несогласием, обнаружена руководящая форма илийского комплекса — лошадь Стенона.

Кулябские отложения в исследованном районе представлены в основном лессовидными образованиями. В районе поселка Обигарм в лессовидных породах собраны костные остатки: *Dicerorhinus* cf. *etruscus* Falc.; *Equus caballus* mosbachensis (Reich.); *Gazella* sp. (опр. Г. Д. Хисаровой). Животные характеризуют кошкурганский комплекс Южного Казахстана (Бабаев, 1962б). Отложения аналогичного состава с остатками *Dicerorhinus* cf. *etruscus* Falc., *Equus* sp. ind. (опр. Б. С. Кожамкуловой) установлены в районе поселка Файзабад.

Остеологический материал, обнаруженный к настоящему времени во многих местах Таджикской депрессии, позволяет более правильно судить о нижней границе четвертичных отложений. Наличие углового несогласия между плотными лессовидными образованиями и подстилающими их отложениями может, на наш взгляд, свидетельствовать о смене палеогеографической обстановки в начале четвертичного времени. Кроме того, очень важным является следующий факт: полный скелет руководящей для илийского комплекса формы найден только в подстилающих лессы песчаниках в районе кишлака Гулизиндан. Ископаемые кости илийского комплекса, собранные в лессовидных породах, как правило, являются фрагментарными, раздробленными. Это наводит на мысль о переотложении форм илийского фаунистического комплекса в более позднее время (в начале квартера). Данное предположение подтверждается и тем, что в нижней части единой лессовой толщи присутствуют остатки форм илийского (N^3_2), а в верхах — кошкурганского (Q_1) комплексов.

Лессовидные образования, залегающие с угловым несогласием на подстилающих отложениях, следует относить к плейстоцену. Рыхлые толщи пород, содержащие формы илийского комплекса и залегающие под лессовидными образованиями, по возрасту позднеплиоценовые.

Палинологический анализ большого количества образцов, взятых нами из обнажений нижней части разреза квартера, свидетельствует, по мнению М. М. Пахомова, о более влажном климате, чем современный. Пыльцевой комплекс из верхней части кулябской толщи составляет пыльца *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, реже — *Ephedra* (опр. М. М. Пахомова). Мало пыльцы злаковых, совершенно отсутствует пыльца деревьев, а также споры. Такой комплекс пыльцы формировался, по мнению М. М. Пахомова, в пустынно-степных условиях с жарким климатом. Об этом же свидетельствует находка костных остатков степных животных: носорога, антилопы и лошади — в кулябских отложениях (Бабаев, 1962б). Видимо, рельеф в это время был слабохолмистым и слаборасчлененным. Долина древнего Иляка была широкой, течение спокойным, отлагался в основном тонкоотмученный материал. Пролувиальные отложения наблюдаются у основания формирующихся хребтов. Это, видимо, древние конуса выноса, представленные главным образом продуктами разрушения сводов антиклиналей (палеоген и верхний мел). У подножия Каратегинского хребта древние конусы выноса сложены плохоокатанными обломками гранитоидов.

Таджикская депрессия в позднеплиоцен-раннечетвертичное время испытала значительные вертикальные движения. Если в предыдущие этапы поднятия в депрессии носили частный характер, что приводило к быстрому выравниванию положительных структур, то в рассматриваемое время развитие ее территории проходило при преобладающем значении тектонического фактора над эрозионным. Геолого-геоморфологический анализ хр. Сурхку свидетельствует о существовании относительно расчлененного рельефа в позднеплиоцен-раннечетвертичное время (см. рис. 9, профиль 14, 15, 17, 18, 20, 22, 31, 32). Эрозионный врез в хр. Сурхку достиг 400—500 м. Учитывая, что в Гиссаро-Алае аналогичные врезы соответствуют подъему территории на 600—800 м, мы можем предположить, что рассматриваемый хребет испытал поднятие того же порядка. Водораздельную часть хр. Сурхку представляла среднемиоцен-раннеплиоценовая поверхность, располагавшаяся на абсолютных высотах до 1000 м, ниже следовал четырехсотметровый эрозионный врез, который у основания поднятия переходил в аккумулятивную поверхность.

К позднеплиоцен-раннечетвертичному времени приурочи-

вается и активизация внутридипрессионных разломов. Так, Ионахшский разлом отделял поднятие хр. Сурхку от хр. Джангоу. Геоморфологический анализ показывает, что хр. Джангоу в характеризуемый отрезок времени испытал поднятие несколько меньшей амплитуды, чем хр. Сурхку. Поэтому, вероятно, в водораздельной части хр. Джангоу остатки неогеновой поверхности не сохранились (см. рис. 8 и 9, профиль 15, 18, 25, 32).

Гулизинданский разлом, разделявший с олигоцена до плиоцена области осадконакопления и сноса, в позднеплиоцен-раннечетвертичное время также проявлял активность, которая выразилась в смене знака движения по его сместителю. На рассматриваемой части Вахшского хребта до позднеплиоцен-раннечетвертичного времени отлагались молассы. В отмеченное время осадконакопление прекратилось ввиду поднятия хребта и в водораздельной части последнего была выработана эрозионная поверхность, которая срезала как неоген-палеогеновые, так и меловые образования (см. рис. 9, профиль 21, 23, 26).

Развитие Вахшского хребта протекало неодинаково на всем его протяжении. Имеющийся материал свидетельствует о более раннем поднятии северо-восточных частей хребта. Поднятия постепенно мигрировали в юго-западном направлении.

В районе современного Тианского хребта в позднеплиоцен-раннечетвертичное время осадконакопления не происходило, но и значительных поднятий также, видимо, не было. Скорее всего, в это время здесь происходили тектонические движения, связанные со сменой знака и наблюдался режим динамического равновесия.

Древние террасовидные поверхности, сохранившиеся на юго-восточных склонах Каратегинского хребта и склонах хребтов Таджикской депрессии, указывают на наличие в позднеплиоцен-раннечетвертичное время водотоков. Река Правахш, являясь наиболее крупной водной артерией, протекала вдоль хребтов Каратегинского и Сурхку по современным долинам рек Иляк и Обигарм (Кухтиков, 1954). Видимо, водотоки меньших размеров имели место между хребтами Джангоу и Вахшский (вдоль Гулизинданского разлома) и между хребтами Сурхку и Джангоу (вдоль Ионахшского разлома).

Рассматриваемый этап характеризуется увеличением амплитуд и скоростей поднятий (см. табл.). В это же время произошла смена знака движений на участках Таджикской депрессии, где ранее происходило осадконакопление. В позднелигоцен-раннечетвертичное время в современных границах оформился Предгиссарский прогиб, который на фоне значительных поднятий Гиссаро-Алая и горных сооружений Таджикской депрессии, являлся впадиной. Конец рассматриваемого этапа характеризуется уменьшением скоростей вертикальных поднятий. В результате интенсивной боковой эрозии были сформированы широкие днища долин, остатки которых сохранились на склонах хребтов.

Средний квартал. Среднечетвертичное (илякское) время характеризуется интенсивным проявлением тектонических движений положительного знака. Колоссальные поднятия в это время произошли почти на всей территории Таджикистана (Чедия, 1971). В результате среднечетвертичных движений в основных чертах образовался современный рельеф. Более поздние движения привели лишь к незначительному врезанию гидросети, не изменив их основного направления. В илякское время, судя по остаткам трех региональных террас, было три периода оживления тектонических движений, последовательно сменявших после кратковременного затишья друг друга.

Начало среднечетвертичного времени характеризуется незначительным врезанием водотоков в поверхность, сформированную в позднелигоцен-раннечетвертичное время. Почти все блоки Гиссаро-Алая, за исключением Навобадского, испытали поднятие порядка 300—350 м. Навобадский блок, судя по врезу р. Сорбо, достигающему 300 м (см. рис. 9, профиль 41), испытал несколько большее поднятие — около 500 м (см. табл.). Средняя величина поднятия Южного Гиссара составляла 350 м.

На склонах хребтов Таджикской депрессии и в Предгиссарском прогибе в начале илякского времени откладывались речные образования. В центральных частях прогиба отлагались русловые галечники, вдоль склонов развивающихся поднятий и по окраинам прогиба — пойменные лессовидные образования. На устьевых частях боковых притоков откладывается грубообломочный материал.

Кратковременное затишье в конце раннеилякского времени способствовало боковой эрозии, в результате чего обра-

зовалась террасовидная поверхность, фрагменты которой сохранились на склонах хребтов Сурхку, Джангоу. Особенно хорошо они наблюдаются на северо-западном склоне хр. Сурхку, в районе кишлаков Куль и Чува (см. рис. 9, профиль 14, 15). Здесь поверхность является аккумулятивной и выработана на пойменных лессовидных отложениях раннеилякского возраста. Остатки аккумулятивной террасы развиты и в прилегающих к Южному Гиссару частях Предгиссарского прогиба (см. рис. 9, профиль 1, 11).

Нижеилякская аккумулятивная поверхность формировалась также на месте современного Тианского хребта. В хр. Джангоу поверхность этого возраста эрозионная. На северо-западных склонах Вахшского хребта ее остатки не сохранились. В среднем хребты Таджикской депрессии в начале среднечетвертичного этапа испытали поднятие порядка 300—350 м. Несмотря на относительно незначительное поднятие, происшедшее в начале среднего квартала, учитывая небольшую длительность этапа, необходимо отметить, что скорости вертикальных движений были все же гораздо большими, чем в предыдущую эпоху.

Кратковременное затишье сменилось в следующий этап новым оживлением вертикальных тектонических движений. Этот наиболее активный период приурочен к середине среднечетвертичного времени. По амплитудам поднятий середина илякского периода времени может сопоставляться с позднеплиоцен-раннечетвертичным этапом активизации тектонических движений. Однако следует учесть, что продолжительность всего среднечетвертичного времени во много раз меньше продолжительности позднего плиоцена-раннего квартала, поэтому легко представить себе громадные (в геологическом смысле) скорости поднятий, происходивших в это время.

В середине среднего квартала блоки Гиссаро-Алая испытали в среднем поднятие порядка 800 м (см. табл.). К числу блоков, претерпевших сравнительно малые вертикальные перемещения, относятся Мульбель-Дуовинский и Лугурский (см. табл.). Наибольшая амплитуда поднятий наблюдается в Навобадском (около 1300 м) и Дашти-Рабатском (1100 м) блоках. Соответственно поднятиям наибольшая глубина эрозионных врезов наблюдается в блоках, испытавших наибольшие вертикальные перемещения (см. рис. 9). В результате интенсивных поднятий и сопутствующих им врезов, проис-

шедших за короткое время, долины рек Кафирниган, Сорбо, Сардаи-Миена приняли щелевидный профиль. Деятельность боковой эрозии была весьма незначительной, поэтому поверхности характеризуемого возраста не получили площадного развития.

Значительное поднятие Дашти-Рабатского блока сыграло большую роль в окончательном формировании гидросети и рельефа района. Анализ древних элементов рельефа, сохранившихся на юго-восточном склоне Каратегинского хребта (см. рис. 10), свидетельствует о существовании единого древнего водотока, параллельного рекам Кафирниган и Сорбо, протекавшего между хребтами Каратегинским и Сурхку вплоть до середины среднего квартера. Интенсивное поднятие Дашти-Рабатского блока привело, по-видимому, к разделению единой древней долины на две части. Возможно, что разделение произошло позже, чем середина среднего квартера, в конце эпохи. Но, видимо, основные движения, способствовавшие возникновению водораздела между реками Иляк и Обигарм, произошли в середине среднечетвертичного времени.

Значительные восходящие движения привели к «перемещению» русла основной реки — Правахш — к югу. Поднятие способствовало образованию озера, которое занимало пространство от устья р. Обигарм примерно до поселка Мускинабад. Это подтверждается большим количеством озерных илистых образований, отлагавшихся в это время в данном районе. Смещение русла рек на юг происходило постепенно. Вначале Палеовахш протекал вдоль Ионахшского разлома, затем — вдоль Гулизинданского нарушения. Смещение Правахша произошло в 400 м ниже места слияния современного Вахша с небольшим ручьем Пассы-Мурахо (Кельдери). О постепенном смещении русла р. Вахш к юго-востоку может свидетельствовать следующий факт. В районе г. Нурек на водораздельной части хр. Джангоу в зоне Ионахшского разлома хорошо сохранился аллювий несомненно вахшского происхождения. В составе аллювия в большом количестве имеются гальки палеозойских образований.

Относительно малое поднятие Лугурского блока (см. рис. 9, профиль 33, 34, 35), расположенного между Навобадским и Дашти-Рабатским блоками, способствовало накоплению в его юго-восточной части галечниковых образований. Наибольшей мощности (~ 500 м) среднеилякские от-

ложения достигают в юго-западной половине Лугурского блока, северо-западнее п. Обигарм.

В Предгиссарском прогибе в среднеилякское время также накапливались продукты разрушения поднятий. В центральных частях прогиба среднеилякские образования, как правило, залегают на нижнеилякских и иногда на нижнечетвертичных отложениях, в предгорьях — на коренных породах различного возраста (см. рис. 9, профиль 1, 11, 35). Отсутствие в верхах разрезов среднеилякских отложений грубообломочных образований свидетельствует о некотором ослаблении темпов вертикальных поднятий в конце рассматриваемого отрезка времени.

Поднятие хр. Сурхку в середине среднего квартера, судя по 400-метровому врезу, достигло 600 м. Примерно той же амплитуды были поднятия в хребтах Тианском и Джангоу, хотя глубина эрозионного вреза р. Вахш была несколько большей, скорее всего за счет более мощного водотока.

Поднятие Дашти-Рабатского блока было вызвано, видимо, региональными глубинными процессами, которые нашли отражение и в структурах Таджикской депрессии. Не случайно, предполагаемая линия долинного водораздела между реками Иляк и Оби-Дашти-Рабат намечается и к юго-востоку. Другими словами, эта структура, прослеживаемая поперек основных направлений Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии, может квалифицироваться как новейшее поперечное поднятие II порядка (региональное), по классификации О. К. Чедия (1964).

Кратковременное затишье в конце среднеилякского времени в позднеилякское время было нарушено новым оживлением вертикальных тектонических движений, которые по темпам весьма напоминали раннеилякские. За исключением Лугурского и Навобадского блоков, остальные блоки Гиссаро-Алая испытали вертикальные движения тех же амплитуд, что и в начале среднечетвертичного времени. Лугурский блок, подвергшийся в предыдущий этап активизации сравнительно незначительному поднятию, в конце среднего квартера по темпам вертикальных движений превосходил все блоки Гиссаро-Алая (см. рис. 9, профиль 33, 34, 35; рис. 12; табл.), что нашло свое отражение во врезях рек Сорбо, Обигарм. Среднее поднятие Каратегинского хребта было примерно того же порядка, что и в начале эпохи (350—380 м). Поднятие хр. Сурхку, видимо, было не-

сколько меньшим, чем Каратегинского, — около 300 м. Незначительный врез р. Иляк объясняется скорее всего слабым водоотком, в результате чего тектонические процессы значительно преобладали над эрозионными. Поднятия хребтов Тианского и Джангоу в конце среднего квартера достигали, видимо, тех же величин, что и в Сурхку.

Об амплитудах вертикальных перемещений Вахшского хребта в среднечетвертичное время можно судить по значительному врезу р. Вахш (см. рис. 9, профиль 19, 20, 21, 22, 23, 26) в интервале между позднплиоцен-раннечетвертичной поверхностью и среднечетвертичными террасами. Отсутствие более мелких элементов среднечетвертичного рельефа заставляет нас рассматривать «поведение» хребта лишь применительно ко всему среднему кварталу. Положение позднплиоцен-раннечетвертичной поверхности в водораздельной части Вахшского хребта может свидетельствовать о его более интенсивных вертикальных перемещениях среднечетвертичного времени по сравнению с таковыми хребтов Джангоу и Сурхку.

Таким образом, среднечетвертичное время характеризуется тремя периодами оживления вертикальных положительных тектонических движений, сменявшихся кратковременными периодами затишья. Наиболее интенсивные движения приурочиваются к середине среднего квартала, в результате происходит смещение долины древнего Вахша на юго-восток. Средняя амплитуда поднятия Каратегинского хребта достигла в среднечетвертичное время 1500 м, в исследованных хребтах Таджикской депрессии — 1200—1300 м. В среднем квартале был создан основной рисунок современного рельефа, более поздние движения почти не видоизменили его.

