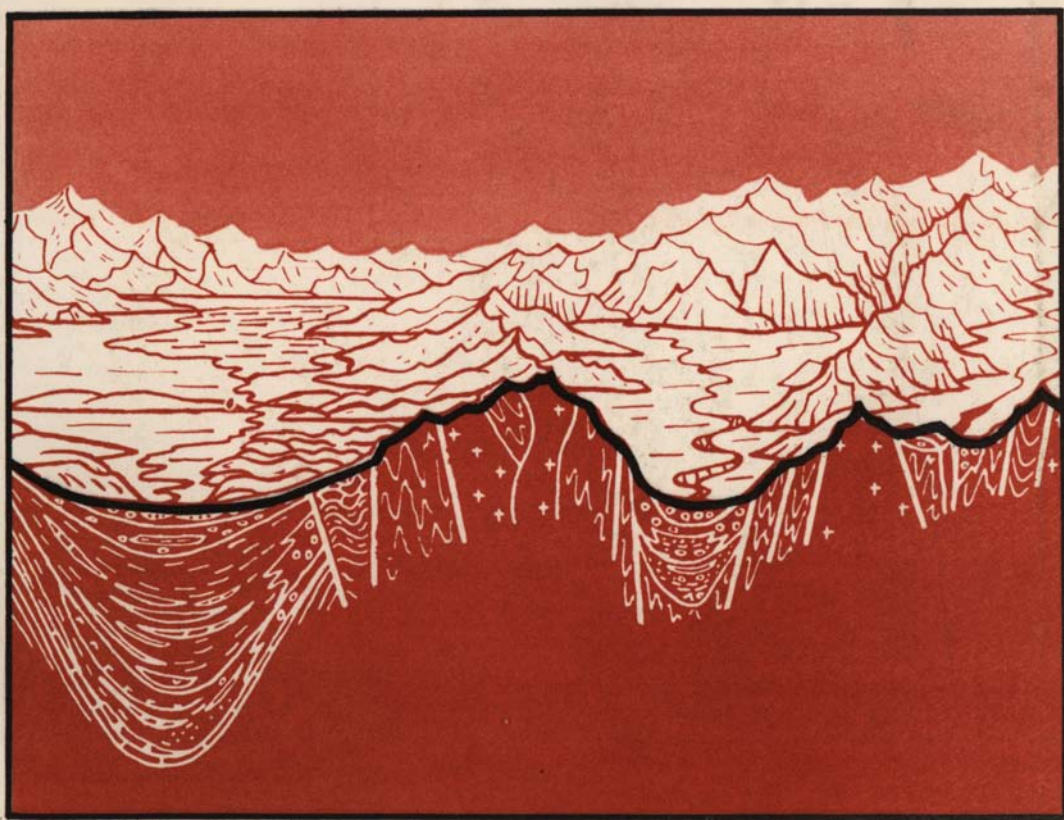


Академия наук СССР

В. И. Макаров

**НОВЕЙШАЯ
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ
СТРУКТУРА
ЦЕНТРАЛЬНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. И. МАКАРОВ

НОВЕЙШАЯ
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА
ЦЕНТРАЛЬНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ

Труды, вып. 307



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1977

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labor Geological Institute

V. I. Makarov

THE NEOTECTONIC STRUCTURE OF THE CENTRAL TIEN-SHAN

Transactions, vol. 307

Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. Макаров В.И. Труды ГИН АН СССР, вып. 307. М., "Наука", 1977 г.

Работа посвящена всесторонней характеристике новейшей тектонической структуры обширной и наименее изученной части Тянь-Шаня, расположенной между Иссыккульской и Таримской котловинами и ограниченной на западе Ферганским хребтом, а на востоке – горным узлом Хан-Тенгри. Даны систематическое описание и анализ морфологии новейших структурных элементов, закономерности их пространственного размещения, изменения и взаимоотношения друг с другом. Рассматриваются закономерности связи новейшей тектонической структуры Центрального Тянь-Шаня с его палеозойской структурой, строением земной коры и сейсмичностью. Продолжая давнюю дискуссию относительно природы хребтов и впадин Тянь-Шаня, автор приводит данные и соображения о большой роли в их формировании тангенциальных напряжений, особенностях их проявления в новейшей структуре и возможностях изучения.

Рассмотренные вопросы имеют большое значение для познания региональной тектоники Тянь-Шаня и затрагивают общие теоретические аспекты эпиплатформенного орогенеза.

Илл. 73. Библ. 230 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

В.Г. Трифонов

Editorial Board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, V.A. Krashennnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

V.G. Trifonov

ВВЕДЕНИЕ

В 1948 г. была опубликована книга С.С. Шульца "Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня". Вместе с известной статьей В.А. Обручева "Основные черты кинетики и пластики неотектоники", вышедшей тогда же, эта работа, по существу, завершила период становления "новейшей тектоники" — новой отрасли тектоники Земли. С тех пор новейшая тектоника Тянь-Шаня в различных своих аспектах анализировалась во множестве работ, которые дали огромное количество новых фактов, интерпретаций и помогли понять многие явления, связанные с процессами горообразования.

Мощные горообразовательные движения, начавшиеся на территории Тянь-Шаня в олигоцене, охватили область уже завершенной складчатости, находившейся в режиме, близком к платформенному. В условиях более или менее консолидированного субстрата они привели к деформациям, отличающимся как от геосинклинальных, так и от платформенных. Своеобразие этих деформаций является причиной давнего спора относительно природы и механизма их образования. Основное разногласие возникает по поводу вопроса, являются ли новейшие деформации Тянь-Шаня результатом глыбовых вертикальных перемещений земной коры или они в своей основе складчатые и связаны с тангенциальным сжатием. По-разному определяется морфология этих деформаций, нет единства мнений о применимости ряда широко распространенных в геологической литературе терминов, возникших при изучении геосинклинальных областей и платформ, к структурам областей эпиплатформенного орогенеза.

Эти и многие другие вопросы, по-видимому, еще далеки от окончательного решения. Да и материалы по новейшей тектонике отнюдь не исчерпаны. В частности, не все районы Тянь-Шаня изучены достаточно полно. Активное хозяйственное освоение северных и западных районов Тянь-Шаня и прилегающих к нему равнин привело к тому, что именно здесь были проведены тщательные геологические исследования с большим объемом геофизических и буровых работ. Обширная же территория Центрального Тянь-Шаня, расположенная между Иссыккульской и Таримской впадинами и ограниченная на западе Ферганским хребтом, а на востоке горным узлом Хан-Тенгри¹, остается все еще слабо изученной и наименее освоенной. Вместе с тем она является одной из наиболее благоприятных областей для изучения новейшей тектоники. Новейший структурный этаж и его деформации выражены здесь предельно отчетливо и достаточно хорошо датируются. Широкое распространение и хорошая сохранность предорогеной поверхности выравнивания и отложений орогенического комплекса позволяют наблюдать и изучать эти деформации непосредственно и производить их детальное картирование. Кроме того, на территории Центрального Тянь-Шаня возможно сравнительное изучение особенностей проявления новейшей тектоники на участках земной коры с различными геологической предисторией и структурой, что представляет большой интерес при решении вопросов о генетической и структурной связи новейших и древних деформаций.

¹ Таким образом Центральный Тянь-Шань противопоставляется Северному, Западному и Восточному. Такое разделение соответствует орографическим и структурно-фациальным особенностям развития Тянь-Шаня в мезо-кайнозойе.

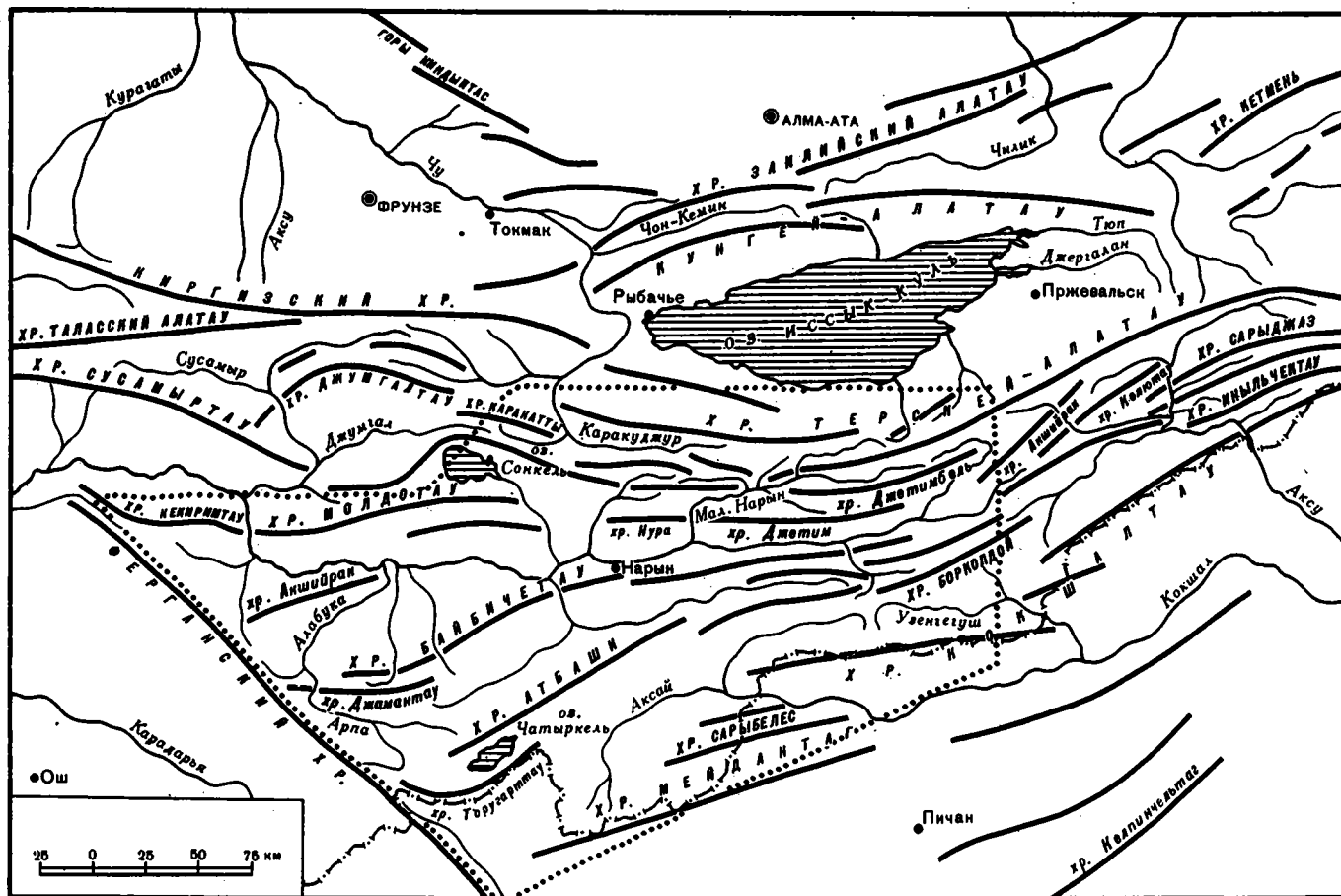


Рис. 1. Орографическая схема Северного и Центрального Тянь-Шаня
Пунктиром обозначена граница рассматриваемой территории

В этой работе дана систематическая характеристика результатов новейших движений, обобщенная в структурной карте обширной части Тянь-Шаня, охватывающей бассейны рек Аксай и Нарын (рис. 1). На основе анализа морфологии складчатых и разрывных тектонических деформаций сделаны заключения о закономерностях их пространственного размещения и условиях образования.

Для решения этих задач потребовались некоторые сведения о геологическом развитии Тянь-Шаня в предшествующие тектонические эпохи, о структуре основания и, конечно же, о строении отложений орогенического комплекса, соответствующего новейшему горообразованию. Эти вопросы рассматриваются в первых главах. Кроме того, на основании ранее опубликованных данных о землетрясениях и глубинном строении рассматриваемой части Тянь-Шаня сделана попытка выяснения возможной глубины заложения неотектонических структурных элементов разных порядков и связи с ними сейсмических явлений.

Необходимо отметить, что целый ряд явлений, так или иначе связанных с новейшей тектоникой Центрального Тянь-Шаня и характеризующих другие ее стороны (как-то, развитие новейших деформаций во времени, закономерности осадконакопления в эпоху орогенеза, развитие четвертичных оледенений, геоморфология, палеогеография и т.д.), в рамках данной работы не мог быть рассмотрен сколько-нибудь подробно, представляя предмет самостоятельных исследований.

Значительная часть фактического материала, положенного в основу работы, была получена автором в процессе полевых и камеральных исследований, проведенных им в 1963–1969 гг. в составе Киргизской экспедиции Геологического факультета Московского университета им. М.В. Ломоносова. Эти исследования были продолжены в Геологическом институте АН СССР. Сравнительный анализ проявлений неотектонических движений, распространенный на другие области Тянь-Шаня (Фергану, Гиссаро-Алай, Юго-Западный Гиссар), Таджикскую депрессию и Памир, а также изучение снимков Тянь-Шаня и сопредельных территорий, полученных с космических аппаратов, дали новый большой материал, который подтвердил и расширил многие ранее полученные выводы и представления.

Автору не удалось лично с одинаковой детальностью изучить все участки рассматриваемой территории. В сводке использованы поэтому и данные других исследователей. Это, прежде всего, материалы участников Киргизской экспедиции МГУ – ее руководителей Н.П. Костенко и К.В. Курдюкова и научных сотрудников Н.А. Вонгаз, В.Г. Габелкова, Н.В. Макаровой, Л.И. Соловьевой, в совместной работе с которыми были подняты и в той или иной степени решены многие интересные вопросы новейшего развития Тянь-Шаня. Всем им, а также другим сотрудникам экспедиции автор выражает свою глубокую благодарность за участие, содействие и помощь.

В процессе подготовки работы были приняты во внимание советы и критические замечания, высказанные в личных беседах, в отзывах на статьи или отчеты научным руководителем Киргизской экспедиции Н.П. Костенко, а также Н.А. Беляевским, Л.Б. Вонгазом, Г.П. Горшковым, А.В. Горячевым, П.Г. Григоренко, В.И. Кнауфом, В.Г. Королевым, В.К. Кучаем, С.А. Несмеяновым, Н.И. Николаевым, Л.М. Расцветаевым, В.Г. Трифоновым, А.К. Трофимовым, Л.И. Турбиным, О.К. Чедией, А.А. Чистяковым, Ю.К. Шукиным и рядом других геологов, которым автор весьма признателен. Особую благодарность автор приписывает С.С. Шульцу, который взял на себя большой труд прочитать монографию в рукописи и сделал много ценных замечаний.

ОБЗОР РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

Сведения о молодых тектонических движениях и соответствующих отложениях Тянь-Шаня приведены уже в работах первых его исследователей – П.П. Семенова, Н.А. Северцова, И.В. Мушкетова, К.И. Богдановича и других. Они были описаны также участниками иностранных экспедиций в Центральную Азию и Тянь-Шань конца XIX – начала XX столетий (Ф. Столичка, М. Фридрихсен, В. Дэвис, Э. Хентингтон, Г. Мерцбахер, Г. Кейдель, Г. Принц, П. Грёбер, К. Леукс, Ф. Махачек и др.).

Этими исследованиями были заложены некоторые основы современных представлений о поздних этапах развития Тянь-Шаня. В различных районах его было отмечено широкое развитие древней поверхности выравнивания и ее значительные деформации. Возраст этой поверхности в Центральном Тянь-Шане Дэвис и Хентингтон считали до третичным (Davis et al., 1905).

Изучение геологического строения обширной территории Атбашинской, Арпинской, Чатыркельской и Западно-Аксайской впадин и их горного обрамления, по существу, впервые было проведено К.И. Аргентовым (1911а, б, 1913, 1916). Большой интерес представляют его наблюдения над тектоникой изученной им области. Некоторые закономерности рельефа позволили ему сделать предположение о наличии здесь поперечных разрывных дислокаций и в ряде случаев подтвердить их непосредственными полевыми наблюдениями. Однако, описав пространственную связь элементов рельефа с деформациями палеозойских толщ, К.И. Аргентов не сделал вывода о молодом возрасте этих тектонических нарушений, по крайней мере их части.

В рассматриваемый период наметились два противоположных взгляда на природу молодой тектоники Тянь-Шаня. К.И. Богданович, В. Дэвис, Г. Кейдель, Г. Принц, Д.И. Мушкетов, В.А. Обручев, К. Леукс, Ф. Махачек и некоторые другие исследователи считали, что хребты и впадины Тянь-Шаня являются различно поднятыми глыбами древнего пенеплена и что в складчатости участвуют лишь породы кайнозойского покрова. К. Леукс отметил также, что поднятые массивы всегда надвинуты на опускающиеся депрессии (Leuchs, 1930).

И.В. Мушкетов (1886, 1906) высказал представление о складчатой природе поднятий и впадин Тянь-Шаня, связывая их образование с "горизонтальным стяжением". Разрывы же являются деталями складчатости. Анализируя пространственные закономерности расположения хребтов и впадин Тянь-Шаня, И.В. Мушкетов пришел к выводу о пересечении в Тянь-Шане структур двух направлений, из которых северо-восточное отражает простирания, созданные палеозойскими тектоническими движениями, а северо-западное связано с третичными и послетретичными движениями.