Поздний квартал—современная эпоха. Рассматриваемый этап характеризуется относительным уменьшением амплитуд тектонических движений по сравнению со среднечетвертичным. Поднятия привели к выработке в Гиссаро-Алае крутосклонных долин. Движения носили прерывистый характер, в относительно спокойное время происходило накопление аллювиальных отложений, слагающих аккумулятивные террасы. Средняя амплитуда поднятия Каратегинского хребта за среднечетвертичное-современное время достигает 200 м (см. табл.). Наибольшее поднятие испытали Лугурский

(390 м) и Навобадский (290 м) блоки, что видно по значительным врезам водотоков (рис. 9, профиль 33, 34, 35, 38, 41, 42; рис. 10).

Тектонические движения Предгиссарского прогиба также имели положительный знак. Наличие трех аллювиальных террас подтверждает мнение о прерывистом характере движений. Геолого-геоморфологический анализ свидетельствует о неравномерных поднятиях отдельных блоков Предгиссарского прогиба и их частей. Как уже отмечалось, участки относительно больших поднятий создают в рельефе сужения, названные Н. П. Костенко (1960) «перемычками». Подобные сужения О. К. Чедия (1964) классифицирует как поперечные поднятия III порядка (локальные). Особенно четко выражена в рельефе перемычка, связанная с поднятием Субулакского блока (см. рис. 9, профиль 16). Судя по врезу, поднятие Субулакского блока за позднечетвертичное-современное время достигло порядка 150—180 м. Остальные блоки Предгиссарского прогиба испытали несколько меньшее поднятие. Восточная часть его, как и в более ранние этапы, находилась под влиянием движений блоков Гиссаро-Алая, поэтому перемычки здесь совпадают с юго-восточными окончаниями блоков, подвергшихся значительным поднятиям в последнюю стадию новейшей тектонической активизации.

Геолого-геоморфологический анализ показывает, что в позднечетвертичное-современное время продолжался рост структур Таджикской депрессии. Амплитуда внутридепрессионных поднятий, видимо, достигала тех же величин, что и в Гиссаро-Алае. В настоящее время есть все основания говорить о продолжающихся горообразовательных движениях. Об этом свидетельствуют многочисленные примеры дизъюнктивных и пликативных нарушений, затрагивающих четвертичные отложения, сейсмичность, развивающиеся поперечные структуры и т. д.

Мы описали много примеров проявления новейшей тектоники в интересующем нас районе (Рейман и др., 1961; Рейман и др., 1962; Бабаев, 1962а, 1969 и др.). Так, на территории Предгиссарского прогиба, в 10 км к северо-востоку от Файзабада, у автодороги, можно наблюдать синклиналичную складку, развитую в лессовидных отложениях, относимых к кулябскому комплексу. Складка четко прослеживается по слоям известковых травертинов.

В 200 м южнее упомянутого обнажения наблюдается интересное взаимоотношение между нижнечетвертичными лесовидными отложениями и подстилающими их породами альбского возраста. Контакт выражен поверхностью, круто погружающейся к северу, а к югу довольно резко приобретающей пологое обратное падение. По контакту наблюдаются ожелезнение и милонитизация, имеется большое количество борозд и штрихов, но из-за рыхлости пород о направлении перемещения масс судить трудно. В лессах имеется большое количество различно ориентированных зеркал скольжения. Эти факты говорят о подвижках по контакту в четвертичное время.

В устье сая Дарай-Най, который впадает в р. Иляк с юга, у 65 км автодороги Душанбе—Гарм, на его правом борту по плоскости небольшого крутого разрыва (аз. пад. СЗ 310° , угол 70°) соприкасаются нижеилякские глинистые отложения и аллювиально-пролювиальные душанбинские образования. В данном обнажении мы имеем взброс илякских глин на душанбинский аллюво-пролювий.

На правом борту сая Сурх-Дара, в 1,5 км выше устья, наблюдается разрыв, по которому контактируют нижнемеловые песчаники и кулябские пролювиальные отложения. По морфологии разрыв — взброс нижнемеловых образований на древний пролювий. Плоскость его падает на ЗЮЗ 265° , угол 70° . Амплитуда взброса 10 м. Такой вывод делается на основании совмещения подошвы галечников автохтона и аллохтона. Древний пролювий сложен плоскоокатанными продуктами разрушения верхнего мела и палеогена хр. Сурхку. Мощность галечников достигает 70 м. В древнем пролювии наблюдается отчетливая слоистость, близкая к горизонтальной. Пролувиальный материал залегает с угловым несогласием на нижнемеловых песчаниках, полого падающих на восток-северо-восток.

О новейших тектонических движениях в хр. Джангоу пишется в статье В. М. Реймана, С. А. Морозова, А. М. Бабаева «Морфологические и структурные особенности хребта Джангоу» (1961). У селения Талкаш, на правом борту долины Вахша, наблюдается надвиг пород верхнего мела на среднечетвертичный аллювий названной реки. Несомненные признаки новейших движений имеются и в полосе Ионахшского разлома. В районе нурекского соляного купола, в 2 км выше устья р. Сафедоб, в левом борту долины реки, обнаружен

надвиг соляно-гипсовых отложений юрского возраста на нижнечетвертичный пролювиальный материал. Подобные надвиги на древнечетвертичный аллювий отмечены и в других местах Ионахшского разлома. Так, между сел. Сафед-Дара и летовкой Наврако по ручью Сафед-Дара сильно дислоцированные известняки алая надвинуты на древний пролювий. Кроме того, имеются некоторые косвенные признаки, подтверждающие интенсивную тектоническую жизнь хр. Джангоу в квартере. В водораздельной части юго-западного окончания хребта в отдельных местах, как отмечалось выше, обнаружена аллювиальная галька р. Вахш. Эти находки позволяют сделать предположение о том, что свое морфологическое выражение в виде хребта структура Джангоу в юго-западной части получила не ранее четвертичного времени, хребет был поднят в основном в течение квартера. Наконец, осевая часть хр. Джангоу представлена синклинальной структурой, однако это не обычная инверсия рельефа. Это инверсия особого рода, имеющая первично тектоническую природу. Формирование синклинальной структуры хребта происходило в процессе поднятия самого хребта по окаймляющим его разрывам.

О новейших тектонических движениях могут свидетельствовать и наблюдаемые в долине Вахша случаи опрокидывания горных пород в сторону долины (Рейман и др., 1962). В статье описано одиннадцать случаев опрокидывания меловых и палеогеновых пород в долину Вахша. Ввиду того что современная долина р. Вахш формировалась на протяжении четвертичного времени, а опрокидывание приурочивается к этой долине и обуславливается ее существованием, мы вправе считать описываемые явления новейшими, т. е. образующимися в период формирования современного рельефа.

В заключение необходимо отметить основные моменты формирования новейших структур района.

Новейший геологический этап характеризуется интенсивными тектоническими движениями. Эти движения начались не одновременно. Горное обрамление Таджикской депрессии стало подниматься несколько раньше. Имеющийся материал позволяет эоценовое время считать началом воздымания сооружений Гиссаро-Алая.

В позднем олигоцене—раннем миоцене, видимо, было некоторое ослабление положительных тектонических движений, что привело к формированию верхнего яруса рельефа, остатки которого в настоящее время сохранились в Гиссаро-Алае. Эта поверхность представляла собой слабохолмистую равнину, выработанную как на палеозойских гранитоидах, так и на разновозрастных отложениях мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Кое-где эта поверхность совпала с дораннемеловой, отпрепарированной в олигоцен-раннемиоценовое время.

В конце олигодена-начале миоцена в поднятие были вовлечены и некоторые участки Таджикской депрессии. Однако из-за незначительных амплитуд и малой площади территорий, испытывающих вертикальные поднятия, здесь установился режим, весьма близкий к динамическому равновесию. В частных прогибах депрессии в это время отлагаются сравнительно тонкие песчано-глинистые красноцветные отложения. Осадконакопление происходит также в западных частях Предгиссарского прогиба, восточные ее участки в это время испытывают незначительные поднятия.

Следующий, среднемиоцен-раннеплиоценовый, этап начался оживлением тектонической активности. В конце его, в результате кратковременного затишья, был сформирован верхний подъярус среднего яруса рельефа. Тектонические движения проявились неодинаково на всей территории интересующего нас района. Общее поднятие Гиссаро-Алая привело к расчленению на отдельные глыбы-блоки, которые испытывали неравномерное поднятие. Рост хребтов Таджикской депрессии происходил в основном за счет формирующихся антиклиналей. Во внутридепрессийных прогибах накопились мощные молассоидные отложения.

В позднеплиоцен-раннечетвертичное время происходили интенсивные тектонические движения, которые захватили более широкую территорию. Амплитуды поднятий данного времени значительно превышали вздымания предыдущих этапов. В результате этих движений был сформирован нижний подъярус среднего яруса рельефа и наметились основные современные орографические элементы.

Блоки Южного Гиссара продолжали неравномерные вертикальные движения. В депрессии поднятиями охватываются более широкие участки, и тектонические процессы начинают преобладать над эрозионно-денудационными. Происхо-

дит смена знака движения на некоторых площадях, ранее являвшихся участками осадконакопления (Вахшский хребет).

На фоне значительных поднятий Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии территория Предгиссарского прогиба представляла собой частную впадину, где происходило накопление продуктов разрушения гор. В позднем плиоцене-раннем квартере начали активно проявляться почти все дизъюнктивные нарушения района, наблюдаемые в современной структуре. В процессе новейшего этапа геологического развития нарушения играли большую роль. С самого начала этапа фиксируются все основные разломы и некоторые разрывы.

Среднечетвертичный этап отличается наибольшей активностью тектонических движений за все новейшее время. В результате движений этого времени в основном сформировался современный рельеф. В среднечетвертичное время наблюдалось три периода активизации тектонических движений. Наиболее интенсивными были движения, приуроченные к середине среднечетвертичной эпохи. Огромные амплитуды поднятий за короткий промежуток времени свидетельствуют о значительных скоростях движений.

Интенсивное поднятие Дашти-Рабатского блока, приуроченное к середине среднечетвертичного времени, захватившее участок Предгиссарского прогиба и часть хр. Сурхку, привело к разделению некогда единой долины на два самостоятельных участка со своими водотоками: реками Иляк и Обигарм.

Тектонические движения позднечетвертичного-современного этапов характеризуются некоторым ослаблением активности по сравнению с предыдущей эпохой. В это время были сформированы нижние части долин современных рек. Несмотря на ослабление активности, орогенические процессы продолжают продолжаться. В настоящее время имеются все основания говорить о прогрессивном нарастании амплитуд поднятий до среднего квартера включительно.

Результаты суммарных тектонических движений за весь новейший этап даны на карте новейшей тектоники (рис. 11; штриховка и крап). Неравномерное поднятие блоков и их отдельных частей также показано на карте. В хр. Сурхку наибольшее поднятие за новейший этап испытала центральная часть, совпадающая с районом долинного водораздела

рек Иляк и Обигарм и сводовой частью одноименной с хребтом антиклинали. К сводовой части Ионахшской антиклинали приурочено максимальное поднятие хр. Джангоу. Поднятие Вахшского хребта зарождалось в его северо-восточной части и, постепенно разрастаясь, захватывало юго-западные участки. На это указывает пологое воздымание шарнира Вионской синклинали, слагающей водораздел Вахшского хребта, в северо-восточном направлении.

Ввиду большого значения дизъюнктивных нарушений в формировании современной тектонической структуры района на карте новейшей тектоники им отведено значительное место. Произведена их классификация по значению в процессе развития района, морфологии, амплитуде новейших смещений, выраженности в рельефе, времени наибольшей активности. На тектонической схеме района (см. рис. 2) показано время, с которого фиксируются движения по разрывным нарушениям, на карте новейшей тектоники — наиболее активные периоды формирования разрывов. Таким образом, названные карты как бы дополняют друг друга. Наиболее активные отрезки времени выявлены на основании анализа поперечных геолого-геоморфологических профилей. Эти данные снесены на продольный профиль, где подвижки блоков, ограниченных разрывами, наблюдаются достаточно четко. По анализу величины разновозрастных эрозионных врезов в разных блоках можно выделить наиболее активные периоды жизнедеятельности разрывных нарушений (Бабаев, Лысков, 1970).

Карта новейшей тектоники ярко отображает разный характер проявлений движений в верхних структурных этапах. Если в Гиссаро-Алае новейшие тектонические движения имели блоковый характер, а в депрессии — складчатый, то Предгиссарский прогиб (имеется в виду Гиссарская долина) занимал как бы промежуточное положение между названными областями. Здесь в отдельных блоках наблюдаются складки облекания.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Проблема связи землетрясений (их силы, глубины очага и повторяемости) с геологическими процессами весьма сложна и еще окончательно не решена. Однако в настоящее время уже намечены основные причинные связи между этими двумя типами явлений. Большинство геологов и сейсмологов согласны с тем, что наиболее сейсмоопасными зонами являются участки сочленения геологических структур, испытывающих в настоящее время движения различных знаков и направлений. В последнее время много писалось о связи землетрясений с разломами. Разломы, как правило, отделяют различные тектонические зоны, обособленно развивающиеся. Естественно, что участки сочленений по-разному развивающихся структур являются наиболее сейсмоопасными.

По нашему мнению, в Таджикистане связь землетрясений с «ныне живущими» разломами несомненно существует, она доказана многолетними специальными исследованиями И. Е. Губина и подтверждена работами В. И. Бунэ и В. М. Реймана (1960), Н. Н. Леонова (1961), С. А. Захарова (1964), В. И. Бунэ (1966) и др. Геологи, отрицающие первостепенное значение такой связи, обычно имеют в виду не крупные разломы, по которым происходят контрастные дифференцированные движения, а мелкие разрывы в приповерхностных частях геологических структур. Разрывы эти, как правило, обязаны своим происхождением нарушению сплошности пластов при их изгибах и легко отличимы от разломов, движения по которым определяют формирование структур,

как таковых, иногда от самого начала их становления. Следует подчеркнуть, что до 1960 г., когда точность определения координат эпицентров была мала ($\pm 20-50$ км), связь землетрясений с разломами лишь предполагалась, а некоторыми исследователями вовсе отрицалась.

О приуроченности очагов землетрясений к разломам писал Г. А. Гамбурцев (1955). Он связывал землетрясения с «сейсмическими швами», располагающимися в зонах сочленения блоков земной коры. Шов имеет определенную толщину, и землетрясения происходят вследствие «вспарывания» сейсмического шва. «Сейсмические швы» в понимании Г. А. Гамбурцева есть не что иное, как разломы в широком понимании этого термина. Можно вполне согласиться с этим исследователем в том, что «не всякий разрыв или зона разрывов, видимая на земной поверхности, является следом сейсмического шва» (1955, стр. 10). Иначе говоря, не всякий разрыв, видимый на поверхности, является разломом, а поэтому не следует все разрывы считать сейсмогенными.

В настоящее время накопился достаточный материал, свидетельствующий о приуроченности очагов сильных землетрясений к разломам, не только в пределах Таджикистана. Землетрясение 1968 г. в югославском городе Скопле связано с подвижками по разломам (Арсовски и др., 1964). Эпицентр Ташкентского землетрясения 1966 г. также «сидит» на разломе. Подобных примеров можно привести много.

Отделом неотектоники Института геологии АН Таджикской ССР в 1961—1962 гг. проводились сеймотектонические исследования на территории Таджикистана. Целью этих работ, выполнявшихся независимо от сейсмологических исследований, являлось геологическое обоснование карты сейсмораионирования Таджикской ССР. Геологическая группа должна была составить карту, на которой будут выделены зоны сейсмической опасности по геологическим данным с тем, чтобы сейсмостатистический материал не являлся исходной основой для выделения соответствующих зон. При выделении зон сейсмической опасности по геологическим данным мы исходили из представлений о приуроченности землетрясений к крупным разломам, разделяющим разнородные структурные комплексы. В полосе этих разломов должны проявляться признаки новейших движений, а если таковые отсутствуют, то разлом асейсмичен. Большое внимание было уделено выявлению участков наиболее интен-

сивных современных и новейших движений, особенно в местах их наибольшей контрастности. Для сейсмотектоники наибольший интерес представляют движения за последние 20—25 млн. лет, происходящие в неоген-четвертичное время, когда формировался, как показано в предыдущей главе, рельеф региона, происходили и происходят движения по разломам, разделяющим различные структурные комплексы, что и обусловило современную сейсмичность территории Таджикистана. Кроме того, по мнению Б. А. Петрушевского (1955), нельзя сбрасывать со счетов и тектонический режим более ранних циклов, так как области с высокой степенью унаследованного развития являются весьма опасными в сейсмическом отношении.