Большое влияние на взгляды исследователей Тянь-Шаня оказала работа Э. Аргана "Тектоника Азии" (1935), в которой, по существу, было заложено представление об эпиплатформенном орогенезе. Он писал, что целые цепи огромной высоты и со значительными шарьяжами образуются без геосинклинали, в массивах земной коры, ранее уже испытывавших складчатость, более или менее "замороженных, затвердевших" и эродированных. В этих условиях новые

тектонические движения уже не могли создать сжатых складок геосинклинального типа и проявились в образовании широких волн, которые Э. Арган назвал складками основания. К их форме приспосабливается несогласно лежащий на них покров. Деформации последнего отражают складки основания, либо, подчиняясь им, связаны с самостоятельными движениями (скольжениями) пород покрова, образуя "складки покрова". Плоскости, разделяющие структурные этажи земной коры и различно относящиеся к деформациям, по мнению Э. Аргана, реагируют как слои и облегчают складчатость, допуская скольжение. Старые же складки и батолиты являются пассивными элементами структуры, вместе с тем гетерогенность древнего основания должна особым образом влиять на распределение самих складок основания.

Касаясь механизма складчатости, Э. Арган считал, что в поднятиях и опусканиях нет чисто вертикальных движений, которые можно было бы выделить из складкообразовательного процесса, неотделимого, по его мнению, от горизонтального сжатия (чем больше складки суживаются, тем больше они поднимаются или опускаются). Но проявляясь более очевидно в морфологических, топографических и стратиграфических явлениях, вертикальный элемент деформаций часто выпрывается из "непрерывного целого" и рассматривается как независимый.

Относительно разрывных нарушений Э. Арган писал, что "нет речи о том, чтобы отказаться от сбросов, но надо поставить их на место в непрерывной их охватывающей деформации... Попробуйте воспроизвести все эти глубинные складки и вертикальные разломы в их действительных пропорциях, без преувеличения вертикального масштаба и Вы увидите, что перемещение по самому большому сбросу падает до уровня незначительных подробностей в огромных, широко изогнутых структурах... Эти последние деформации, а не мелкая, в конце концов, трещиноватость, играют главную роль. Вторая поглощает гораздо меньше энергии, нежели первая, и может оказаться результатом действия деталей основных сил. Это впечатление особенно усиливается, когда мы допустим, что изгибание и трещиноватость – современники" (Арган, 1935, стр. 10).

Планомерное изучение геологии Тянь-Шаня, проведенное в 20-30-е годы Таджикско-Памирской и Киргизской комплексными экспедициями, в которых участвовали многие известные советские геологи (Д.И. Мушкетов, Д.В. Наливкин, В.А. Николаев, А.В. Пейве, В.И. Попов, С.С. Шульц и др.), имело важные практические и теоретические результаты и прежде всего – составление геологической карты Средней Азии, литологической карты Киргизии и ряда других обобщающих документов. Именно в этот период были сделаны важные выводы по стратиграфии, тектонике, истории развития Тянь-Шаня и о проявлениях молодых тектонических движений, которые уже тогда С.С. Шульц (1936, 1939) предложил отнести к "новейшей тектонике". Из исследователей Северного и Центрального Тянь-Шаня в этом отношении, кроме С.С. Шульца, назовем В.А. Николаева, В.Г. Мухина, О.И. Сергунькову, П.А. Грюше, С.В. Калесника, В.Н. Огнева, А.В. Пейве, Н.М. Синицына, Б.А. Федоровича, С.В. Эпштейна, Д.И. Яковлева.

Уже в первых сводных работах по геологии Средней Азии Д.В. Наливкин (1926, 1928, 1936) сделал предположение, что хребты Памира созданы в конце эоцена, Алай-Кокшальская система поднятий – в конце олигоцена и в неогене, поднятия Северного Тянь-Шаня являются четвертичными. Как и И.В. Мушкетов, он развивал представление о сближении хребтов Тянь-Шаня и Памира в связи с давлением, направленным с юга на север.

В.А. Николаев (1928, 1930), изучая северные дуги Тянь-Шаня, подтвердил вывод И.В. Мушкетова и Э. Аргана, что основным типом послетретичных дислокаций являются складчатые формы. Аналогичные данные были приведены впоследствии другими исследователями и для других районов Тянь-Шаня.

Некоторые итоги изучения Тянь-Шаня были подведены на III Всесоюзном съезде геологов в Ташкенте в 1928 г. Участвовавший в его работе Г. Штилле после экскурсий в горные цепи Западного Тянь-Шаня пришел к выводу о германотипном характере молодой тектоники этих гор. Вместе с тем он отметил и существенное отличие внешних форм ее выражения от соответствующих областей Центральной Европы, предположив в качестве причины возможно мень-

шую консолидацию фундамента в варисийской Средней Азии. В связи с этим он выделил молодую складчатость Тянь-Шаня особым наименованием – "яксартская складчатость" (Штилле, 1964; Stille, 1930).

А.В. Пейве (1937, 1938) разделял складки мезозойских и кайнозойских отложений Тянь-Шаня на два типа. Первый тип образован в результате куполообразного вздутия палеозойского основания, иногда осложненного продольными разломами, второй связан с движениями палеозойских массивов, иногда сдвигающихся навстречу друг другу и при этом сминающих мезо-кайнозойские отложения в мелкие складки, которые при удалении от массива постепенно затухают. Кроме складчатых деформаций А.В. Пейве отмечал большую роль и разрывных нарушений. Близкие взгляды на молодые деформации Тянь-Шаня высказывали А.С. Аделунг, Н.М. Синицын, В.Н. Огнев.

Новейшая тектоника Тянь-Шаня наиболее полно была проанализирована в работах С.С. Шульца 1936–1948 гг. Так же как Э. Арган и В.А. Николаев, он делает вывод, что основными в новейшей тектонике Тянь-Шаня являются складчатые деформации палеозойских массивов, "складки основания" разных порядков. Широко развитые молодые разрывные нарушения не определяют облик новейшей тектоники и являются производными складок основания. В целом Тянь-Шань представляет, по мнению С.С. Шульца, крупную виргацию складок основания, которые никак не могут быть следствием глыбовой тектоники. С.С. Шульц установил, что залегание, распределение фаций и мощности кайнозойских моласс обусловлены развитием "складок основания" и характеризуют последние как структуры конседиментационные. Им подчинены складки мезо-кайнозойского покрова, которые образуют иногда довольно напряженные, дисгармоничные по отношению к изгибам фундамента структуры. Многие из складок покрова, относимых С.С. Шульцем к постседиментационным, связаны, по его мнению, с самостоятельными движениями мезо-кайнозойских осадков под действием сил гравитации, которым он придавал большое значение.

Обобщив материалы по новейшим отложениям Тянь-Шаня, С.С. Шульц предложил унифицированную схему стратиграфии верхнетретичных моласс Тянь-Шаня. Он выделил два больших комплекса – киргизский красноцветный ($T_1 - C_1$?) и вышележащий тяньшаньский орогенический, объединяющий палеоцветные неогеновые и нижнечетвертичные отложения ($Q_1 - N$). Эта схема получила широкое распространение среди геологов. Однако названия подразделений не были удачными. Красноцветные отложения должны были не противопоставляться орогеническому комплексу, а включаться в него в качестве составной части. В своих более поздних работах С.С. Шульц к орогеническому отнес уже весь комплекс горных пород, связанных с горообразованием (Шульц, 1958б).

Интересные заключения были сделаны В.И. Поповым в "Истории депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня" (1938). Одними из основных являются его выводы о непрерывности тектонических движений и волновом характере опусканий и поднятий. Большой интерес представляет также раздел этой книги о механизмах роста поднятий. В этой и затем более обстоятельно в поздних своих работах В.И. Попов (1955, 1956) исследовал условия образования различных генетических типов кайнозойских моласс Тянь-Шаня, распространение фаций и закономерности смещения фациальных зон в процессе развития горного сооружения. Установленные С.С. Шульцем и В.И. Поповым закономерности являются основой для палеогеографических и палеотектонических реконструкций.

Новый большой и важный этап в изучении геологии Тянь-Шаня начался после Великой Отечественной войны. Хозяйственное освоение Средней Азии потребовало проведения разнообразных съемочных и тематических работ, резко повысился интерес к новейшей тектонике и сейсмичности Тянь-Шаня. Эти работы развернулись широким фронтом по всему Тянь-Шаню. Среди них отметим специальные исследования мезо-кайнозойских отложений и новейшей тектоники Северного и Центрального Тянь-Шаня, проведенные Б.А. Петрушевским, В.В. Поповым, Б.С. Соколовым, С.С. Шульцем, В.Н. Щербиной и другими исследователями.

Б.С. Соколов (1949) предложил детальную схему расчленения третичных отложений Нарынской и Атбашинской впадин, в основу которой была положена

идея цикличности эрозионной деятельности и седиментации, связанных с тектоническими движениями. Но применение этой схемы ко всем межгорным впадинам Тянь-Шаня, как предлагал Б.С. Соколов, оказалось затруднительным, и она не получила распространения.