В последнее время некоторые геологи пытаются непосредственно определить степень сейсмической опасности разлома в зависимости от типа дизъюнктивного нарушения на поверхности: сдвиг — одна балльность (магнитуда), сброс — другая, взброс — третья и т. д. (Захаров, 1964). Анализ геологических наблюдений и данных по изучению параметров в очагах землетрясений показывает, что вектор подвижки в очаге землетрясения и тип нарушения у поверхности совершенно разные, хотя и зависимые друг от друга явления. Подвижки в очаге, если даже он расположен на сравнительно небольшой глубине, как это имеет место в Таджикистане (5, чаще 15—20 км), передается в поверхностную часть сложно построенной слоистой структуры и проявляется в виде самых различных нарушений, в том числе не разрывных, а пликативных. Широкое развитие козырьковых надвигов, плоскость которых полого у поверхности и практически вертикальна на глубине, еще более затушевывает вышеупомянутую связь. На наш взгляд, судить о механизме, силе и частоте землетрясения по типу дизъюнктивного нарушения на поверхности (сброс, взброс, сдвиг, надвиг или шарьяж) в настоящее время не представляется возможным.

Наиболее распространены в рассматриваемом нами районе поверхностные взбросы. Однако в полосе единого сейсмогенного разлома, представленного серией разрывов, наблюдаются также и другие нарушения. При прослеживании плоскости нарушения по простиранию можно видеть, как сброс становится взбросом, потом надвигом, затем снова взбросом и т. д. (Ионахшский разлом). Выявление сложного механизма движений в многокилометровой толще слоистых

и неслоистых пород с различной степенью компетентности в зависимости от направления подвижек в очагах землетрясений — задача весьма трудная и пока не решенная.

Для выделения сейсмогенных разломов по геологическим материалам необходим палеотектонический анализ с использованием данных неотектоники. Требуется в каждом случае определить положение разлома в структуре региона и выявить проявления новейших движений по сместителям разрывов, составляющих разлом. Наиболее активными в новейшее время краевыми разломами в районе наших исследований являются Гиссаро-Кокшаальский и Илякский.

Гиссаро-Кокшаальский краевой разлом является важнейшей структурой, ограничивающей высоко поднятый палеозойский фундамент, обнажающийся на поверхности, от южной части, где последний скрыт под более молодыми отложениями и залегает на различной глубине. Палеозойские сооружения Гиссаро-Алая в орогенический этап развития были разбиты на ряд блоков, испытавших неравномерное вертикальное поднятие, часто с уклоном. В результате образовалась система сложных неправильных ступенчатых и косых горстов (см. рис. 11). Амплитуда подвижек по разрывам, ограничивающим различные блоки, достигает значительной величины. Все блоки обрываются вдоль зоны Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома. Сочленение структур Гиссаро-Алая и Предгиссарской впадины представляется торцовым. Большинство исследователей (Петрушевский, 1955; Губин, 1960; Бунэ, Рейман, 1960; Захаров, 1962; Крестников, 1962 и др.) высказывались о важности этого структурного шва. Вдоль зоны Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома известны наиболее сильные землетрясения, происшедшие на территории республики и за ее пределами.

Высокосейсмичная полоса, прослеживаемая вдоль Гиссаро-Кокшаальского разлома и названная Южно-Гиссарской, относится к первой категории по степени сейсмоопасности (Рейман и др., 1969) и охватывает часть территории Гиссаро-Алая, Таджикской депрессии и Предгиссарского прогиба. В Южно-Гиссарской зоне допускается возникновение землетрясений с магнитудой (M) более 7,5 (Губин, 1960), но не более 8. Анализ сейсмичности Южно-Гиссарской зоны свидетельствует о неоднородности последней. В ее пределах выделяются участки, резко отличающиеся в

сейсмическом отношении. Наиболее сильные землетрясения с максимальной интенсивностью $M=8$ располагаются на самых далеких флангах Южно-Гиссарской зоны: на востоке — район г. Кашгар (КНР), на западе — район Каратага. Это, возможно, связано с повышенными напряжениями, возникающими в концевых частях дизъюнктивных нарушений, в силу их разрастания, что отмечалось М. В. Гзовским (1960).

Ширина Южно-Гиссарской зоны непостоянна, она зависит от геологического строения отдельных участков зоны. На севере граница не имеет отчетливого выражения. И. Е. Губин (1960) условно провел ее на расстоянии до 15 км к северу от южной границы Гиссаро-Алая. На наш взгляд, ширину сейсмоопасной зоны следует несколько расширить за счет области распространения небольших по протяженности и глубине заложения разрывов, амплитуды подвижек по которым значительны (до 1000 м). Эта область протягивается параллельно южному краю Центрального Таджикистана севернее Гиссаро-Кокшаальского разлома (рис. 13).

Высокая степень сейсмоопасности Южно-Гиссарской зоны обосновывается также наличием краевых разломов, игравших важную роль в процессе палеозойского осадконакопления. Эти нарушения под очень крутыми углами, почти в торец, сочленяются с Гиссаро-Кокшаальским разломом. Таким разломом является Ходжаобигармский (Кухтиков, 1964).

Как было показано, Ходжаобигармский краевой разлом проявлял значительную активность в палеозойское время, отделяя в характеризуемом нами районе поднятую северо-восточную часть Гиссаро-Алая (Османталинская зона, по М. М. Кухтикову, 1964) от опускающейся юго-западной (Мечетлинская зона). В более поздние времена разлом не был таким активным. В новейшее время он несколько активизировался, особенно в своем юго-восточном окончании (см. рис. 11). Данный разлом при классификации разломов района (глава II) отнесен к категории активизирующихся. В новейший этап он по сравнению с Гиссаро-Кокшаальским является менее важной структурой. Но учитывая значительную протяженность, длительность развития и значительную глубину заложения, которая характерна для долгоживущих нарушений, можно считать возможным возникновение землетрясений в полосе данного разлома. Принимая во внимание относительно незначительные амплитуды перемещений по

крыльям разлома или, иными словами, малые скорости движений в новейшее время, можно предположить, что землетрясения будут происходить сравнительно редко.

Южная часть Южно-Гиссарской зоны первой категории по степени сейсмоопасности охватывает в пределах характеризуемого нами района северные части Таджикской депрессии (см. рис. 13). Рассмотрим степень сейсмоопасности разломов, развитых здесь. Наиболее важным разломом в характеризуемой части района наших исследований несомненно является Илякский краевой разлом. Как уже отмечалось (глава II), морфология нарушения в приповерхностной части и на глубине не совпадает. Это лишнее подтверждает мнение о том, что по типу дизъюнктивного нарушения, наблюдаемого на поверхности, определить степень сейсмической опасности нельзя. Длительность развития Илякского разлома, значительная глубина заложения, активность в четвертичное время позволяют отнести его к категории весьма опасных в сейсмическом отношении структур. Поэтому участок вдоль Илякского краевого разлома отнесен нами к Южно-Гиссарской зоне первой категории. Землетрясения, происшедшие в полосе Илякского разлома, достигали по интенсивности 8—9 баллов и $M=5-6$ (Губин, 1960).

Таким образом, в зонах новейших краевых разломов допускается возможность возникновения наиболее сильных землетрясений. Кроме краевых разломов в районе широко развиты относительно мелкие нарушения—разломы, которые также могут генерировать землетрясения.

В интересующей нас части Таджикской депрессии таких разломов два: Ионахшский и Гулизинданский (см. рис. 2, структура 24 и 30). Ввиду большого сходства названных разломов удобнее их рассмотреть вместе. Ионахшский и Гулизинданский разломы являются по возрасту новейшими. В процессе развития структур характеризующиеся разломы играли большую роль, разделяя участки с разной скоростью поднятий. Ионахшский разлом отделял Гашионскую синклинали (см. рис. 2, структура 13) от Ионахшской антиклинали (структура 25), а Гулизинданский — Вионскую синклинали (структура 31) от структур хр. Джангоу. Анализ новейшей истории развития свидетельствует о контрастных тектонических движениях по сместителям названных нарушений (см. рис. 11). Следует подчеркнуть, что если Ионахш-

ский разлом в новейший этап разделял участки, поднимающиеся с разной скоростью, то движения по Гулизинданскому разлому носили несколько иной характер. Примерно до конца неогена последний разграничивал участки прогибания и поднятия (в Вахшском хребте происходило осадконакопление).

Характеризуемая часть Вахшского хребта была сформирована в основном в среднечетвертичное время. Амплитуда четвертичных поднятий Вахшского хребта больше таковых хребтов Сурхку и Джангоу. Эти факты свидетельствуют о некоторой неоднозначности сравниваемых разломов. Видимо, более активная в геологическом смысле структура будет активнее и в сейсмическом отношении. Учитывая, что характеризующие дизъюнктивы являются более мелкими нарушениями, чем краевые разломы, можно предположить, что в полосе первых будут возникать землетрясения интенсивностью до 8 баллов. Причем вдоль Гулизинданского разлома их следует ожидать чаще.

Анализ новейшей истории развития Гиссаро-Алая и Предгиссарского прогиба свидетельствует о большой роли разрывных нарушений в формировании современных тектонических структур. На фоне общего поднятия Южного Тянь-Шаня разломы разделяли блоки, испытывающие неравномерные движения. Поэтому, за редким исключением, новейшие движения вдоль характеризующих нарушений не носят столь контрастного характера, как по разломам Таджикской депрессии (см. рис. 11). Как показывает накопившийся фактический материал, на площадях, разбитых на небольшие блоки, несмотря на их активность в четвертичное время, подвижки по разломам могут вызывать сравнительно большое количество, но относительно несильных землетрясений.

Изучая связь тектоники с сейсмичностью в Таджикской депрессии, В. М. Рейман (Бунэ, Рейман, 1960) предложил понятие «дизъюнктивный узел». Дизъюнктивными узлами назывались места пересечения, схождения, сближения и изгибания разломов в плане, т. е. участки усиленного дробления блоков пород и интенсивных контрастных движений. Дизъюнктивные узлы могут быть сейсмогенными и асейсмогенными. Как и разломы, те дизъюнктивные узлы являются сейсмогенными, в зоне которых происходят новейшие и современные тектонические движения.

На повышенную сейсмическую активность мест пересечения «продольных» и «поперечных» разломов на Кавказе указывали И. В. Кириллова и А. А. Сорский (1960). Такие места были названы «сейсмогенетическими узлами». Нам представляется, что термин «дизъюнктивный узел» является более широким, так как, во-первых, включает в себя как сейсмогенные узлы, так и узлы асейсмогенные. К последним относятся узлы с древними, не проявляющими себя в новейшее время, разломами. Во-вторых, под термином «дизъюнктивный узел» подразумевается не только пересечение разломов «продольных» и «поперечных», но и схождение разломов различных направлений, изгибание их в плане, всегда связанное с появлением оперяющих разрывов.

В исследованном нами районе можно наметить два активных (сейсмогенных) дизъюнктивных узла: Калайдашский и Шуроб-Обигармский. Первый узел расположен в зоне сочленения краевых разломов Гиссаро-Кокшаальского и Ходжаобигармского; Шуроб-Обигармский — в месте сочленения Илякского, Ионахшского и Гулизинданского разломов.

В работе В. И. Бунэ и В. М. Реймана (1960) приводятся данные о приуроченности сильных землетрясений к дизъюнктивным узлам. В частности, сделана ссылка на землетрясения в Гобийском Алтае (МНР) в 1957 г. и в провинции Юньань (КНР). Можно добавить, что сильное землетрясение в городе Скопле, по данным А. Затопека, вероятнее всего, вызвано смещением вдоль двух разрывных поверхностей, прослеживаемых в северо-запад — юго-восточном и юго-запад — северо-восточном направлениях. Пересечение этих поверхностей А. Затопек считает возможным в районе макросейсмического эпицентра (Арсовски и др., 1964).

Детальные геолого-сейсмологические работы, проведенные на территории Македонии, показывают, что высокосейсмичные участки связаны с глубокими депрессиями и зонами сочленения поперечных и продольных разрывов (Арсовски и др., 1964). Учитывая, что дизъюнктивные узлы в районе наших работ образованы активными долгоживущими разломами, мы вправе считать узлы благоприятными местами для возникновения землетрясений. Большую сейсмическую опасность в себе таят не только пересекающиеся дизъюнктивные наруше-

ния. Перекрещивающаяся складчатость, поперечная зональность и другие явления, связанные с общей проблемой поперечных структур, привлекают все большее внимание исследователей. Изучение поперечных структур имеет прямое отношение к сейсмическому районированию и прогнозированию землетрясений. Так, на Кавказе очаги сильных землетрясений совпадают с местами пересечения структур общекавказского простирания и меридиональных поперечных перегибов (Габриелян, 1962; Думитрашко, Лилиенберг, 1962).

В Таджикистане поперечные структуры начали детально изучать сравнительно недавно. О новейших поперечных поднятиях писали О. К. Чедия (1957, 1958, 1964), А. А. Чистяков (1958), Н. П. Костенко (1962), Г. П. Винниченко (1964) и др. Они выявляли оси поперечных поднятий исключительно на основании геоморфологического анализа. На прилагаемую схему (см. рис. 13) оси поперечных поднятий нанесены по данным О. К. Чедия (Таджикская депрессия) и Г. П. Винниченко (Гиссаро-Алай).

В современной структуре Гиссаро-Алая поперечные поднятия представлены высоко поднятыми блоками с широко развитыми отложениями современного и древнего оледенения. Сохранившиеся фрагменты предмезозойской поверхности выравнивания занимают в зонах поперечных поднятий повышенное гипсометрическое положение в сравнении с их аналогами в соседних районах. Оси поперечных поднятий в Таджикской депрессии (по О. К. Чедия) располагаются субширотно. Необходимо подчеркнуть, что поперечные структуры Таджикской депрессии, часто обнаруживаемые на поверхности лишь в виде изгиба речных террас, подтверждаются наличием разрывов на глубине, предполагаемых на основании геофизических данных (Белеловский, 1964). Эти разрывы по простиранию в общем совпадают с осями поперечных поднятий.

Интересную проблему существования в Азии огромной меридиональной структуры, заложенной еще в докембрий, рассмотрел Б. А. Петрушевский (1961). Эта структура, названная им Индо-Памирской тектонической зоной, прослеживается с юга на север и представлена валом на дне Индийского океана, базальтами Декана, Джеламским клином Индостанской эпиротерозойской платформы, «синтаксисом» Гималаев, дугой Гиндукуш — Памир — Каракорум

и каледонидами Казахстана. С этой зоной связывается существование поперечного поднятия в альпийской области. Если согласиться с Б. А. Петрушевским, то герцинские субширотные структуры Тянь-Шаня и Памира следует считать более молодыми, поперечными образованиями. С другой стороны, субмеридиональные альпийские структуры, поперечные герцинским (в Южном Тянь-Шане, Фергане, Таджикской депрессии, на Памире — хр. Академии наук и др.), могут рассматриваться, по мнению В. М. Реймана, как проявление наиболее древнего плана строения, подчеркнутого альпийскими движениями (Рейман и др., 1969).

Для целей сейсмрайонирования очень важно выявить новейшие поперечные структуры. Нами, чтобы показать взаимоотношение поперечных поднятий и эпицентральных зон разрушительных землетрясений в полосе Гиссаро-Кокшаальского разлома, на схему зон сейсмической опасности были нанесены плейстоценовые области 9- и 8-балльных землетрясений (см. рис. 13). В результате сопоставления выясняется, что все известные разрушительные землетрясения располагаются в зоне первой категории, выделенной по геологическим данным, и многие совпадают с местами пересечения осей поперечных поднятий с Гиссаро-Кокшаальским разломом. Кстати, город Скопле, сильно пострадавший при 9-балльном землетрясении, расположен в зоне древнего унаследованного в неоген-четвертичное время поперечного поднятия, где мощности соответствующих отложений резко сокращены (Арсовски, Сорский, 1964).

В исследованном районе выделенное Г. П. Винниченко поперечное поднятие, ось которого доведена им до р. Сорбо (см. рис. 13), пересекает, очевидно, северо-западную часть Лугурского блока и юго-восточную часть Дашти-Рабатского (см. рис. 10, 11, 13), а в Предгиссарском прогибе представлено долинным водоразделом рек Иляк и Обигарм. По всей видимости, поперечные структуры характеризуются на различных участках различной степенью сейсмоопасности, так как они пересекают зоны разных категорий. Наибольшую вероятность возникновения землетрясений следует предполагать в участках зон разломов, пересекаемых новейшими поперечными поднятиями. Не последнюю роль, очевидно, играет и степень тектонической активности поперечных структур, что весьма важно при оценке их сейсмоопасности. Относительная асейсмичность некоторых попе-

речных поднятий может быть связана со слабой активностью, отсутствием сейсмостатистических данных за длинный отрезок времени, недостаточной изученностью и т. д. Накопленный к настоящему времени фактический материал требует особого внимания к проблеме поперечных поднятий. Изучение подобных структур, вместе с анализом активных разломов и дизъюнктивных узлов, может во многом способствовать решению проблемы сейсморайонирования и прогноза землетрясений. Мы попытались на основании анализа геологического материала установить степень сейсмической опасности отдельных тектонических структур района.