В 1958 г. Ташкентское стратиграфическое совещание рекомендовало в качестве унифицированной для всего Тянь-Шаня схему, предложенную Б.А.Петрушевским (1955). В ней кайнозойские молассы разделены на усунскую ($Pg_3^2 - N_1^1$), карлукскую ($N_1^2 - N_2^1$) и каракаитайскую ($N_2^2 - Q_1^3$) серии, из которых усунская отвечает киргизскому красноцветному комплексу, а карлукская и каракаитайская — тяньшанскому орогеническому комплексу С.С. Шульца. На основании анализа большого фактического материала по обширной территории Б.А. Петрушевский (1955) также развивал представление о складчатой природе хребтов и впадин Тянь-Шаня и подчиненном значении дизъюнктивных нарушений. Подчеркивая сложность строения многих поднятий и впадин, состоящих из более мелких структурных форм, их линейную выдержанность и большую ширину, Б.А.Петрушевский называл такие поднятия мегантиклиналями, а впадины — мегасинклиналими. Касаясь механизма горообразования, он предполагал, что особенности новейшей структуры Тянь-Шаня не могут быть объяснены только вертикальными напряжениями. Большое значение имела, по его мнению, и горизонтальная составляющая. Анализируя сейсмичность Тянь-Шаня, Б.А. Петрушевский сделал вывод об отсутствии прямой связи между процессами, вызывающими землетрясения, и степенью интенсивности "геоморфологически выраженных (т.е. фиксируемых на поверхности) современных движений". Более важными, с его точки зрения, являясь историко-геологические особенности развития той или иной области.

В.В. Попов (1954; Попов, Резанов, 1955), в противоположность Б.А.Петрушевскому и С.С. Шульцу, основную роль в новейшей структуре Тянь-Шаня придавал разломам. Он считал, что ведущими здесь являются вертикальные движения земной коры (колебательные и направленные), сопровождающиеся "складкообразовательным вспучиванием" жестких масс протерозоя и палеозоя, их раскалыванием на блоки и смятием мезо-кайнозойских отложений во впадинах. В осевых частях пологих "вспучиваний", вследствие растяжений, формировались широтные тектонические депрессии.

В.В. Поповым (1954; Попов, Резанов, 1955) для Северного и Центрального Тянь-Шаня и Д.П. Резвым (1955) для Туркестано-Алая были впервые составлены схемы новейшей тектоники, на которых с помощью изолиний обозначено современное положение некогда единой поверхности выравнивания. В.В. Попов и И.А. Резанов (1955) сделали попытку дать количественную оценку интенсивности и скоростей движений как за весь неотектонический этап, так и для отдельных его отрезков. При анализе сейсмичности они развивали представления, во многом близкие к представлениям Б.А. Петрушевского (1955). Большой интерес вызывает их попытка разделить новейшие структуры (в частности зоны контрастных движений) на разные порядки, соответствующие разной глубине заложения и характеризующиеся разной силой возможных землетрясений.

В начале рассматриваемого периода были опубликованы работы Н.А.Беляевского (1948), В.М. Синицына (1957, 1959), Л.Б. Вонгаза (1956), К.Н.Кравченко (1957, 1958) и В.А. Фараджева (1958), посвященные геологическому строению южных склонов Центрального Тянь-Шаня, Восточного Тянь-Шаня, Западного Куэнь-Луня, а также Таримского массива. Значительная часть этих работ освещает распространение здесь мезозойских и кайнозойских отложений, геоморфологию и неотектонику.

В.М. Синицын показал, что крупные "альпийские" поднятия Центрального Тянь-Шаня (Терской-Алатау и Кокшалтау) не заканчиваются в горном массиве Хан-Тенгри, а продолжают структурно и орографически далеко на восток (соответственно, хребты Нарат и Хальктай).

Отметив неоднородности строения Каракорума и Гималаев, а также южной окраины Тянь-Шаня, В.М. Синицын сделал заключение о существовании крупных поперечных нарушений ("опусканий и сопровождающих их разломов"), ко-

которые связаны с блоками сиалического основания, разделенными глубинными разломами. Материалы по новейшей тектонике и палеогеографии зарубежной части Тянь-Шаня и Центральной Азии в целом обобщены В.М. Силиным в ряде монографий (1957, 1959, 1965, 1966).

К этому же времени (1948–1960 гг.) относятся работы Н.М. Силина по тектонике главным образом Западного Тянь-Шаня. Придавая большое значение разрывным нарушениям, он считал хребты Тянь-Шаня глыбовыми поднятиями. От смежных впадин последние отделены, по его мнению, "краевыми" разломами, среди которых по глубине заложения, длительности существования и другим признакам следует различать региональные и локальные.

Н.М. Силин, как и В.М. Силин, развивал идею о пересечении в Тянь-Шане двух основных направлений складчатости. В отличие от В.Н. Огнева, В.А. Николаева, Л.Б. Вонгаза и ряда других исследователей, он отрицательно относился к представлениям о наличии сколько-нибудь существенных горизонтальных перемещений в Тянь-Шане, в частности, к сдвигу по Таласо-Ферганскому разлому. Важное значение имеет работа Н.М. Силина (1948), посвященная древним денудационным поверхностям Тянь-Шаня.

Большой объем специальных работ, посвященных новейшей тектонике и сейсмичности Тянь-Шаня, был выполнен Институтом физики Земли АН СССР (Г.А. Гамбурцев, М.В. Гзовский, А.В. Горячев, В.Н. Крестников, Н.Н. Леонов, И.Л. Нерсесов, И.А. Резанов, Г.И. Рейснер и др.). Центральный Тянь-Шань был охвачен этими работами лишь частично (район Нарынской впадины и хр. Молдо-тау). Важным вкладом в изучение неотектоники Тянь-Шаня стал анализ глубинного строения земной коры по данным ГСЗ и сейсмогеологическим материалам. Продолжалось изучение количественных характеристик неотектонических движений (их скорости и градиентов скоростей). Карты новейшей тектоники Тянь-Шаня и отдельных его областей, в которых в изображениях была отражена суммарная деформация "донеогеновой" поверхности выравнивания, дополнялись картами градиентов скорости движения. Последние были положены в основу выделения зон контрастных тектонических движений разных порядков, определяющих, по мнению авторов, уровень сейсмической активности.

В связи с этими исследованиями была организована сеть сейсмических станций, данные которых существенно расширили сферу сейсмогеологического анализа. В этом же направлении велась работа отдела сейсмологии АН Киргизской ССР (Розова, 1950, 1956, 1959; Розова, Грин, 1955; Грин, 1958; Фесенко, 1960; Джанузаков, 1964; и др.).

Наряду со специальными работами большой объем сведений о проявлениях новейшей тектоники и отложениях орогенического комплекса был получен в результате геологической съемки территории Киргизии, гидрогеологических, инженерно-геологических и других работ разного масштаба, проведенных, начиная с конца 40-х годов, Управлением геологии Киргизской ССР при участии АН КиргССР, ВАГТа, ВСЕГЕИ, МГУ и ряда других организаций. Результаты этих работ были обобщены в т. XXV "Геологии СССР" (1972). Значительно раньше (в 1965 г.) была опубликована Обзорная геологическая карта Киргизской ССР.

Необходимо отметить, что во всех этих исследованиях территория Центрального Тянь-Шаня (особенно ее восточная и южная части), наиболее удаленная, высокая и наименее всего в Тянь-Шане освоенная, во многих отношениях оставалась и остается до сих пор наименее изученной. Сравнительно хорошо охарактеризованными являются здесь новейшая тектоника, геоморфология и кайнозойские отложения лишь Нарынской впадины, где были проведены специальные исследования (А.А. Луйк, Н.В. Александрова, А.А. Степанова, О.Н. Кондрашкина, К.В. Курдюков, Ш. Кыдыров, А.В. Мишина).

Новые данные и представления, появившиеся в литературе начиная с 50-х годов, не устранили разногласий по основным вопросам неотектоники. По-прежнему геологи расходятся во мнениях о природе и типе новейших деформаций. Идеи А.В. Пейве (1956а, в) о глубинных разломах и Н.М. Силина (1960) о краевых разломах и их значительной роли в тектонике Тянь-Шаня, развиваемые в работах многих исследователей, привели к представлению о глубинно-

глыбовой природе структуры Тянь-Шаня (Кнауф, 1962, 1965; Помазков, 1962). Что же касается новейшей структуры верхних структурных этажей, то все большее распространение среди геологов получает точка зрения о складчато-блоковой или сводово-глыбовой ее природе. Однако под этими определениями скрыты весьма различные представления. В связи с этим, очевидно, С.А. Захаров заметил, что "понятие о складчато-глыбовых дислокациях не является выражением какой-либо четкой тектонической идеи: в большинстве случаев этим термином и поныне пользуются из боязни высказать достаточно определенно собственное мнение, о чем идет речь: о складках, осложненных разрывами, или о глыбовых движениях земной коры, сопровождаемых смятием близ граней блоков" (Захаров, 1970, стр. 34).

Наряду с широко распространенным представлением о длительном, конседиментационном развитии складок основания возникла и точка зрения об инверсионном характере развития некоторых поднятий (Турбин и др., 1964; Мишина, 1964а, 1965; Турбин, Конюхов, 1967). В первую очередь это относится к внутридепрессийным поднятиям с поздним геоморфологическим оформлением. Указанные исследователи считают, что подавляющее большинство внутридепрессийных складок основания являются инверсионными, образовавшимися в результате резкой смены знака движений. В основе этих представлений находятся представления о том, что в неогене происходило общее погружение гор Тянь-Шаня, и факт резкого усиления скорости роста поднятий в конце плиоцена и начале плейстоцена (Гэзовский и др., 1959, 1960а; Крестников, 1962).