1. Территория характеризуемого района относится к первой категории сейсмической опасности. В ее пределах могут возникать землетрясения с $8 > M \gg 7,5$.

2. Основная сейсмоопасная зона (Южно-Гиссарская) приурочивается к Гиссаро-Кокшаальскому краевому разлому, разделяющему две разно построенные области.

3. В Гиссаро-Алае на фоне общего поднятия происходят блоковые движения, дифференциация которых относительно невелика. В Таджикской депрессии неотектонические движения носят контрастный характер. Поэтому сейсмическая активность последней более высокая.

4. Наиболее сейсмоопасными участками следует считать дизъюнктивные узлы и места пересечений новейших поперечных структур с разломами.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Мы рассмотрели геологические критерии сейсмичности района наших исследований. Оценка сейсмоопасности, данная по геологическим материалам, недостаточна для сейсмического районирования. Только на основании комплексного сейсмо-геологического изучения можно судить о сейсмических процессах.

В настоящее время накопился достаточный материал по сопоставлению тектоники с сейсмичностью (Гзовский и др., 1958; Губин, 1960; Бунэ, Рейман, 1960; Петрушевский, 1960; Флоренсов, 1960; Леонов, 1962; Солоненко, 1962; Геология и сейсмичность, 1962; Лукьянов, 1963; Захаров, 1964 и др.).

Имеется обильный сейсмический материал по нашему району (Бунэ и др., 1960; Бунэ и др., 1965; Бунэ, 1966 и др.). Но несмотря на это, до настоящего времени мы не имеем достаточно обоснованных количественных методов сопоставления геологических и сейсмических данных. Это объясняется: наличием сейсмологических материалов только за сравнительно короткий промежуток времени (около 100 лет); малой точностью определения координат эпицентров землетрясений; отсутствием точных количественных данных по современным движениям земной коры; недостаточностью знаний об условиях возникновения землетрясений и т. д.

Одним из наиболее сложных является вопрос о возможности возникновения землетрясений максимальной силы. Видимо, катастрофические землетрясения зависят от определенных особенностей тектонического устройства отдельных участков земной коры. Данные, которыми мы располагаем свидетельствуют о том, что слабые землетрясения (даже если они происходят часто) далеко не всегда являются предвестниками сильных землетрясений. Поэтому геологические и сейсмические данные должны, по мере возможности, дополнять друг друга.

При выделении зон сейсмической опасности по геологическим данным мы учитывали факт приуроченности землетрясений к зонам контрастных тектонических движений в новейшее время; использовали и другие критерии — амплитуды движений по отдельным этапам новейшего времени, дизъюнктивные узлы, поперечные структуры и т. д. Сопоставление всей совокупности указанных данных с сейсмологическим материалом, можно думать, даст достаточно полное представление о сейсмичности характеризуемого района. Следует отметить, что при оценке сейсмической опасности как по геологическим, так и по инструментальным данным возникают определенные трудности, связанные с детальностью исследований. Так, оценка периода возникновения землетрясений на основе графиков повторяемости может быть дана точная для больших площадей (около 10 тыс. км²). Более надежной в этом случае является и экстраполяция графиков повторяемости в области сильных землетрясений. Ненадежность оценки для малых площадей связана с уменьшением представительности сейсмических данных. Кроме того, экстраполяция данных графиков повторяемости в области сильных землетрясений не может быть

уверенной из-за неравномерности проявления сильных землетрясений во времени и в пространстве.

Примерно такая же картина наблюдается и при оценках сейсмоопасности по геологическим данным. Мы относительно уверенно можем провести вероятную оценку сейсмической опасности крупных структурных элементов. Что же касается мелких структур, то их роль в процессе формирования участка оценить трудно, отсюда и оценка степени сейсмоопасности менее надежна. Поэтому мы сопоставляли главным образом основные тектонические структуры с сейсмичностью. Мелкие разрывы и складки в расчет не принимали, так как большинство из них расположено в непосредственной близости от разломов и полностью находятся под влиянием последних.

Сейсмические данные с геологическими сопоставлялись на основании карты эпицентров землетрясений (рис. 14). Здесь отражены все землетрясения энергетических классов $K=7-13$, происшедшие за период 1955—1966 гг. включительно. Землетрясения последующих лет не изменили общей картины. Землетрясения, зарегистрированные до 1955 г., нами не учитывались из-за неточности определения координат эпицентров. По точности определения координат эпицентров землетрясения разделялись на классы А, Б, В и неклассные. К классу А относятся землетрясения, координаты которых определены с точностью $\pm 2,5$ км, к классу Б — ± 5 км, к классу В — ± 10 км. К неклассным отнесены землетрясения, для которых глубина очага определена приближенно, а точность определения координат эпицентра составляет более 10 км. Глубины очагов подразделяются на карте по следующим интервалам: до 5, 5—10, 10—15, 15—20 и свыше 20 км.

Изучение сейсмичности и геологии Таджикистана позволило установить достаточно уверенную связь между эпицентрами и основными разломами (Губин, 1960; Бунэ, Рейман, 1960), поэтому на карте показаны линии и зоны дизъюнктивных нарушений. Вполне понятно, что по землетрясениям только нашего района исследований еще нельзя судить о сейсмичности и ее связях с геологическими структурами. Поэтому мы сначала охарактеризуем сейсмичность более обширной территории, а затем перейдем к рассмотрению особенностей интересующего нас района. Основная эпицентральная зона Таджикистана — Южно-Гиссарская —

вытянута в широтном направлении вдоль Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома. Очаги землетрясений (1930—1959 гг.) расположены в пределах земной коры (до 40 км). Большинство очагов (около 90%) имеет глубины не более 25 км (Бунэ и др., 1965). Примерно 30% очагов расположено на глубине не более 5 км. Учитывая, что Гиссаро-Алай и Таджикская депрессия имеют разную геологическую историю и неодинаковое тектоническое строение, отметим некоторые особенности сейсмичности каждой из зон.

При рассмотрении землетрясений по глубине очагов оказывается, что более глубокие землетрясения (15—20 км) приурочены в основном к Гиссаро-Алаю (более 50%), в то время как в депрессии их примерно в два раза меньше. Сейсмический режим характеризуемых зон, по данным В. И. Бунэ (1966), также различен. В Южно-Гиссарской зоне за 70 лет (1895—1964 гг.) произошло 21 землетрясение с $K \leq 15$. Вероятность возникновения землетрясений с $K \geq 15$ для изученного района оценивается один раз за 20—60 лет (Бунэ и др., 1965). Макросейсмические данные о разрушительных землетрясениях Южно-Гиссарской зоны показывают, что последние характеризуются глубиной залегания очагов 10—20 км, большой площадью распространения сотрясений, вытянутостью изосейст 7—9-балльных сотрясений вдоль простирания основных тектонических структур. Так, при Хаитском землетрясении 1949 г. ($K=17$) зона 9-балльных сотрясений имела форму эллипса, вытянутого вдоль структур на 60 км, ширина зоны поперек структур — 10 км (Бунэ, 1966).

Сильные землетрясения Таджикской депрессии характеризуются небольшой глубиной залегания очагов (3—5 км) и локальным характером зоны максимальных сотрясений.

Южно-Гиссарская сейсмоопасная зона, как уже отмечалось, охватывает и южный борт Предгиссарского прогиба. Здесь прогиб от сооружений депрессии отделен Илякским краевым разломом. Анализ землетрясений, связанных с названным и Гиссаро-Кокшаальским разломами (Бунэ, Рейман, 1960), свидетельствует об одинаковой глубине их заложения порядка 30 км. Углы падения плоскостей разломов, судя по расположению очагов, близки к вертикальным. Каждый разлом представлен некоторой зоной дробления.

Как видно из карты (см. рис. 14), большое количество эпицентров расположено вдоль разломов Таджикской деп-

рессии. По геологическим данным здесь наиболее важными являются Гулизинданский и Ионахшский разломы. Движения новейшего времени носили контрастный характер (см. рис. 11). Большое скопление эпицентров, наблюдаемое в районе к. Шуроб, связано с Гулизинданским разломом, который и по геологическим данным является более активным, чем Ионахшский. В районе Шуроба к Гулизинданскому разлому с северо-запада примыкает небольшой по протяженности разрыв, который обрезает с северо-востока Чанорскую синклиналь. Северо-восточнее разрыва наблюдается опрокидывание пород в сторону долины Вахша (Рейман и др., 1962). Все это, видимо, связано с повышенными напряжениями, возникающими здесь. Все же приведенных данных являло недостаточно для геологического объяснения сейсмического узла в районе к. Шуроб. Очевидно, расшифровать настоящий узел только при помощи видимых на поверхности геологических структур невозможно. К сожалению, пока мы не имеем данных по детальному глубинному строению этого участка. Не исключено, что сейсмический узел в районе Шуроба вызван перемещениями блоков фундамента по разрывам, скрытым от наблюдения.

Разрез вдоль Гулизинданского разлома (Бунэ, Рейман, 1960) показывает, что большинство очагов землетрясений расположено на глубинах 10—15 км. Однако, отдельные очаги расположены и в более глубоких частях коры — 30—40 км. Это может свидетельствовать о значительной глубине заложения характеризуемого разлома, возможно, выраженного и в палеозойском фундаменте. Относительно слабая тектоническая активность Ионахшского разлома подтверждается и более слабой сейсмоактивностью (см. рис. 14).

По данным В. И. Бунэ (1966), максимальная энергия землетрясений, связанных с внутридепрессионными разломами, соответствует $K=14-15$, $M=5,5-6$. Очаги землетрясений в первом приближении представляются в виде эллипсоида, наибольшая ось которого (10—20 км) вытянута вдоль простирания разломов. Вероятно, эпицентральные зоны возможных в будущем землетрясений могут располагаться на расстояниях до 5 км от проекций разломов на поверхности. Плотность эпицентров вблизи разрывов в среднем в три раза выше плотности эпицентров в зонах, удаленных более чем на 5 км.

Для депрессии в целом характерно постепенное уменьшение сейсмоактивности к югу и юго-востоку от Гиссаро-Кокшаальского разлома. Следует заметить, что и тектоническая активность достигает максимальных значений в периферических частях Таджикской депрессии, соседствующих с горными сооружениями Гиссаро-Алая и Памира. Разломы северной части характеризуемого района отделяют небольшие по площади блоки Гиссаро-Алая. Геологический материал свидетельствует (за редким исключением) об отсутствии резко дифференцированных контрастных движений. Сейсмический материал подтверждает это (см. рис. 14). Большое количество разрывных нарушений, видимо, способствует быстрой разрядке накапливающихся напряжений, поэтому сильные землетрясения здесь редки.

Незначительное скопление эпицентров наблюдается в северо-западной части Дашти-Рабатского блока. Это может свидетельствовать о некоторой активизации небольшого разрыва, прослеживающегося в этой части поперек простираения блока (см. рис. 14). Наиболее сильными землетрясениями, происшедшими в изученном районе, являются Файзабадские землетрясения 1930 и 1943 гг., которые подробно охарактеризованы И. Е. Губиным (1960).

Плейстосейстовые области подавляющего большинства землетрясений совпадают с видимыми на поверхности разрывами, которые по геологическим данным являются активными в новейшее время. Почти все землетрясения имеют гипоцентры в верхней части земной коры и вызываются, очевидно, перемещениями по видимым на поверхности нарушениям. Таким образом, в этом случае глубины очагов соответствуют вероятным глубинам заложения различных геологических структур и нарушающих их разрывов.

О генетической связи землетрясений и разломов можно судить также на основании изучения дислокаций в очагах землетрясений Таджикской депрессии. По данным Т. И. Кухтиковой (1962), в большинстве очагов дислокации совпадают с направлением основных дизъюнктивных нарушений. Наклоны плоскостей разрывов как по геологическим, так и по сейсмологическим данным крутые. Характер подвижек в очагах и подвижек, наблюдаемых для разрывов, в основном одинаков.

При рассмотрении плейстосейстовых областей сильных землетрясений можно заметить следующую закономерность:

все разрушительные землетрясения располагаются в районе восточного окончания Гиссарской долины, ограниченного с юго-востока Илякским, а с севера — Гиссаро-Кокшаальским разломами. Предгиссарский прогиб в этой части имеет четкие тектонические границы. Окружающие территории испытывают восходящие, в отличие от менее мобильного в новейшее время Предгиссарского прогиба, движения. Последние по разломам носят отчетливо контрастный характер. Густая сеть разрывных нарушений характеризует участок Таджикской депрессии, расположенный к югу от Илякского разлома. Из анализа новейшей истории развития следует, что поднятие Тианского хребта приурочено к среднему кварталу. Формирование этой структуры в настоящее время, видимо, нельзя считать законченной. Наблюдаемые в полевых условиях признаки современных движений и сейсмическая активность (см. рис. 14) свидетельствуют о продолжающихся тектонических процессах.

О приуроченности очагов землетрясений к дизъюнктивным узлам мы уже писали. Следует лишь добавить, что к отмеченным узлам (Шуроб-Обигармский, Калайдаштский), по данным В. И. Бунэ (1966), тяготеют эпицентральные зоны. Необходимо отметить, что дизъюнктивный узел нами понимается как определенная площадь на поверхности, а не точка. О размерах площади дизъюнктивного узла в настоящее время из-за недостаточности фактического материала судить трудно. Можно лишь наблюдать как вокруг узлов группируются эпицентры землетрясений. Если в районе Шуроб-Обигармского дизъюнктивного узла можно наблюдать скопление эпицентров, то в Калайдашском узле они расположены главным образом в депрессионной части. Однако, не следует забывать о сильных землетрясениях 1930, 1943 г., имевших место в характеризуемом узле. В этом месте по геологическим данным возможны 9-балльные землетрясения.

Несколько замечаний о распространении сейсмических волн. Как показывает опыт изучения Хаитского землетрясения (Леонов, 1961), при пересечении сейсмическими колебаниями зоны Гиссаро-Кокшаальского разлома наблюдалось резкое снижение балльности сотрясения. Это связано с разным составом пород, слагающих сооружения Тянь-Шаня и Таджикской депрессии. Осадочные образования мезозоя-кайнозоя Таджикской депрессии способствуют

ют уменьшению сотрясения, сейсмические волны при горизонтальном распространении в значительной мере гасятся в относительно рыхлой толще. Следовательно, даже сильные землетрясения, возникающие в зоне Гиссаро-Кокшаальского разлома, в депрессии будут ощущаться слабее. Анализ коэффициентов затухания сейсмических волн показывает, что при увеличении глубины очага коэффициенты затухания меняются, причем для землетрясений с глубиной очага от 10 до 20 км они максимальны. Следовательно, землетрясения с очагом на глубине свыше 20 км даже при больших значениях энергии ($K \geq 15$) не могут вызвать на поверхности эффект 9-балльного землетрясения (Леонов и др., 1967).

Итак, очаги землетрясений изученного района располагаются в земной коре на глубинах 5—20 км. Концентрация очагов вблизи разрывных нарушений свидетельствует о непосредственной связи землетрясений с геологическими структурами.

Землетрясения возникают там, где по геологическим данным происходят контрастные дифференцированные подвижки по разломам.

Высокая сейсмоактивность района обусловлена наличием ряда активных разломов. Основная сейсмогенная зона (Южно-Гиссарская) связана с Гиссаро-Кокшаальским разломом и является следствием длительного и сложного тектонического развития характеризуемой территории.

Магнитуда землетрясения и глубина очага зависят от категории дизъюнктивного нарушения. Наиболее сильные землетрясения связаны с активными краевыми разломами. Площадь наибольшего сотрясения прослеживается вдоль дизъюнктивного нарушения и зависит также от категории разлома: чем крупнее разлом, тем больше плейстосейстовая область землетрясения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы рассмотрели основные черты новейшего тектогенеза зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. Приведенный материал позволяет сделать ряд выводов, касающихся наиболее характерных особенностей развития участка в новейший этап и взаимосвязи геологических и сейсмических процессов.

1. Геолого-геоморфологический анализ ярусности рельефа позволил выяснить амплитуды вертикальной составляющей тектонических движений по отдельным этапам новейшего времени. Развитие участка происходило в условиях постоянного увеличения скоростей тектонических движений вплоть до позднечетвертичного-современного времени. Максимальные скорости поднятий приурочиваются к середине илькского времени.

2. Новейшие тектонические движения в пределах изученного района имели разный характер проявления в верхнем структурном этаже. Движения в Гиссаро-Алае были преимущественно блоковыми, в депрессии — складчатыми.