В качестве доказательств инверсионности молодых поднятий приводятся сходство неогеновых отложений, развитых на их крыльях, тонкий механический состав, отвечающий центральным частям аккумулятивных депрессий, позднее появление в рельефе. Однако эти признаки не являются достаточными для заключения о позднем заложении этих поднятий как структурных форм, так как соотношения скорости роста поднятий и скорости аккумуляции осадков и денудации могут быть весьма различными (Шульц, 1948; Шульц, Брунс, 1955; Николаев, 1962; Костенко, 1972). Примеры "скрытого" развития поднятий весьма многочисленны и описаны в различных частях Тянь-Шаня и других областей многими исследователями. И поэтому важно, как отмечал С.С. Шульц, не смешивать заложение структурных форм с началом их развития как форм рельефа. Кроме того, было показано, что расширение площадной аккумуляции и "трансгрессивный" [трансконитный, по О.С. Вялову (1953)] характер залегания неогеновых отложений (в связи с этим, по-видимому, возникло представление об общем погружении гор Тянь-Шаня в неогене) могут связываться не только с ростом площадей тектонического прогибания, но и с активизацией роста поднятий, изоляцией впадин и увеличением скорости заполнения их обломочным материалом (Костенко и др., 1970).

Пристальное внимание и увлеченность, с которыми в последнее десятилетие геологи относятся к проблеме происхождения и значения рифтовых поясов в структуре земной коры, привели к соответствующей эволюции взглядов относительно природы горных сооружений Средней Азии. В.И. Попов (1972, 1974; Попов и др., 1974) высказал представление о том, что все эпиплатформенные горные сооружения Азии, объединенные Д.В. Наливкиным (1936) в Фергано-Саянский "пояс молодых глыбовых поднятий", в том числе Тянь-Шань, имеют рифтовую природу. Не вдаваясь в детальный разбор этой точки зрения применительно к Тянь-Шаню (для этого потребовался бы целый раздел), отметим лишь, что факты, их анализ и рассуждения, приведенные в защиту этой гипотезы (Попов и др., 1974), в значительной своей части не могут быть признаны доброкачественными и сколько-нибудь убедительными. В настоящее время это представление о Тянь-Шане нельзя считать достаточно аргументированным.

Таким образом краткий и далеко не полный обзор представлений о новейшей тектонике Тянь-Шаня показывает, что с самого начала его изучения и до сегодняшнего дня развиваются достаточно различные, нередко противоречивые и взаимно исключающие друг друга воззрения о формах новейших дислокаций, их природе, механизме и путях их развития, а также связанных с ними явлениях.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ДОКАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ИСТОРИИ ИХ РАЗВИТИЯ

Структурная и литологическая неоднородности древнего складчатого основания Тянь-Шаня, вероятно, повлияли на размещение и характер новейших деформаций. В связи с этим перед их рассмотрением необходимо дать характеристику этого основания. Поскольку докайнозойский субстрат не является главным объектом данного исследования, эта характеристика приведена по литературным данным, в основном по материалам, обобщенным в т. XXV "Геологии СССР" (1972).

Наиболее крупными единицами зональности палеозойд Тянь-Шаня являются структурно-фациальные области Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня (рис. 2). Рассматриваемая территория Центрального Тянь-Шаня охватывает частично все указанные области. На севере она ограничивается Иссыккульским, на юге — Таримским средними массивами.

Рис. 2. Схема тектонического районирования северо-восточной части территории Киргизской ССР и прилегающих районов, по В.И. Кнауфу (1965). Зарубежная территория — по В.М. Силину (1957)

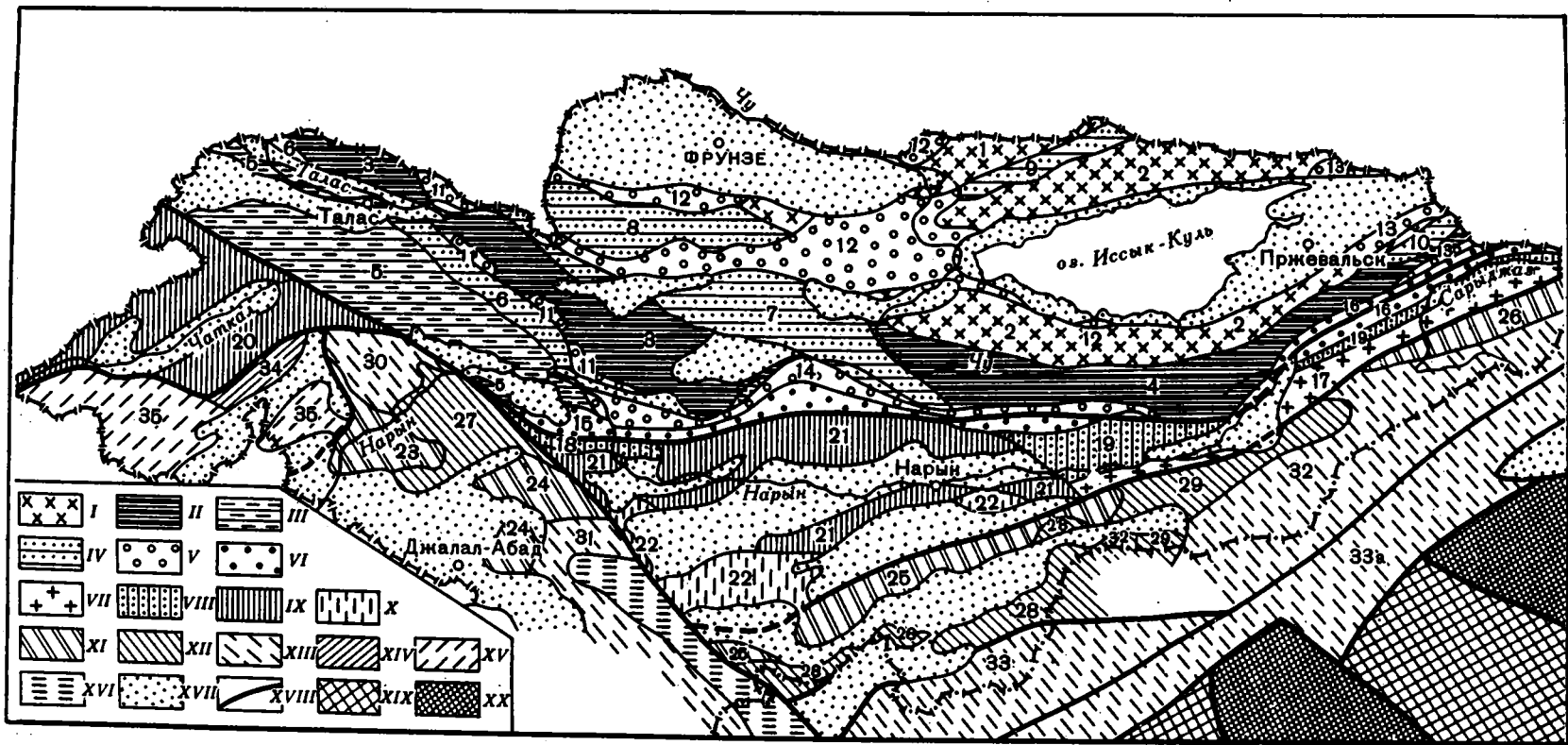
Складчатая область Северного Тянь-Шаня. I — Средние массивы: 1 — Заилийский, 2 — Иссыккульский; II — раннекаледонские складчатые зоны: 3 — Макбалская, 4 — Бурханская; III — среднекаледонские складчатые зоны: 5 — Каратау-Таласская; IV — позднекаледонские складчатые зоны: 6 — Сусамырская, 7 — Центрально-Киргизская, 8 — Карабалтинская, 9 — Чон-Кеминская, 10 — Джергаланская. Структуры эпикаледонских прогибов: V — прогибы внутреннего типа: 11 — Аральский, 12 — Восточно-Киргизский, 13 — Тюпский, 14 — Джумгалский; VI — прогибы периферического типа: 15 — Сонкельский, 16 — Восточно-Терский

Складчатая область Среднего Тянь-Шаня. VII — средние массивы: 17 — Сарыджазский; VIII — позднекаледонские складчатые зоны: 18 — Татлыская, 19 — Джетимтауская; IX — среднегерцинские складчатые зоны: 20 — Чаткальская, 21 — Кавакская; X — позднегерцинские складчатые зоны: 22 — Джамандаванская

Складчатые области Южного Тянь-Шаня. Фергано-Кокшальская складчатая область. XI — раннегерцинские складчатые зоны: 23 — Майлиуская, 24 — Урумбашская, 25 — Атбашинская, 26 — Иньчечекская; XII — среднегерцинские складчатые зоны: 27 — Баубаштинская, 28 — Аксайская, 29 — Джангджирская; XIII — позднегерцинские складчатые зоны: 30 — Турдукская, 31 — Ясинская, 32 — Кокшальская, 33 — Мейдантагская, 33а — Муздукская. Чаткало-Кураминская складчатая область. XIV — среднегерцинские складчатые зоны: 34 — Падшаатинская; XV — позднегерцинские складчатые зоны: 35 — Кассансайская

Мезо-кайнозойские структурные элементы: XVI — Суякская киммерийская складчатая зона, XVII — альпийские межгорные впадины; XVIII — глубинные разломы, ограничивающие складчатые области

Таримский платформенный массив: XIX — прогибы; XX — поднятия



К Северо-Тяньшаньской складчатой области относится система хребтов Терской-Алатау, ограниченная на юге Сонкель-Арчалинской зоной впадин, где по системе разломов "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня" (Николаев, 1933) она сопряжена со структурами Срединного Тянь-Шаня. Эта территория включает частично Иссыккульский срединный массив, разновозрастные каледонские складчатые зоны и структуры эпикаледонских прогибов.