3. Вздвигание территории Гиссаро-Алая и рассматриваемых хребтов Таджикской депрессии началось не одновременно. Горное обрамление депрессии было вовлечено в поднятие с туркестанского времени и развитие его территории происходило в условиях резкого преобладания поднятия над процессами денудации. В хребтах депрессии до позднеплиоценового времени существовал режим, весьма близкий к динамическому равновесию.

4. Предгиссарский прогиб в современных границах наметился в раннечетвертичное время.

5. Большую роль в развитии характеризуемой территории играли дизъюнктивные нарушения. Краевые разломы, унаследованно развивавшиеся на протяжении длительного времени, контролировали мезозойско-кайнозойское осадконакопление и отделяли Гиссаро-Алай, Таджикскую депрессию и Предгиссарский прогиб. Среди разрывных нарушений района по морфогенетическому признаку выделяются также разломы и разрывы. Большинство дизъюнктивных нарушений имеют крутые поверхности падений сместителей, что свидетельствует о кардинальной роли вертикальных движений в развитии участка. Крутые падения сместителей разломов на глубине подтверждаются и сейсмическими данными.

6. Наиболее сильные землетрясения возникают там, где по геологическим данным происходят контрастные вертикальные подвижки в зонах краевых разломов. Магнитуда землетрясений, глубина очага и площадь наибольшего сотрясения зависят от категории дизъюнктивного нарушения.

ИЛЛЮСТРАЦИИ

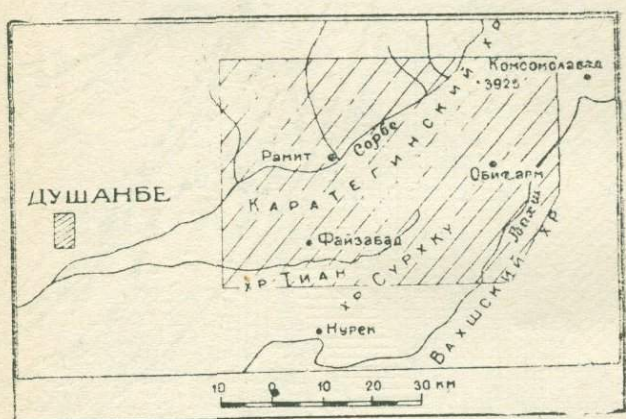


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

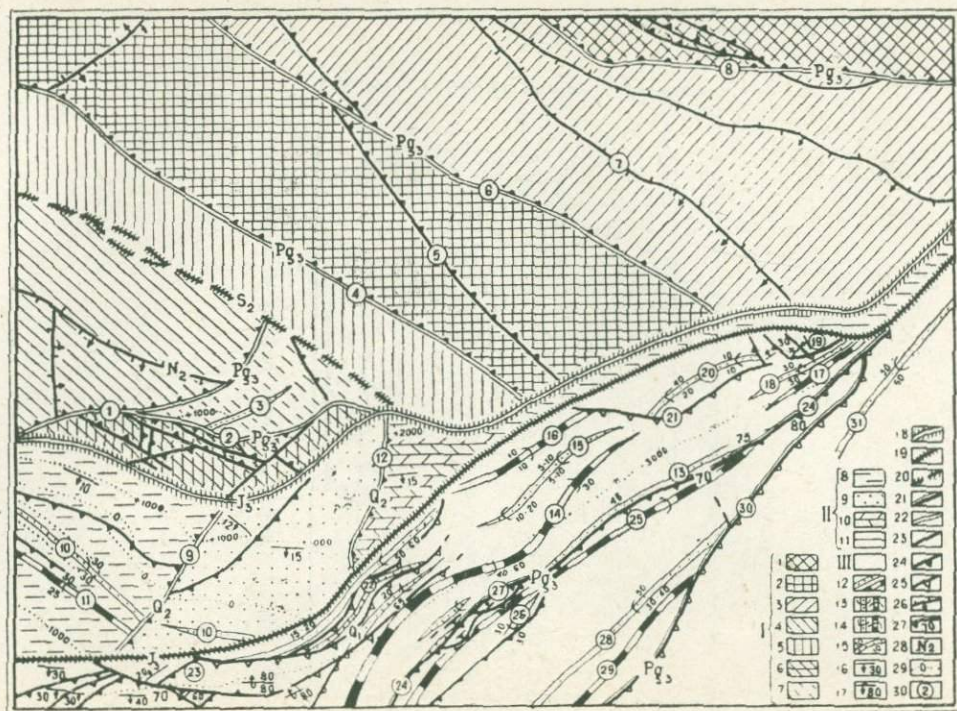


Рис. 2. Тектоническая схема западной части Каратегинского хребта и смежной территории Таджикской депрессии.

I. Гиссаро-Алай. Эпигерцинская платформа, претерпевшая в новейшее время неравномерные складчато-блоковые поднятия. Блоки, испытавшие поднятия: значительное — 1 — Новобадский (4000 м); 2 — Дашти-Рабатский (3800 м); 3 — Лугурский (3700 м); умеренное — 4 — Варзобский (3500 м); 5 — Джурязский (3200 м); незначительное — 6 — Мульбель-Дуовинский (2700 м); 7 — Саятский (2400 м).

II. Предгиссарский прогиб. Часть эпигерцинской платформы, в новейшее время относительно стабильная территория между поднятиями Гиссаро-Алая и периферической горной частью Таджикской депрессии. Блоки: 8 — Карабулакский (новейшие складчатые дислокации, незначительное четвертичное поднятие); 9 — Файзабадский (частная четвертичная впадина); 10 — Субулакский (частное четвертичное поднятие); 11 — Калайдашт-Обигармский участок Предгиссарского прогиба. Структура, образовавшаяся в четвертичный этап новейшей тектонической активизации.

III. Периферическая часть Таджикской депрессии. Интенсивное юрско-палеогеновое прогибание, сменившееся в новейшее время значительным поднятием. Область развития складчатых структур. **Складчатые структуры:** 12 — оси синклиналей (сверху) и антиклиналей (снизу); 13 — складки симметричные; 14 — складки асимметричные; 15 — углы падения пород; 16 — гомоклинали; 17 — гомоклинали опрокинутые.

Дислокативные нарушения. Зоны краевых разломов: 18 — Гиссаро-Кокшаальского; 19 — Илякского; 20 — Ходжаобигармского. Прочие нарушения: 21 — разломы, разграничивающие крупные структуры Таджикской депрессии; 22 — разломы, отделяющие блоки Гиссаро-Алая и Предгиссарского прогиба; 23 — мелкие разрывы. Морфология разрывов: 24 — взбросы; 25 — разрывы со сместителями, выполаживающимися к поверхности; 26 — разрывные нарушения неустановленного типа (стрелка указывает на опущенное плечо); 27 — наклон поверхности сместителя; 28 — время, с которого фиксируются движения по разлому; 29 — изолинии кровли палеозойских образований, скрытых под осадочным чехлом мезозоя и кайнозоя; 30 — номера структур, упоминаемых в тексте.

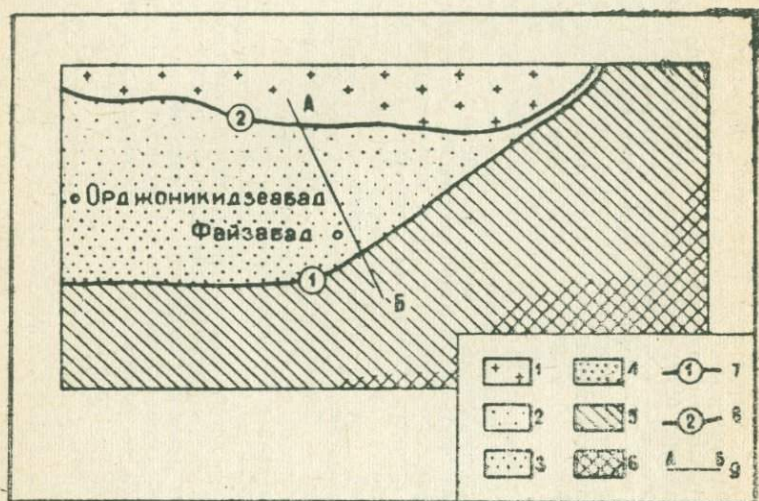


Рис. 3. Схема залегания палеозойского фундамента в верховьях р. Иляк (Бабаев, Кулагин, 1964):

1 — участки с обнажающимся фундаментом. Участки погружения фундамента; 2—до 1,5 км от земной поверхности; 3—до 3 км; 4—до 5 км; 5—до 6 км; 6—до 7 км; 7—Илякский краевой разлом; 8—Гиссаро-Кокшаальский краевой разлом; 9 — линия разреза.

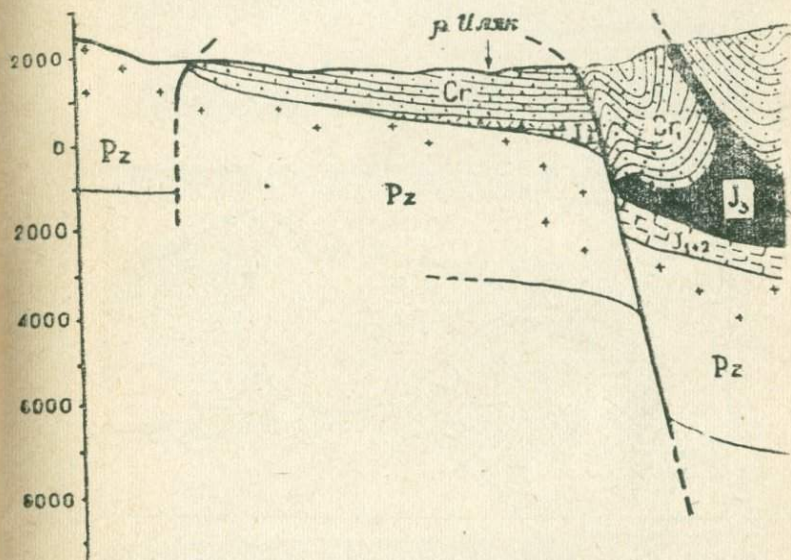


Рис. 4. Схематический разрез по линии А—Б (к рис. 3).

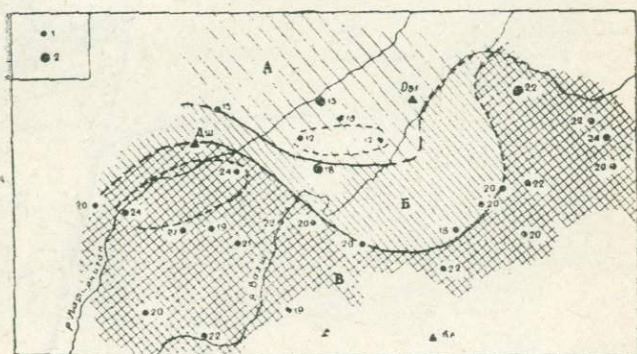


Рис. 5. Схема залегания поверхности «базальтового» слоя
 (по В. К. Кулагину, 1970).
 Глубина залегания составляет: А — 12—15 км; Б — 18—20 км;
 В — 20—24 км. 1 — глубины определены по обменным вол-
 нам; 2 — глубины определены по отраженным волнам при
 взрывах.

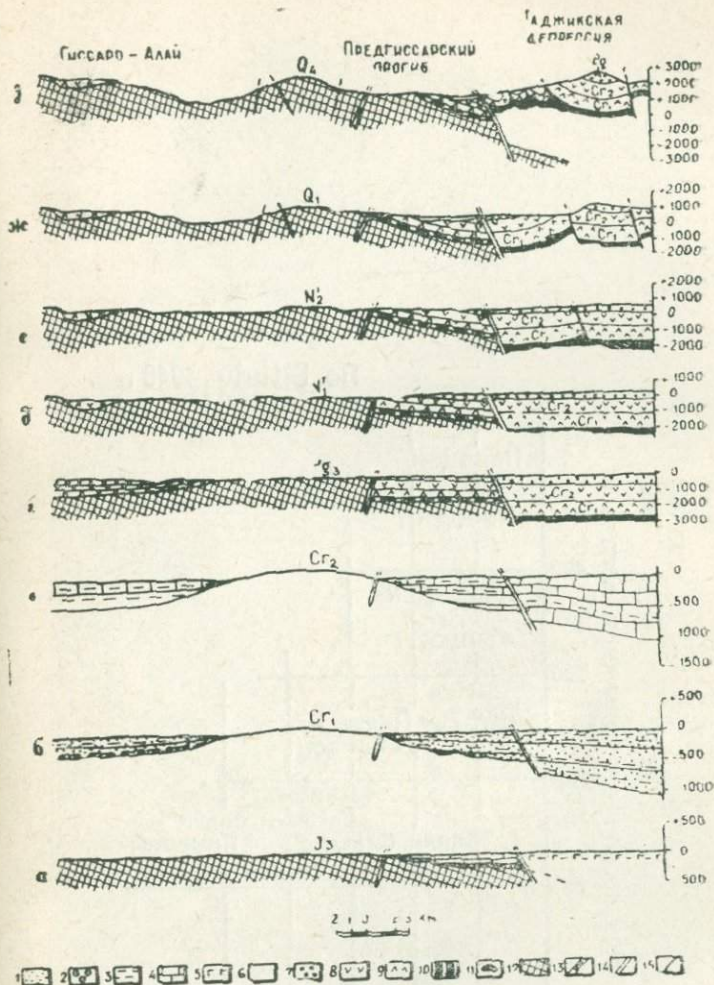


Рис. 6. Схема тектонического развития района в альпийское время. Результаты тектонических движений, происходивших: а — в юрском периоде; б — в нижнемеловой эпохе; в — в верхнемеловой эпохе; г — суммарный результат донеогеновых тектонических движений. Структура, созданная: д — к раннемиоценовому времени; е — к раннеплиоценовому времени; ж — к концу раннечетвертичного времени; з — современная структура. Литологические обозначения: 1 — песчаники; 2 — конгломераты; 3 — глинистые образования; 4 — известняки и мергели; 5 — гипсы и соли. Стратиграфические обозначения: 6 — квартал; 7 — палеоген; 8 — верхний мел; 9 — нижний мел; 10 — терригенная юра; 11 — гипсо-соленосная юра; 12 — палеозойские образования. Разрывные нарушения: 13 — Гиссаро-Кокшаальский краевой разлом; 14 — Илякский, краевой разлом; 15 — прочие новейшие разрывы.

По Gittuly, 1949

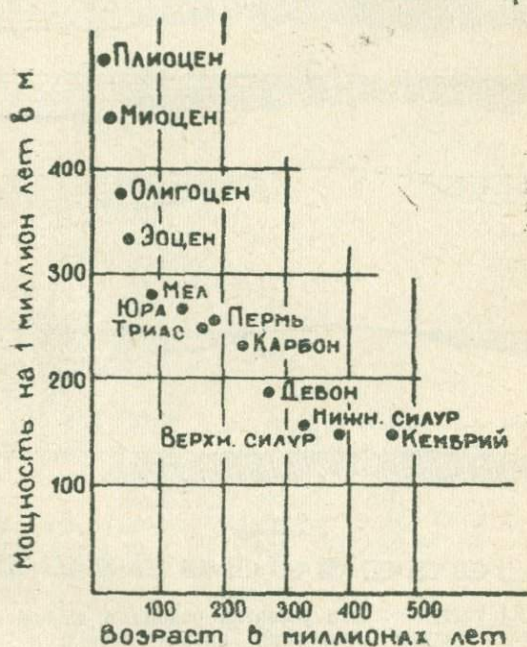


Рис. 7. Возрастающее максимальное значение мощности отложений вверх по геохронологической шкале (Рейман, 1967).

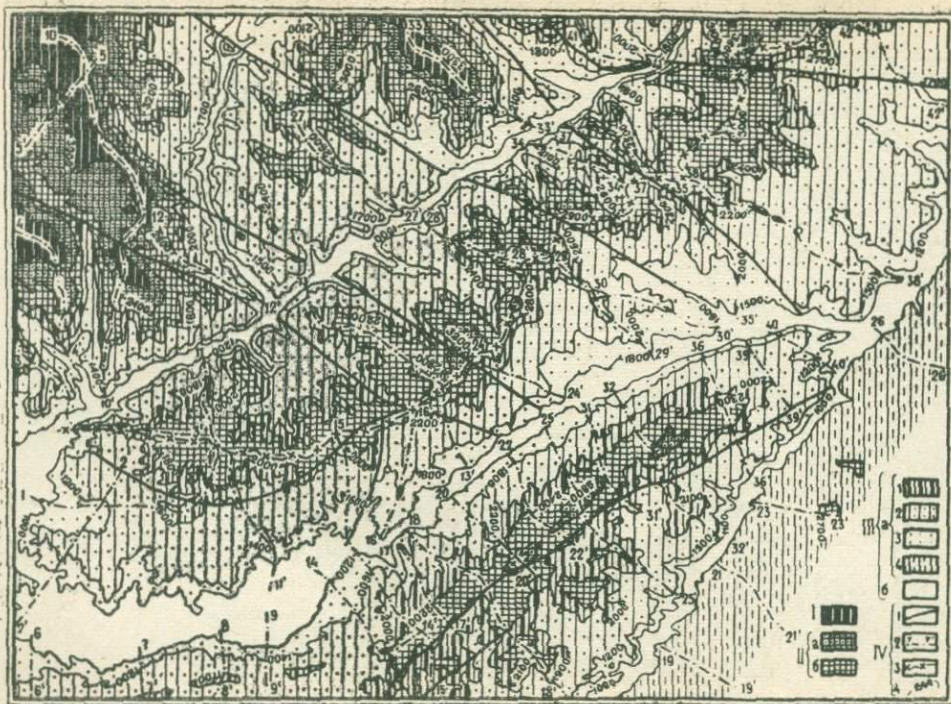


Рис. 8. Карта ярусности рельефа: I — верхний ярус ($Pg_2 + N^1_1$). II — средний ярус ($N^2_1 - Q_1$): а — верхний подъярус ($N^2_1 - N^1_2$); б — нижний подъярус ($N^2_2 - Q_1$). III — нижний ярус ($Q_2 - Q_3$): а — верхний подъярус (Q_2); 1 — начало среднего квартала (Q^1_2), 2 — середина среднего квартала (Q^2_2), 3 — конец среднего квартала (Q^3_2), 4 — средний квартал нерасчлененный (Q_2); б — нижний подъярус ($Q_3 + 4$). IV — прочие обозначения: 1 — дизъюнктивные нарушения, 2 — линии геолого-геоморфологических профилей и разрезов (к рис. 9), 3 — линия продольного геолого-геоморфологического профиля Каратегинского хребта (к рис. 10), 4 — высотные отметки.

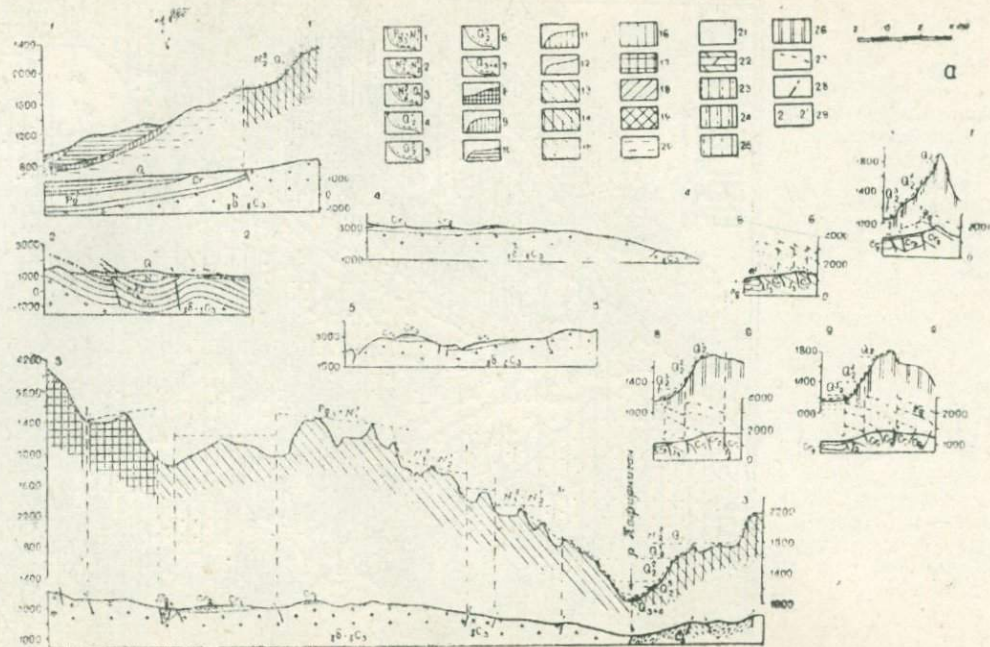
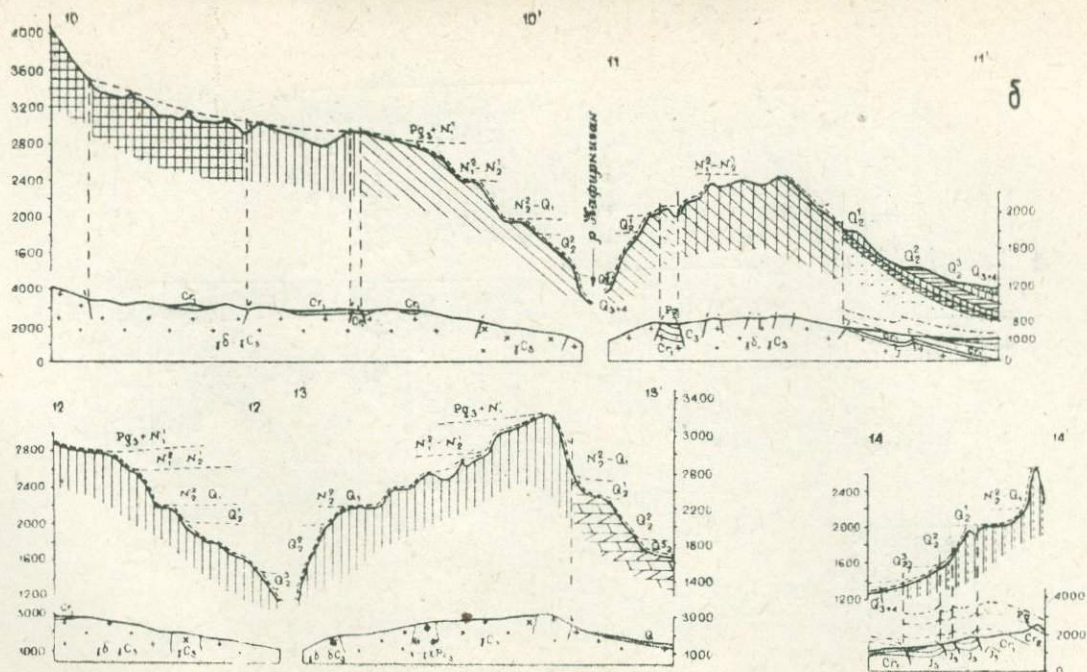
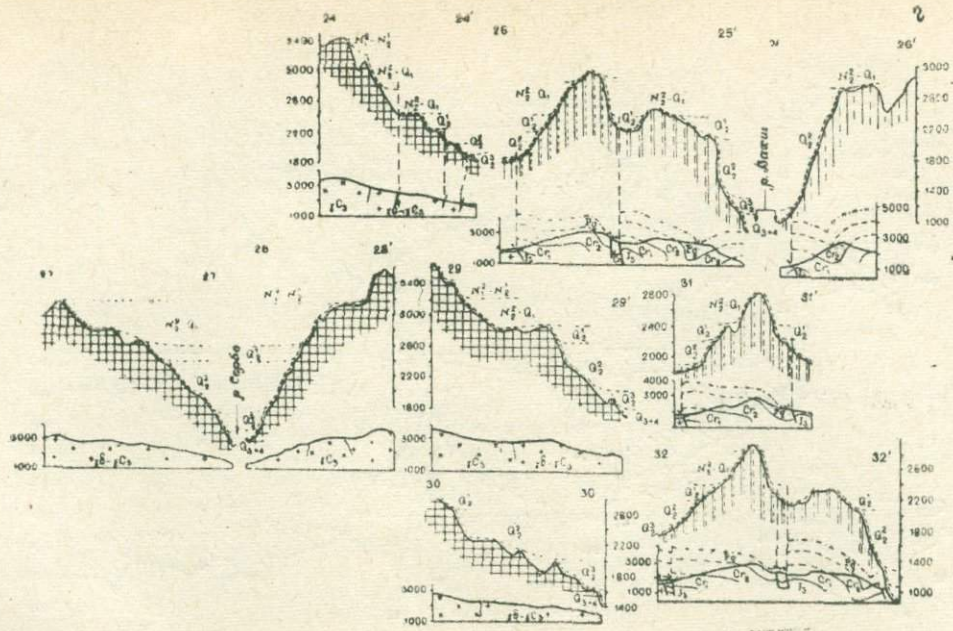


Рис. 9 (стр. 128—133).





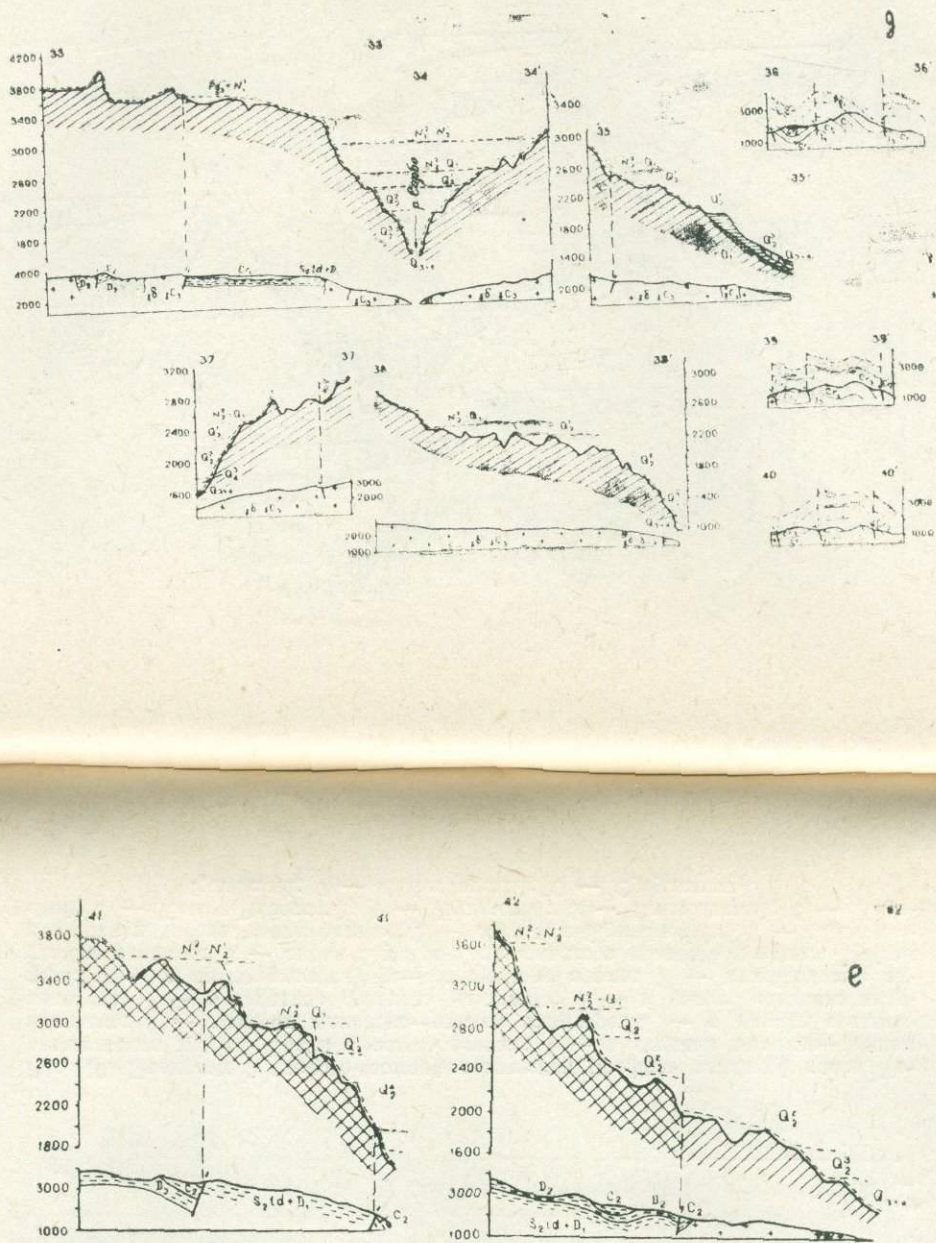


Рис. 9. Геолого-геоморфологические профили и разрезы. Время формирования основных эрозийных форм рельефа: 1 — олигоцен—ранний миоцен; 2 — средний миоцен—ранний плиоцен; 3 — поздний плиоцен—ранний квартер; 4 — начало среднего квартера; 5 — середина среднего квартера; 6 — конец среднего квартера; 7 — поздний квартер—современное. Время формирования основных аккумулятивных форм рельефа: 8 — ранний квартер (кулябский комплекс); 9 — начало среднего квартера (нижняя часть илякского комплекса); 10 — середина среднего квартера (средняя часть илякского комплекса); 11 — конец среднего квартера (верхняя часть илякского комплекса); 12 — поздний квартер — современное (душанбинский и амударьинский комплексы). Блоки Гиссаро-Алая и Предгиссарского прогиба: 13 — Варзобский; 14 — Мульбель-Дуовинский; 15 — Саятский; 16 — Джуриязский; 17 — Дашти-Рабатский; 18 — Лугурский; 19 — Навобадский; 20 — Карабулакский; 21 — Файзабадский; 22 — Субулакский. Хребты Таджикской депрессии: 23 — Сурхку; 24 — Джангоу; 25 — Вахшский; 26 — Тианский; 27 — восстановленная поверхность подошвы неогеновых отложений (больджуанской свиты); 28 — дизъюнктивные нарушения; 29 — номера профилей и разрезов.

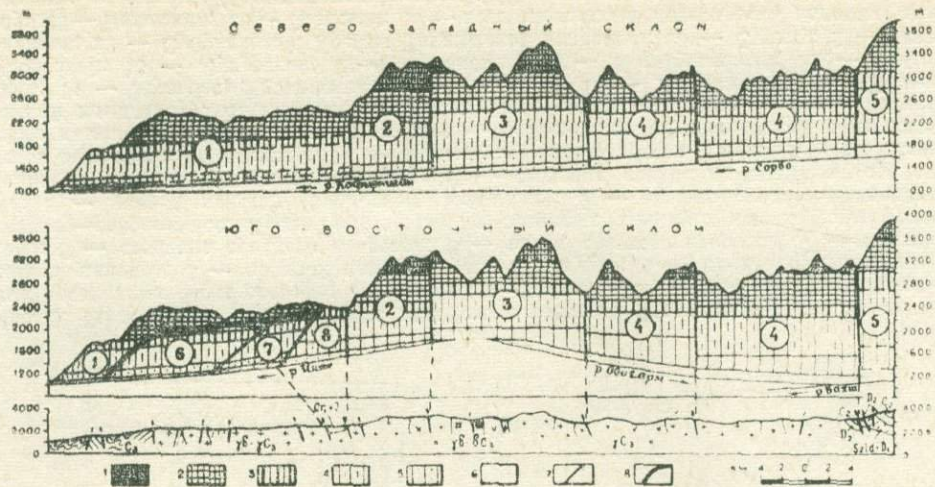


Рис. 10. Продольный геолого-геоморфологический профиль западной части Каратегинского хребта. Врезы сформированные: 1 — в среднем миоцене—раннем плиоцене; 2 — позднемиоцене—раннем квартере; 3 — в начале среднего квартера; 4 — в середине среднего квартера; 5 — в конце среднего квартера; 6 — в позднечетвертичное—современное время; 7 — межблоковые активные разломы; 8 — линия Гиссаро-Кокшаальского краевого разлома. Цифры в кружках обозначают блоки: 1 — Мульбель-Дуовинский; 2 — Джуриязский; 3 — Дашти-Рабатский; 4 — Лугурский; 5 — Навобадский; 6 — Карабулакский; 7 — Файзабадский; 8 — Субулакский.