Западная часть и северный склон восточной части хр. Терской-Алатау относятся к Иссыккульскому срединному массиву, внутренняя структура которого создана главным образом в эпоху байкальской складчатости. Интересующий нас Терский блок массива представляет собой участок денудации, начиная с эокембрия. Он сложен гнейсово-сланцевыми толщами пердположительно протерозойского возраста, кристаллическими сланцами, эффузивами, обломочными и карбонатными породами среднего и верхнего рифея и рвущими их преимущественно позднекаледонскими гранитоидами.

С юга Иссыккульский срединный массив ограничен системой разрывов, относящихся к Центрально-Терскому краевому разлому глубокого заложения и длительного развития (Королев, 1961). Кроме краевых разломов восток-северо-восточного и субширотного направлений, ограничивающих ромбоидальную глыбу Иссыккульского срединного массива, последний разбит целым рядом внутренних разрывов тех же направлений. Некоторые из них по глубине проникновения в земную кору и длительности развития близки к глубинным. Это, например, Южно-Иссыккульская "глубинная подвижная зона", которая включает серию разрывов, проходящих вдоль северного подножья хр. Терской-Алатау. Она возникла в силуре и развивается вплоть до новейшего этапа (Горячев, 1959; Помазков, 1962).

Раннекаледонские образования составляют основу расположенной южнее Бурханской складчатой зоны. Они распространены в приосевой части хр. Терской-Алатау, в истоках р. Малый Нарын, в горах Капкатас, Карагоман, Караджорго, в долине Каракуджур. По структурно-формационным различиям здесь выделяются Ашуайрыкская и Сарыбулакская подзоны, соприкасающиеся по поперечным разломам в районе верховий Малого Нарына. Первая из них охватывает восточную часть хр. Терской-Алатау, исключая нижнюю часть северного склона. Сарыбулакский антиклинорий, составляющий основу одноименной подзоны, простирается от истоков Малого Нарына через горы Карагоман до нижнего течения р. Каракуджур.

Бурханская складчатая зона характеризуется двумя структурными этажами. Рифейский структурный этаж представлен гранитами, кварцевыми порфиритами, кристаллическими сланцами, мраморами, диабазами и порфиритами среднего рифея (суммарной мощностью до 3000 м), а также песчаниками, сланцами и известняками верхнего рифея (суммарной мощностью до 4000 - 6000 м в Сарыбулакской подзоне и до 2500-3300 м в Ашуайрыкской подзоне). Нижнепалеозойский структурный этаж представлен спилитовой формацией нижнего кембрия, туфопесчаниками, алевролитами, кремнистыми сланцами, конгломератами и известняками среднего кембрия и нижнего ордовика. Их суммарная мощность достигает 4300 м в Сарыбулакской и 2800 м в Ашуайрыкской подзонах. В Сарыбулакской подзоне отмечаются также породы среднего ордовика (порфириты, дациты, туфы) мощностью более 300 м, залегающие с несогласием на более древних отложениях. Менее полные разрезы и менее интенсивное осадконакопление в Ашуайрыкской подзоне свидетельствуют об относительно поднятом положении восточного сектора Бурханской зоны.

Начиная со среднего ордовика, Бурханская складчатая зона вместе с Терским блоком Иссыккульского массива выступала в качестве поднятия. Позднекаледонские движения здесь отмечены внедрением гранитоидных интрузий. Нисходящие движения в этот период ($C-S_1$) в Северном Тянь-Шане сохранялись в разобоченных сравнительно небольших остаточных прогибах, в которых накопились мощные песчано-сланцевые толщи флишоидного типа. В раннем

силуре на их месте возникли складчатые зоны, из которых в пределы описываемой нами территории частично заходит Джергаланская. Она расположена в верховьях рек Тюп и Джергалан, образуя узкий "клин" между Иссыккульским срединным массивом и Бурханской складчатой зоной. Джергаланская складчатая зона представляет собой крупную синклиналь восток-северо-восточного простирания, которая, по-видимому, прямо наследует форму позднекаледонского прогиба.

Завершающие движения каледонского цикла тектогенеза не были орогеническими в буквальном смысле этого термина. К концу силура на месте Северо-Тяньшаньской каледонской геосинклинали сформировалась слаборасчлененная равнина. Но в течение среднего и позднего палеозоя на месте послекаледонского "пенеплена" развивалось горное сооружение с глубоко расчлененным и контрастным рельефом, который в значительной мере отражал герцинскую тектоническую структуру.

Уже в раннем девоне на каледонском складчатом основании заложилась наложенные прогибы. Некоторые из них являлись внутренними по отношению к границам каледонид и представляли межгорные впадины. Возникновение других прогибов было связано с вовлечением окраинных зон эпикаледонской суши в нисходящие "периферические" наложенные прогибы, которые представляли собой предгорные впадины, заполнявшиеся специфическими отложениями "переходного" типа.

В пределах Иссыккульского срединного массива развивались Тюпский и Восточно-Киргизский прогибы. Они выполнены наземно-вулканогенными образованиями (D_{1-2}), красноцветными песчаниками (D_3-C_1), отложениями карбонатно-терригенной формации ($C_1 v-n$), а также прибрежно-морскими, лагунными и континентальными грубообломочными молассами (C_2).

Восточно-Киргизский прогиб располагался в юго-западной части Иссыккульского срединного массива, охватывая Иссыккульскую впадину к юго-западу от линии устье р.Тон - г. Рыбачье.

Тюпский прогиб располагался на месте юго-восточной части Иссыккульской впадины. Западнее меридиана г.Пржевальска он отделен от Терской блока Иссыккульского срединного массива краевым разломом и замыкается в районе устья р.Барскаун. В бассейнах рек Тюп и Джергалан, на участке, прилежащем к позднекаледонскому Джергаланскому прогибу, Тюпский прогиб накладывался и на Терский блок Иссыккульского срединного массива.

По другую сторону Терской поднятия одновременно с Тюпским развивался Восточно-Терский прогиб, заполненный прибрежно-морскими и лагунными отложениями. Он располагался на месте восточной водораздельной части хр.Терской-Алатау, западнее смещаясь в долины р.Кёлю (восточная и западная) и Сарычат.

Сонкельский прогиб периферического типа узким "желобом" протягивался на месте северных склонов современных хребтов Кекиримтау и Молдотау через район оз.Сонкель в долину р.Малый Нарын. Выполняющие его отложения, характеризующиеся сложными изменчивыми разрезами (PZ_2-3), образуют синклинорий. Южной его границей на большей части являются взбросы и надвиги "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". К югу от оз.Сонкель это - крутопадающий ($80-85^\circ$) Южно-Сонкельский разлом, западнее - Южно-Кавакский и Северо-Кекиримский разломы взбросо-надвигового типа, по которым каледониды и герциниды Срединного Тянь-Шаня надвинуты на структуры Сонкельского синклинория.

Непосредственно к северу от Сонкельского прогиба параллельно и одновременно с ним развивался такой же узкий Джумгалский прогиб. Он простирался от низовий р.Кёкёмерен до верховий Малого Нарына. Его сопряжение с Сонкельским прогибом, как правило, тектоническое. В районе оз.Сонкель это Акташский надвиг, по которому складчатые комплексы Сонкельского прогиба под углами $35-60^\circ$ надвинуты на структуры Джумгалского прогиба. Восточнее границей является "Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня". Северная граница Джумгалского прогиба с обширным поднятием области каледонид

также чаще всего тектоническая. В долине р.Тюлек ею, по-видимому, является Тюлекский разлом, который описан В.Г. Королевым в качестве разлома длительного развития и глубокого заложения.

Таким образом, в результате орогенических движений среднего и позднего палеозоя в рассматриваемой части Северо-Тяньшаньской каледонской складчатой области обособилась система поднятий, включающая Терской блок Иссыккульского срединного массива и Бурханскую зону ранних каледонид. С севера она была ограничена Восточно-Киргизско-Тюпской системой межгорных прогибов, а с юга — Джумгалско-Сонкельской и Восточно-Терской системами предгорных прогибов.

СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

К югу от каледонид Северного Тянь-Шаня расположена складчатая область, структура которой сформирована в результате каледонских и герцинских движений. Складчатые комплексы этой области вскрыты в хребтах, обрамляющих Тогузтораускую, Нарынскую, Тарагайскую и Кёлю-Сарыджазскую впадины. Северной границей области является "Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня", южной — Атбаш-Иныльчекский глубинный разлом, который проходит вдоль северного подножья хр.Атбаш и далее на восток вдоль долин рек Улан, Кокджар, Чакыр-Корум, Карасай, Иныльчек. С востока на запад область Срединного Тянь-Шаня постепенно расширяется, увеличивается многообразие составляющих ее комплексов, значительная часть которых погребена под мощными накоплениями кайнозойских впадин.

Структурным элементом наиболее древней консолидации является Сарыджазский срединный массив. Последний составляет основу хребтов Сарыджаз, Кёлютау, Акшийрак и восточной части хр.Нарынтау. С юга он ограничен Атбаш-Иныльчекским разломом, с севера — серией более мелких кулисообразных разрывов. Основание массива образовано сложнодисшированными протерозойскими (?) гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, аффузивами и мраморами суммарной мощностью до 3500 м. Они с угловым несогласием перекрыты рифейскими и нижнекембрийскими отложениями, резко отличными от разновозрастных толщ Северного Тянь-Шаня. Рифей представлен порфиро-туфовой формацией, характерной для геоантиклинальных условий (мощность до 2000–2500 м). Возможно, что в рифее весь Срединный Тянь-Шань представлял относительно приподнятую область.

Нижнепалеозойский структурный этаж начинается тилитоподобными конгломератами с прослоями песчано-сланцевых пород (эокембрий), которые вверх по разрезу сменяются вулканогенно-кремнистыми ($\text{t} \dots \text{r}_1$), кремнисто-карбонатными ($\text{t}_2 - \text{O}_1$) и флишoidными (O_{2-3}) отложениями. Их суммарная мощность в пределах Сарыджазского срединного массива составляет 1000–2500 м, а в геосинклинальных прогибах этой же области в 2–3 раза больше.

Следы размыва в основании флишoidной толщи (O_{2-3}) фиксируют проявление раннекаледонских движений. В результате позднекаледонских движений в северной части Срединного Тянь-Шаня сформировались Тахталыкская и Джетимтауская складчатые зоны, которые на герцинском этапе развития Срединного Тянь-Шаня выступали уже как поднятия. Среднепалеозойские отложения залегают здесь с несогласием на более древних и распространены локально.

Структуры Тахталыкской складчатой зоны развиты в приосевой части гор Кекиримтау и Тахталык, образуя крупный антиклинорий. Джетимтауская складчатая зона занимает междуречье Малого и Большого Нарына. Основой ее структуры является антиклинорий Большого Нарына, осевая линия которого почти совпадает с долиной Большого Нарына, в восточном направлении сходящаяся к осевой части хр.Джетим. К этой же зоне относится крупная синклиналь в верховьях рек Ирташ, Кёлю и Сарыджаз, зажатая между ранними каледонидами Северного Тянь-Шаня и Сарыджазским массивом и частично унаследованная, по-видимому, упоминавшимся выше Восточно-Терской эпика-

ледонским прогибом. Последний, таким образом, представлял собою линейный прогиб межгорного типа.

После перерыва в осадконакоплении, имевшего место в силуре и начале девона, в Срединном Тянь-Шане, за исключением Тахталикской и Джетимтауской зон, возобновляется прогибание с накоплением характерных для данной области формаций красных песчаников ($D_2gv - D_3fm$) и карбонатной ($D_3fm - C_1$), суммарной мощностью до 4000–5000 м. Складчатые движения в конце раннего и начале среднего карбона привели к формированию Кавакской складчатой зоны. Ее общая структура представляется в виде крупного синклинория, который распадается на ряд частных синклинориев, как, например, Южно-Кекиримский и Акчаташский. Последний характеризуется линейными складками с резкими тупыми окончаниями.

Для хр. Нура характерно высокое положение каледонского основания, уменьшенные (до 2000–2500 м) мощности отложений герцинского структурного этажа и развитие в последнем широких плоских синклиналей и сравнительно узких горстообразных антиклиналей, выводящих на поверхность каледонское основание. Эта Нурина подзона заканчивается в районе р. Кокджерты. Здесь ее граница имеет юго-восточное простирание. Она прослеживается в хребтах Аламыших и Каратау и фиксирует западный край приподнятой каледонской глыбы, обнажающейся в хр. Нура. Западнее этой границы, в пределах Молдотауской подзоны, прогибание было более интенсивным (суммарная мощность отложений герцинского структурного этажа достигает 7000–7500 м). Лишь в верховьях р. Куртка, в северной части подзоны, отмечается высокое положение догерцинского основания, что объясняется развитием Бауралбасского поднятия, которое разделяло Сонкельский и Кавакский прогибы.

В хр. Байбичетау наблюдаются простые симметричные складки северо-восточного простирания и продольные взбросы, плоскости которых наклонены к югу. Отношение их к общей структуре Кавакской зоны неясно.

Среднегерцинские движения привели к прекращению осадконакопления почти на всей территории Срединного Тянь-Шаня. Крупный остаточный прогиб сохранился лишь в юго-западной части области. Здесь со среднего карбона до перми накопилась мощная толща вулканогенно-обломочных пород, в нижней части паралических, в верхней – континентальных. Они широко развиты в горах Джамантау, а также известны в западной части хр. Нарынтау и в основании северного склона хр. Атбаши. По-видимому, эти же отложения продолжают и под мощным покровом кайнозоя Атбашинской впадины. Сформированная на месте этого прогиба Джамандаванская складчатая зона имеет в общем синклинориевую структуру, одним из крупных элементов которой является антиклинорий гор Джамантау.

СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Южная часть территории Центрального Тянь-Шаня, включающая хребты Атбаши, Улан, Джангджир, Борколдой и Кокшалтау, относится к Фергано-Кокшальской герцинской складчатой области. Наиболее древние, предположительно рифейского возраста, отложения вскрыты только в хр. Атбаши. Это – зеленочетные хлорит-серицитовые сланцы, мусковитовые гнейсы, мраморы и амфиболиты, слагающие ядро Атбашинского антиклинория. Нижнепалеозойские осадки во всей этой области не известны. Существуют представления, что в раннем палеозое эта часть Тянь-Шаня являлась частью обширной в то время платформы и представляла собой область размыва (Н.М. Синицын, 1957; Королев, 1961). Н.М. Синицын считал, что эта платформа простиралась на север до "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". Начиная с силура здесь развивалась геосинклиналь. Песчано-сланцевые отложения нижнего силура и спилитовая и кремнисто-сланцевая формации верхнего силура характеризуют начало развития здесь геосинклинали. Мощность силурийских отложений в районе хр. Атбаши достигает 3500 м, а восточнее превышает 5000 м. Для нижнего и среднего девона характерны формации терригенно-карбонатного ряда.

Интенсивные тектонические движения, произошедшие в среднем девоне, привели к формированию Атбашинской и Иньльчекской складчатых зон, которые в дальнейшей эволюции геосинклинали выступали в качестве поднятий. Атбашинская складчатая зона охватывает целиком одноименный хребет и западную часть Джангджирского хребта. Основными ее структурными элементами являются Атбашинский антиклинорий и Балыктинский синклинорий. Северо-западное крыло Атбашинского антиклинория оборвано краевым Атбаши-Иньльчекским разломом. Сам антиклинорий разбит серией продольных разломов взбросо-надвигового характера, падающих обычно на север. Рифейские отложения ядра антиклинория оказались, в частности, надвинутыми на силуро-девонские породы юго-восточного крыла. Вдоль южного основания хр. Атбаши также развита система крупных разломов краевого типа, отделяющих антиклинорий от структур Аксайской среднегерцинской складчатой зоны. Балыктинская синклиналь является главным структурным элементом западной части хр. Джангджир.

На остальной части геосинклинали после раннегерцинской складчатости продолжались активные нисходящие движения. В течение среднего и позднего девона, раннего и отчасти среднего карбона здесь накопилась мощная толща осадков карбонатной, флишовой и вулканогенно-карбонатной формаций. Складчатые движения конца раннего – начала среднего карбона привели к формированию Аксайской и Джангджирской складчатых зон, примкнувших с юга к раннегерцинским поднятиям.