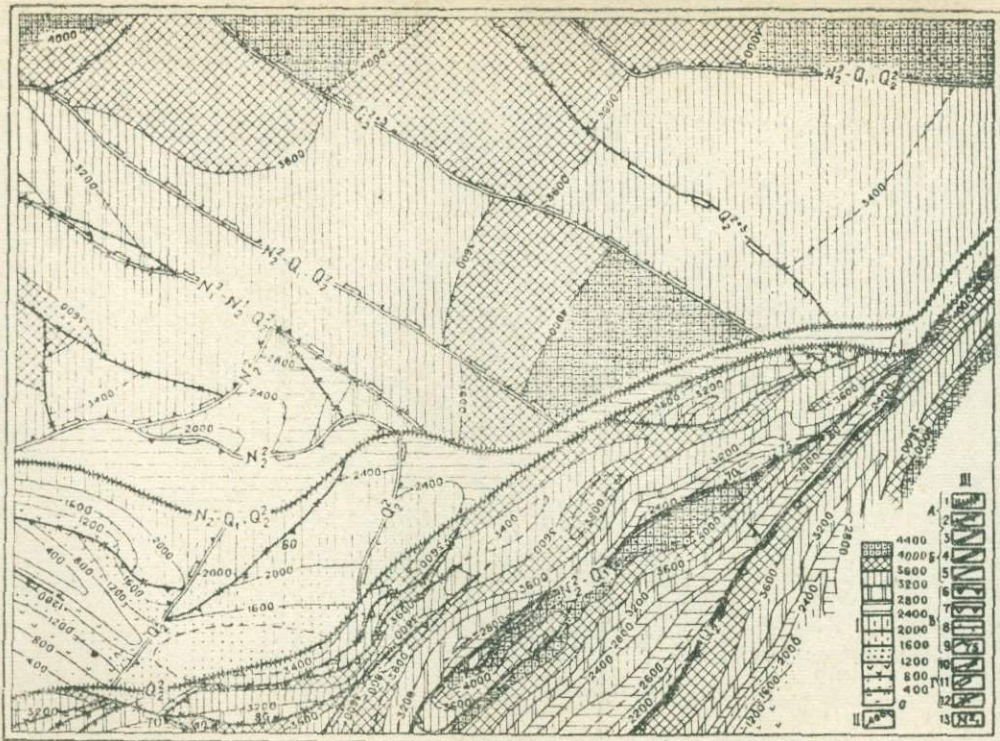


Рис. 11. Карта новейшей тектоники. I — величины суммарных поднятий донеогеновой поверхности за неоген-четвертичное время (в м.). II — изолинии суммарных деформаций до-неогеновой поверхности, отражающие формы новейших структур. III — разрывные нарушения: А — краевые разломы: 1 — Гиссаро-Кокшавльский и Илякский; 2 — Ходжаобигармский. Б — прочие дизъюнктивные нарушения: 3 — разломы, разграничивающие крупные структуры Таджикской депрессии со значительной амплитудой относительных новейших смещений (более 1000 м); 4 — межблоковые разломы Гиссаро-Алая и Предгиссарского прогиба с амплитудой новейших смещений, достигающих тысячи метров, чаще — сотни метров; 5 — мелкие разрывы. В — морфология разрывов: 6 — взбросы; 7 — дисгармоничные разрывы, с глубиной увеличивающие угол падения плоскости сместителя; 8 — разрывы неустановленного типа; 9 — наклон поверхности сместителя. Г — выраженность в рельефе: 10 — создают большие перепады высот (тысячи метров); 11 — создают небольшие перепады высот (сотни метров), 12 — в рельефе выражены слабо; 13 — время наибольшей активности.

Б Л О К И

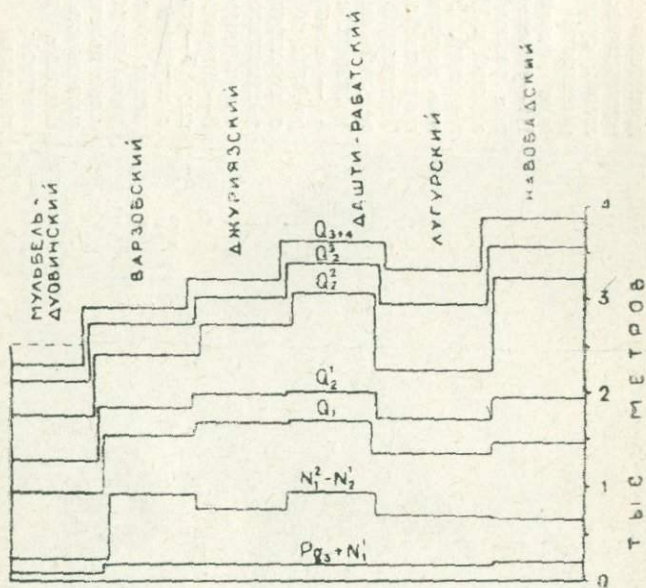


Рис. 12. Схема вертикальных перемещений
блоков за новейшее время.

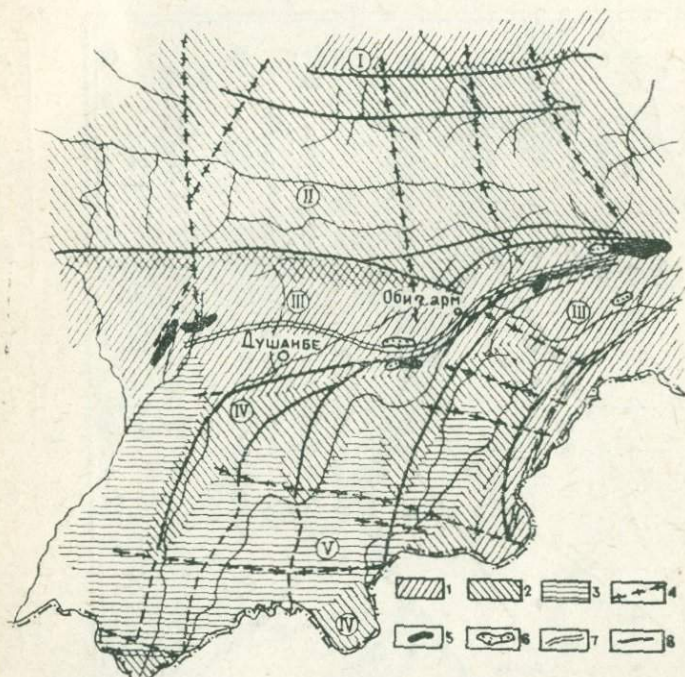


Рис. 13. Схема зон сейсмической опасности Центрального и Юго-Западного Таджикистана (А. М. Бабаев, Г. П. Виниченко, В. М. Рейман, 1969).

- 1 — зоны первой категории (9 баллов): Южно-Ферганская (I), Южно-Гиссарская и Дарваз-Каракульского разлома (III); 2 — зоны второй категории (8 баллов): внутренних районов Центрального Таджикистана (II) и Бабатаг-Придарвазская (IV); 3 — зона третьей категории (7 баллов) — Кургантюбинская (V); 4 — оси поперечных поднятий; 5 — плейсто-сейстовые области 9-балльных землетрясений; 6 — 8-балльных землетрясений; 7 — Гиссаро-Кокшаальский и Дарваз-Каракульский краевые разломы; 8 — прочие разломы.

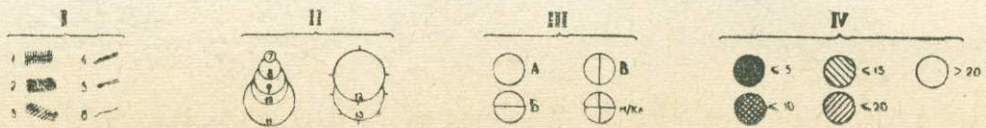
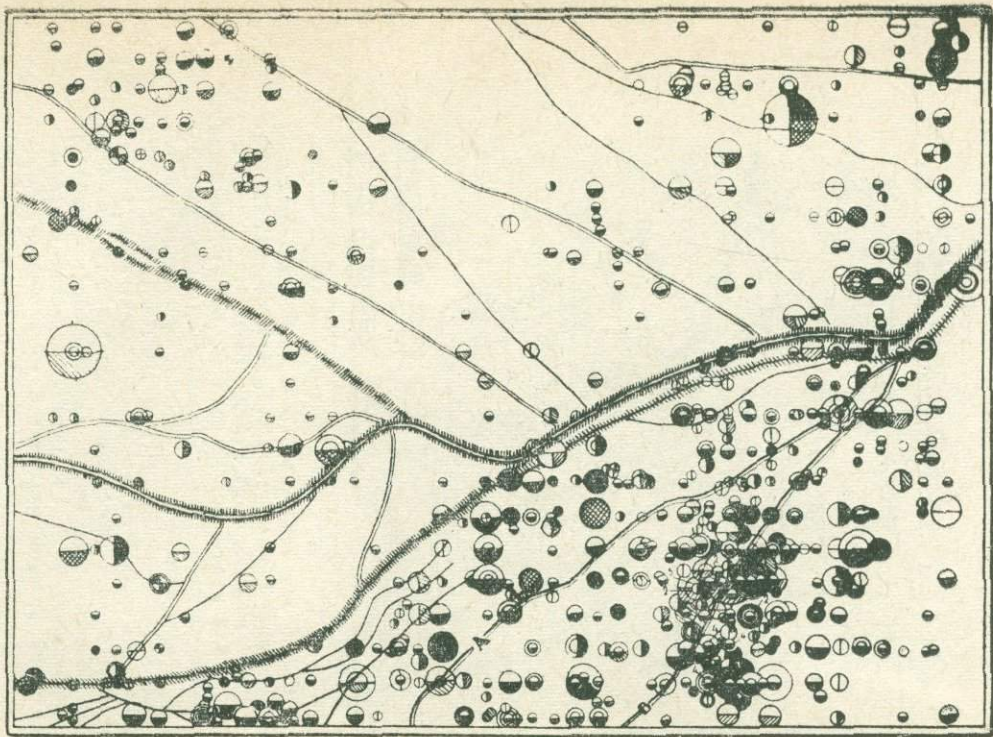


Рис. 14. Карта эпицентров землетрясений с $K=7-13$ за 1965—1966 гг.

I — дизъюнктивные нарушения: 1—3—краевые разломы (1—Гиссаро-Кокшаальский, 2 — Илякский, 3 — Ходжаобигармский); 4 — внутридепресссионные разломы (Ионахский — А и Гулизинданский—Б); 5 — межблоковые разломы Гиссаро-Алая и Предгиссарского прогиба; 6 — разрывы. II — классификации землетрясений по энергии упругих волн в очагах ($K=7-13$). III — классификация эпицентров землетрясений по точности определения координат: класс А ($\pm 2,5$ км); класс Б (± 10 км); неклассные (более 10 км); IV — классификация землетрясений эпицентров по глубине очага (в км).

ЛИТЕРАТУРА

Агаханиянц О. Е., Пахомов М. М., Трофимов А. К. К палеогеографии Памира в голоцене. Изв. ВГО, т. 96. № 6, 1964.

Арсовски М., Груич И., Гойгич Д. Сейсмогеологические исследования скопской котловины и района г. Скопле. Белград—Скопье, 1964.

Арсовски М., Сорский А. А. Тектонические условия возникновения разрушительного землетрясения в г. Скопле (Югославия) 26 июля 1963 г. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1964.

Афанасьев Г. Д. Геохронологическая шкала летоисчисления по данным лаборатории СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. В сб.: «Абсолютный возраст геологических формаций», (Докл. Сов. геологов на XXII сессии между геол. конгресса). М., «Наука», 1964.

Бабаев А. М. Проявление новейших тектонических движений в средней части долины р. Вахш. Тез. докл. научн. конф., посвящ. 30-летию Тадж. ССР. Душанбе, 1959.

Бабаев А. М. О проявлениях новейших тектонических движений в Калайдашском дизъюнктивном узле. Тез. докл. конф. молодых ученых. Душанбе, 1961.

Бабаев А. М. Проявление новейшей тектоники в долине р. Обигарм и в верховьях р. Иляк. Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 2, 1962а.

Бабаев А. М. Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 4, 1962б.

Бабаев А. М. Неотектоника западного окончания Каратегинского хребта. В сб.: «Неотектоника и сеймотектоника Таджикистана». Душанбе, 1969.

Бабаев А. М., Кулагин В. К. Глубинное строение восточной части Гиссарской долины. В сб.: «Проблемы геологии Таджикистана». Душанбе, 1964.

Бабаев А. М., Лысков Л. М. О времени наибольшей активности разрывов в новейший этап развития Южного Тянь-Шаня. Докл. АН Тадж. ССР, т. 4, № 3, 1970.

Баратов Р. Б., Захаров С. А. К вопросу о взаимоотношении Памира и Южного Тянь-Шаня. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, вып. 14, 1956.

Баратов Р. Б., Мельниченко А. К., Хасанов А. Х. Об абсолютном возрасте некоторых гранитоидных массивов Восточного Гиссара и Каратегина. Докл. АН Тадж. ССР, т. 9, № 11, 1966.

Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В., Брейвинская В. М., Кутенец В. А. Вулканические трубки взрыва и некото-

рые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, «Дониш», 1970.

Бархатов Б. П. К геологии кулябской свиты Таджикской депрессии. ДАН СССР, т. 83, № 6, 1952.

Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ, 1963.

Беккер Я. А. Основные черты тектоники чехла Таджикской депрессии. Автореф. канд. дисс. Душанбе, 1971.

Белеловский М. Л. Глубинное геологическое строение Таджикской депрессии по данным геофизических исследований. Тез. докл. Душанб. сессии II Всесоюз. тект. совещ. Душанбе, 1962.

Белеловский М. Л. Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным. В сб.: «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Мат-лы II Всесоюз. тект. совещ. в г. Душанбе. М., «Наука», 1964.

Белоусов В. В. К вопросу о методах сейсмического районирования. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1954а.

Белоусов В. В. Очередные проблемы общей геотектоники. «Сов. геол.», 41, 1954б.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954в.

Белоусов В. В., Горшков Г. П., Петрушевский Б. А. По поводу статьи И. Е. Губина «О сейсмическом районировании Юго-Западной Туркмении». Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1954.

Белоусов В. В., Гзовский М. В. Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.

Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. В сб.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Мат-лы II Всесоюз. тект. совещ. в г. Душанбе, М., «Наука», 1964.

Босов В. Д. Литологическая характеристика зон неогеновой аккумуляции Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 7, 1963.

Босов В. Д. Третичные континентальные отложения Таджикской депрессии и Кухистана. Душанбе, «Дониш», 1972.

Бунэ В. И. Опыт детального анализа сейсмичности Вахшского района Таджикской ССР. Автореф. докт. диссерт. М., 1966.

Бунэ В. И., Рейман В. М. К сеймотектонической характеристике центральной части Таджикской депрессии. Тр. Ин-та сейсмост. строит. и сейсмол. АН Тадж. ССР, т. 7, 1960.

Бунэ В. И., Гзовский М. В., Запольский К. К., Кейлис-Борок В. И., Крестников В. Н. и др. Методы детального изучения сейсмичности. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 9 (176), 1960.

Бунэ В. И., Кулагин В. К., Соболева О. В. Сейсмический режим Вахшского района Таджикской ССР. Изд. АН Тадж. ССР, Душанбе, 1965.

Бурачек А. Р. Геоморфология Южно-Таджикской депрессии. Тр. ТКЭ, вып. 4, 1934а.

Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. Тр. ТКЭ, вып. 4, 1934б.

Васильев В. А. Стратиграфия четвертичных отложений Таджи-

кистана. В сб.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана», Душанбе, 1962.

Васильковский Н. П. К вопросу о происхождении лесса. Тр. Ин-та геол. АН Узб. ССР, вып. 8, 1952.

Васильчиков М. В., Финкельштейн Ш. Д., Кондур В. П., Голлямов М. Х., Ахмедзянов Ф. У. Нефтяные и газовые месторождения Таджикистана. Тр. конторы разв. бурения Упр. геол. при СМ. Тадж. ССР, вып. 11, 1966.

Винниченко Г. П. О возрасте поперечных структур Зевашано-Гиссарской горной области. Докл. АН Тадж. ССР, т. 7, № 10, 1964.

Вялов О. С. Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии. Тр. ИГРИ, сер. А., вып. 129, 1939.

Вялов О. С. О взаимоотношении Памира и Алая. Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943.

Габриелян А. А. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Тез. докл. Душанб. сессии II Всесоюз. тект. совещ. Душанбе, 1962.

Гайский В. Н., Рейман В. М. О книге И. Е. Губина «Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность)». Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР, вып. 2, (8), 1962.

Гайский В. Н., Рейман В. М., Катоков А. П. Таджикистан. В сб.: «Сейсмическое районирование СССР». М., «Наука», 1968.

Гамбурцев Г. А. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. Бюлл. Совета по сейсм., № 1, 1955.

Ганешин Г. С., Зубаков В. А., Покровская И. М., Селиверстов Ю. П., Чемяков Ю. Ф., Эпштейн С. В., Яковлева С. В. Объем, содержание и терминология стратиграфических подразделений четвертичной системы. «Сов. геол.», № 8, 1964.

Геология и сейсмичность района Нурекской ГЭС. Душанбе, Изд-во АН Тадж. ССР, 1962.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. Докл. Сов. геол., XXI Междунар. геол. конгресс. Пробл. 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР (статьи 1 и 2). Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 12, 1958.

Горшков Г. П. Сейсмичность Южного Таджикистана в связи с его тектоникой. Тр. ТПЭ, вып. 18, 1935.

Григорьев А. В. О формах альпийской тектоники в Гиссарском хребте. Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943.

Громов В. И. О схеме подразделений (антропогеновой) четвертичной системы на территории СССР и за рубежом. Тр. ГИН АН СССР, вып. 26, 1960.

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

Губин И. Е. Геологическая карта Вахшского гребня и хребта Сурх-ку. Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943а.

Губин И. Е. О некоторых чертах геологического строения Южного Таджикистана. Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943б.

- Губин И. Е. Гармское землетрясение 1941 г. Изд. ТФАН СССР, 1943в.
- Губин И. Е. Тектоника и распределение эпицентров разрушительных землетрясений в Таджикистане. Сообщ. ТФАН СССР, вып. 1, 1947.
- Губин И. Е. Землетрясения в Гармской области. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 8 (135), 1949.
- Губин И. Е. Сеймотектонический метод сейсмического районирования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 13 (140), 1950а.
- Губин И. Е. О способе составления сеймотектонических карт. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 13 (140), 1950б.
- Губин И. Е. Об основных положениях сеймотектонического метода. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, № 5, 1953.
- Губин И. Е. О некоторых вопросах сейсмического районирования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25, 1954.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). Изд. АН СССР, М., 1960.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А. Сейсмичность Кавказа и ее связи с современной и новейшей тектоникой. Тез. докл. Душанб. сессии II Всесоюзн. тект. совещ. Душанбе, 1962.
- Захаров С. А. О взаимоотношении Таджикской депрессии и Гиссарского хребта. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, вып. 9, 1955.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 95, 1958.
- Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 5, 1962.
- Захаров С. А., Ачилов Г. Ш., Бельский В. А. О тектоническом развитии западной части Центральной Азии (области Памирского скучивания). В сб.: «Гималайский и альпийский орогенез». М., «Недра», 1964.
- Захаров С. А. Тектонические критерии сейсмического районирования долины р. Вахш, восточной части Гиссарской долины и примыкающих районов. В сб.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., «Наука», 1964.
- Захаров С. А. Спорные вопросы тектогенеза на примере Таджикской депрессии. «Геотектоника», № 3, 1967.
- Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, «Дониш», 1970.
- Ильин С. И., Меер Г. Я., Михайлицкий П. И. Южно-Таджикская депрессия. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 25, 1947.
- Кириллова И. В., Сорский А. А. Тектоника и сейсмичность Кавказа. Докл. Сов. геол., XXI Междунар. геол. конгресс. Пробл. 18. Изд. АН СССР, 1960.
- Кнауф В. И. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня. Тез. докл. Душанб. сесс. II Всесоюзн. тект. совещ., Душанбе, 1962.
- Костенко Н. П. Неотектоника юго-западного окончания Гиссарского хребта. ДАН СССР, сер. геол., т. 63, № 5, 1948.
- Костенко Н. П. Новейшая история юго-западного окончания Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. Тр. Всесоюзн. совещ. по изуч. четв. периода. Изд. АН Узб. ССР, 1953.
- Костенко Н. П. О принципах составления специальных геоморфологических карт в целях анализа неотектоники горных стран. Вест. МГУ, сер. биол., почвовед., геол., географ., № 2, 1957.

Костенко Н. П. Геоморфологический анализ речных долин горных стран. Бюлл. ком. по изуч. четв. пер., № 22, 1958а.

Костенко Н. П. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Таджикской депрессии. Тез. докл. к совещ. по унифик. стратиграф. схем Ср. Азии. М., Госгеолтехиздат, 1958б.

Костенко Н. П. К методике геоморфологического анализа горных стран. Статья I. Вестник МГУ, сер. биол., почвов., геол., географ., № 2, 1959.

Костенко Н. П. «Перемычки» в долинах горных рек. Изв. ВУЗов, Геол. и разведка, № 12, 1960.

Костенко Н. П. К методике геоморфологического анализа горных стран. Статья II. Бюлл. комис. по изуч. четв. пер., № 26, 1961а.

Костенко Н. П. О принципах составления специальной геоморфологической карты. Бюлл. комис. по изуч. четв. пер., № 26, 1961б.

Костенко Н. П. Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. Тр. МГУ к XXI Междунар. геол. конгрессу, 1962.

Костенко Н. П. Геолого-геоморфологический метод изучения новейших и современных движений земной коры (на примере Средней Азии). В сб.: «Современные движения земной коры», № 1, М., Изд-во АН СССР, 1963.

Костенко Н. П. К методике анализа развития горных стран в неоген-четвертичный период. В сб.: «Проблемы геологии и палеогеографии антропогена». М., Изд-во МГУ, 1966.

Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран. М., «Мысль», 1970.

Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., «Недра», 1972.

Костенко Н. Н., Кожамкулова Б. С. Палеонтологические критерии в корреляции нижнеантропогенных отложений Казахстана и Таджикистана. Вест. АН Каз. ССР, № 6, 1964.

Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. «Сов. геол.», № 11, 1962.

Кулагин В. К. Строение земной коры Вахшского района Таджикской ССР по сейсмическим данным. Автореф. канд. дисс., Иркутск, 1970.

Кулагин В. К., Епанешникова Н. А. О строении верхнего этажа земной коры в Душанбинско-Вахшском районе. Тр. Ин-та сейсмост. строит. и сейсм. АН Тадж. ССР, т. 12, 1964.

Кулагин В. К., Пачаджанова Г. Н., Епанешникова Н. А. Изучение строения земной коры Таджикской депрессии по обменным волнам. Тр. Ин-та сейсмост. строит. и сейсм. АН Тадж. ССР, т. 12, 1964.

Кухтиков М. М. К геоморфологии долины верхнего течения р. Вахш. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, вып. 6, 1954.

Кухтиков М. М. О так называемой геологической границе между Памиром и Алаем-Тянь-Шанем. Уч. записки ТГУ, т. VI, тр. фак. естеств. наук, вып. 5, 1955.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и некоторые вопросы магматической геологии южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 57, вып. 1, 1956.

Кухтиков М. М. Межзональные краевые разломы складчатой области Гиссаро-Алая. В сб.: «Проблемы геологии Таджикистана». Душанбе, 1964.

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

Кухтикова Т. И. Механизм землетрясений Таджикской депрессии. Тр. Ин-та сейсмост. стронт. и сейсм. АН Тадж. ССР, т. 10, 1962.

Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Личков Б. Л. Об эпигенетических движениях земной коры на Русской равнине. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 10, 1934.

Личков Б. Л. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 77, вып. 4, 1945.

Лозиев В. П., Лим С. С. О находке окаменелостей илийского фаунистического комплекса в северо-восточной части междуречья Кафирнигана и Иляка. Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 5, 1962.

Лоскутов В. В. Геоморфология Таджикистана. В сб.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.

Лоскутов В. В., Меламед Я. Р., Рафиев А. Р., Трофимов А. К., Чедия О. К. О возрасте кулябской свиты Таджикской депрессии. Докл. АН Тадж. ССР, т. 8, № 4, 1965.

Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. В сб.: «Разломы и горизонтальные движения земной коры», М., Изд-во АН СССР, 1963.

Лысков Л. М. Структурные особенности зоны Гиссаро-Кокшаальского глубинного разлома на примере района Верхнего Вахша. Изв. Отд. физ.-техн. и хим. наук АН Тадж. ССР, 3 (21), 1966.

Мавлянов Г. А. О происхождении лесса и лессовидных пород южных районов Средней Азии. Мат-лы по четв. пер. СССР, вып. 2. М.—Л., 1950.

Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948.

Марков К. К. Гляцио-изостатические движения земной коры. Тр. совещ. по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, 1960.

Марковский А. П. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая. Тр. ТКЭ 1932, вып. 2, 1934.

Марковский А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. В сб.: «Научные итоги ТПЭ». М.—Л., 1936.

Меламед Я. Р. Афгано-Таджикская депрессия в неогеновом периоде (палеогеогр. очерк). В сб.: «Проблемы нефтегазоносности Таджикистана», вып. 2, ч. 2, Душанбе, 1969.

Муратов М. В. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области Юга СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. Мат-лы по общей и прикладн. геол., вып. 10, М., Изд-во Геолкома, 1919.

Мушкетов Д. И. Сейсмическое районирование Средней Азии. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 34, вып. 2, 1933.

Мушкетов Д. И. Тектоника Средней Азии. Ташкент, Госиздат УзССР, 1936.

Мушкетов И. В., Мушкетов Д. И. Физическая геология. Т. 1. М.—Л., 1935.

Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Туркпечать, 1926.

Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии. Научн. итоги работ ТИЭ. М., Изд-во АН СССР, 1936.

Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.

Николаев Н. И. Развитие структуры земной коры и ее рельефа по данным неотектоники. «Сов. геол.», 48, 1955.

Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Николаев Н. И., Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР масштаба 1:5000000. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1961.

Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Овчинников С. К. Новые данные по геологии Гиссарского хребта. Изв. ТФАН СССР, сер. геол., № 11, 1946.

Овчинников С. К. Соотношение альпийских структур Южного Гиссара и Таджикской депрессии. Изв. Отд. геол.-хим. наук АН Тадж. ССР, № 3 (5), 1961.

Пачаджанова Г. Н. Изучение обменных волн типа SP при глубоких афганских землетрясениях. Тр. Ин-та сейсмост. стронт. и сейсм. АН Тадж. ССР, т. 10, 1962.

Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, № 5—6, 1938.

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

Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 8, геол. серия № 3, 1940.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Петрушевский Б. А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. Тр. Геофизич. ин-та АН СССР, № 28, 1955.

Петрушевский Б. А. О связи между землетрясениями максимальной силы и геологической обстановкой. Бюлл. Сов. по сейсм. АН СССР, № 8, 1960.

Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, (4), 1961.

Петрушевский Б. А. Новейшие тектонические движения континентальной Азии и сейсмогеологическая обстановка областей их проявления. В сб.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., «Наука», 1964.

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

Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана. Бюлл. ком. по изуч. четв. пер., № 27, 1962.

Резвой Д. П. К истории вопроса о геологической границе между

Тянь-Шанем и Памиром. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. 35, сер. геол., вып. 8, 1955.

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

Рейман В. М. Важнейшее направление адаптивной радиации организмов и палеогеография. В сб.: «Вопросы палеогеографического районирования в свете данных палеонтологии». М., «Недра», 1967.

Рейман В. М., Лысков Л. М., Завалко Е. В., Палатный П. С. Новейшие тектонические движения в долине Вахша. Докл. АН Тадж. ССР, т. 11, № 2, 1959.

Рейман В. М., Морозов С. А., Бабаев А. М. Морфологические и структурные особенности хр. Джангоу. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 4, 1961.

Рейман В. М., Завалко Е. В., Бабаев А. М. Некоторые особенности новейших структур в горной части долины р. Вахш. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 5, 1962.

Рейман В. М., Бабаев А. М., Винниченко Г. П. Сейсмотектоника и поперечные структуры Центрального и Юго-Западного Таджикистана. В сб.: «Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана», Душанбе, «Дониш», 1969.

Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.

Рухин Л. Б. Изменение рельефа земли как одна из основных причин смены крупных групп организмов. Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та, № 225, сер. геол., вып. 9, 1957.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. М., Госгеолиздат, 1962.

Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 65, 1952.

Синицын В. М. К геологической границе Куэньлунских и Тяньшанских структур в Памиро-Алайском сближении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1945.

Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1960.

Скворцов Ю. А. Метод геоморфологического анализа и картирования. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 4—5, 1941.

Скворцов Ю. А. Генетические типы четвертичных отложений в речных долинах. Изв. Уз. филиала ВГО, т. 2, 1956.

Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1962.

Солун В. И. К вопросу о тектонике Южного Таджикистана. Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943.

Трофимов И. И. Основные черты палеогеографии юго-востока Средней Азии в четвертичном периоде. Бюлл. ком. по изуч. четв. пер., № 19, 1953.

Флоренсов Н. А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. Бюлл. Сов. по сейсмол. АН СССР, № 10, 1960.

Хаян В. Е. Некоторые вопросы происхождения и классификации складок земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, вып. 5, 1957.

Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилегающих к нему районов. Бюлл. МОИП, № 3—4, т. 10, 1932.

Цейслер В. М. Блоковая тектоника юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. ВУЗов, Геол. и разв., № 8, 1962.

Чедия О. К. Современное и древнее оледенение Северного Дарваза и южного склона хребта Петра I. Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, т. 6, вып. 1, 1955.

Чедия О. К. Зоны четвертичной аккумуляции и новейшая тектоника Дарваза. Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, т. 17, вып. 3, 1957а.

Чедия О. К. Позднечетвертичные поперечные поднятия в Дарвазе. ДАН СССР, т. 112, № 4, 1957б.

Чедия О. К. Геоморфология Южного Дарваза. Сб. статей Тадж. филиала ВГО. Тр. АН Тадж. ССР, т. 99, 1958.

Чедия О. К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое. В сб.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.

Чедия О. К. К методике составления карт новейшей тектоники для среднеазиатских гор. Мат-лы по геол. Памира, вып. 1. Душанбе, 1963.

Чедия О. К. Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере юга Средней Азии). Мат-лы по геол. Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.

Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1-я, Фрунзе, «Илим», 1971.

Чедия О. К., Лоскутов В. В. Палеогеография Памира и сопредельных стран в плиоцен-четвертичное время. В сб.: «Четвертичный период и его история». М., 1965.

Чедия О. К., Трофимов А. К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана. В сб.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.

Чистяков А. А. К неотектонике восточной части бассейна р. Зеравшан. Научн. докл. Высш. школы, геол.-географ. науки, № 3, 1958.

Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Тр. ТИЭ, вып. 4, 1934.

Чихачев П. К. Геологические предпосылки землетрясений Юго-Западного Таджикистана. В сб.: «Таджикско-Памирская экспедиция АИ СССР 1935 г.». М.—Л., 1937.

Чихачев П. К. Юго-Западный Таджикистан и Южный Узбекистан (Таджикская виргация). Геологическое строение СССР, т. 3, М., Госгеолтехиздат, 1958.

Шандер Е. В. Проблема границы неогеновой и четвертичной (антропогеновой) систем. Тр. ком. по изуч. четв. пер. 20, 1962.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

Шатский Н. С., Богданов А. А. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5000000. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Шванов В. Н. Мезозойская история формирования Явано-Карагегинского поднятия и Вахшского разлома. В сб.: «Геология Средней Азии». Изд-во ЛГУ, 1961.

Шейнман Ю. М. К характеристике Таджикской виргации. Пробл. сов. геол., № 3, 1935.

Широков В. Я. Тектоника, история развития и нефтегазоносность западной части Афгано-Таджикской депрессии. Автореф. канд. дисс., М., 1967.

Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В сб.: «Земная кора». М., ИЛ, 1957.

Шульц С. С. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1943.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. ОГИЗ, 1948.

Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В сб.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Мат-лы II Всесоюзн. тект. совещ. в Душанбе. М., «Наука», 1964.

Юсупова С. М. Минералогические особенности лёссов Вахшской долины. Душанбе, Изд-во АН Тадж. ССР, 1958.

Klebeisberg R. Beiträge zur Geologie Westturkestans. Innsbruck, 1922.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.	3
Глава I. Современная структура.	5
Поднятие Гиссаро-Алая.	6
Предгиссарский прогиб.	11
Таджикская депрессия.	17
Глава II. Разрывные нарушения.	25
Краевые разломы.	—
Разломы.	30
Разрывы.	36
Глава III. Глубинная структура.	37
Глава IV. История тектонического развития в мезозое и палеогене.	41
Мезозойская эра.	43
Кайнозойская эра.	49
Глава V. Новейшие тектонические движения.	53
Основные формы рельефа.	55
Особенности новейшего тектогенеза.	67
Глава VI. Сейсмотектоника.	97
Оценка сейсмической опасности по геологическим данным.	—
Взаимосвязь геологических и сейсмических процессов.	107
Заключение.	114
Иллюстрации.	117
Литература.	141

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Таджикской ССР*

Али Максумович БАБАЕВ

**Ответственный редактор — Михаил Михеевич
КУХТИКОВ**

**НОВЕЙШИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ
ГИССАРО-АЛАЯ И ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ**

Редактор издательства А. Г. Родина
Технический редактор В. И. Лузанов
Корректор Л. Д. Полисская

КЛ 03938. Сдано в набор 2 X 1974 г. Подписано к печати 30 IV 1975 г.
Формат 60×84¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Сорт 1. Физ. 9,5 л. Приведен к фор-
мату 60×90—8,8 л. Уч.-изд. 9 л. Тираж 600. Заказ 721. Цена 90 коп.

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

Цена 90 коп.

1293