Складчатые сооружения Аксайской зоны, вскрытые в южном обрамлении Западно-Аксайской впадины (возвышенности Торугарттау, Таш-Елю, Коккия, Сарыбелес, Коджеге), образуют южное крыло крупной синклинальной структуры, мульдовая часть и северо-западное крыло которой скрыты под кайнозойскими отложениями указанной впадины. Восточное замыкание синклинория в районе гор Коджеге осложняется Когартским разломом северо-западного простираения, по которому структуры Аксайской зоны надвинуты на поздние герциниды Кокшальской зоны¹. Южное крыло синклинория осложнено многочисленными мелкими складками и сопряженными с ними продольными взбросами, падающими на север. Продольные разрывы, в том числе и такие крупные, как Тюякуйрюкский, нередко смещены позднегерцинскими секущими нарушениями. Из них особенно ярко выражен весьма протяженный прямолинейный Мюдюрюмский разлом северо-восточного простираения, по которому отмечается правосторонний сдвиг амплитудой до 5 км ("Геология СССР", 1972).

Интересно отметить, что Сарыбелесский хребет в герцинской структуре представляет круто наклоненную на север моноклиналь, оборванную с южной стороны одной из ветвей Тюякуйрюкского разлома. Последний является южной границей Аксайской зоны.

Джангджирская складчатая зона охватывает территорию современных хребтов Улан, Джангджир и Борколдой. К ней же отнесен и район пика Дайкова в хр. Кокшалтау. Здесь выделяются три подзоны – Уланская, Борколдойская и Карачукурская. Первые две из них примыкают непосредственно к Сарыджазскому срединному массиву и характеризуются уменьшенными по сравнению с Карачукурской подзоной мощностями отложений. Перепад уровня залегания древнего фундамента, возможно, связан с наличием крупного продольного разлома, рвушего этот фундамент. Предполагается, что разрывы, ограничивающие с севера Карачукурскую подзону и продолжающиеся на запад в Балыктинскую синклиналь, где с ними связаны интрузии ультраосновных пород, могут быть отражением в верхних структурных этажах именно этого глубокого разлома в древнем фундаменте.

Основу Борколдойской подзоны составляет крупная синклиналь, северное крыло которой в восточной части срезано крупным разломом и скрыто под

¹ В.Н.Огнев считал, что Аксайский синклинорий продолжается, хотя и менее отчетливо, до верховий рек Аксай (восточная) и Узенгеуш.

кайнозойскими отложениями р. Карасай. Сопряжение ее с Уланской подзоной осложнено поперечными разрывами северо-западного простирания.

Уланская подзона в целом представляет собой крупную антиклиналь сундучного типа. Северное ее крыло оборвано Атбаши-Иныльчекским разломом и нарушено продольными взбросами, по которым происходило надвигание на север. Южное крыло сохранилось хорошо и характеризуется углами падения около $45-50^{\circ}$.

Карачукурская подзона, расположенная южнее Уланской, имеет также антиклинальную структуру. Южное ее крыло и часть свода срезаны крупными надвигами, северное сохранилось достаточно хорошо. Таким образом, сопряжение Уланской и Карачукурской подзон имеет синклинальное строение. Пространственно к этой синклинали приурочена долина р. Джалджир.

После среднегерцинских складчато-орогенических движений остаточный прогиб сохранился в южной окраинной части Тянь-Шаня, на границе с Таримским платформенным массивом. Верхнепалеозойские отложения здесь представлены преимущественно терригенными породами флишевой и молассовой формаций, содержащими прослой основных эффузивов и их туфов. Суммарная мощность этих отложений достигает 5000 м.

Пермские тектонические движения привели к формированию здесь Мейдантагской и Кокшальской складчатых зон.

Мейдантагская зона является частью южного обрамления Балыктыджонской впадины. Северной границей зоны является упомянутый выше Тяюк-Юрюкский разлом. От Таримского массива Мейдантагская складчатая зона также отделена глубинными разломами. Здесь выделяется, кроме того, переходная Муздукская структурно-фациальная зона, которую В.М. Силицын (1957) рассматривает как внешнюю зону позднегерцинского геосинклинального прогиба, характеризующуюся умеренными погружениями с преимущественным развитием карбонатных пород. Основным структурным элементом Мейдантагской зоны, по данным В.М. Силицына (1957), является одноименный синклинорий, который характеризуется сложной чешуйчато-складчатой внутренней структурой. Многочисленные согласные взбросы и надвиги осложняют опрокинутые на юг почти изоклинальные складки разных порядков. Кроме того, здесь развиты крутопадающие разрывы северо-восточного простирания, которые смешают субширотные структурные формы. В южной части Мейдантагского прогиба в позднем палеозое сформировалось Каратекинское поднятие, которое и в дальнейшем (МЗ - КЗ) питало обломочным материалом предгорный Чультагский прогиб (Фараджев, 1958).

Структуры Кокшальской зоны развиты на северных склонах хр. Кокшалтау в бассейнах рек Аксай (восточной), Чонузенгегуш и Сарыджаз. Южной границей зоны является Кипчакский глубинный разлом, к югу от которого развиты структуры Муздукской зоны (В.М. Силицын, 1957). Крупные, сравнительно простые складчатые дислокации палеозоя Кокшальской зоны осложнены опрокинутыми изоклинальными мелкими складками и разрывами.

* * *

Позднегерцинские движения в Тянь-Шане привели к созданию горного рельефа, который был столь же сложно дифференцирован, как и нынешний, но отличался более низким общим гипсометрическим положением. Дневная поверхность пермских межгорных впадин находилась на уровне, близком к нулевому, высота же поднятий достигала, по-видимому, 1000-1500 м (Силицын, 1962). Нивелировкой и общее затухание тектонических движений наряду с интенсивным выветриванием в условиях континентального жаркого климата привели к быстрому разрушению позднегерцинского горноскладчатого сооружения. По данным Н.М. Силицына (1948), снижение и нивелировка рельефа Тянь-Шаня и формирование выровненной денудационной поверхности в основном завершились уже к концу перми - началу триаса.

В пределах Центрального Тянь-Шаня отложения верхней перми, нижнего и среднего триаса не известны. По-видимому, в течение соответствующего пе-

риода вся эта область представляла относительно приподнятый, тектонически и орографически слабо дифференцированный обширный массив типа низкого нагорья, питавший обломочным материалом Илийский, Текесский, Юлдусский, Баграшкульский, Кучарский, Ферганский прогибы, которые развивались в пределах тектонически более дифференцированных в то время Восточного и Западного Тянь-Шаня, а также вдоль северной и южной ее окраин.

К концу среднего триаса, по заключению В.М. Синицына (1962), наступило предельное выравнивание. О сформировании к концу триаса на месте Центрального Тянь-Шаня денудационной равнины и угасании тектонических движений свидетельствуют остатки достаточно мощной коры выветривания под рэт-лейасовыми осадками. Для нижних горизонтов последних, сформированных за счет продуктов коры выветривания, характерны почти мономинеральные кремнисто-кварцевые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, которые свидетельствуют о том, что выветривание доходило до стадии "зрелости", когда от материнских пород оставались неразрушенными лишь кварцевые и кремнистые зерна. Условия для такого выветривания создаются, по заключению Н.М. Страхова (1963), на тектонически неподвижных (или "вялых") равнинах.

В конце триаса и начале юры в пределах всего Тянь-Шаня произошла значительная активизация тектонических движений. Увеличение уклонов рельефа наряду с увлажнением климата привело к усилению деятельности водных потоков и переотложению продуктов выветривания во впадинах. В пределах Центрального Тянь-Шаня рэт-лейасовые отложения известны в нескольких пунктах.

Они протягиваются узкой полосой вдоль Минкуш-Кёкёмеренской долинообразной впадины, проходящей от оз. Сонкёль к нижнему течению р. Кёкёмерен, т.е. примерно вдоль Джумгалского эпикаледонского прогиба. Это — пестроцветные русловые, озерные и болотные пески и песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с линзами и прослоями бурых углей, суммарной мощностью около 650 м (Федорович, Штейнванд, 1935; Петрушевский, 1955).

В юго-западной части Нарынской впадины, в верховьях рек Аксай и Джамдаван, на незначительной площади обнажены аналогичные пестрые песчано-глинистые отложения с углистыми сланцами и бурыми углями, видимая мощность которых составляет 150–400 м (Аргентов, 1913; Петрушевский, 1955).

В районе перевала Торугарт в южном крыле поднятия, разделяющего Чатыркель-Аксайскую и Тоюнскую впадины, юрские отложения представлены угленосными аргиллитами, алевролитами и песчаниками видимой мощностью до 350 м. В северо-восточной части этого района они характеризуются пестроцветностью (Аргентов, 1911а,б; Петрушевский, 1955).

Непосредственно к северу от рассматриваемой территории рэт-лейасовые отложения вскрыты на южном борту Иссыккульской впадины. Здесь на кварцево-кремнистых светло-серых и белых гравелитах и песчаниках, залегающих в основании толщи, залегают пестроцветные песчаники и аргиллиты с углями общей мощностью до 400–500 м. Происхождение их также аллювиально-озерное и болотное. "Ни состав, ни мощность юрских осадков не дают указаний на существование во время отложения их каких-либо значительных горных возвышенностей в непосредственной близости" (Шульц, 1948, с.90).

Дифференциация рельефа, отмечающаяся в пределах Центрального Тянь-Шаня с конца триаса и до средней юры, связана, очевидно, с теми движениями, которые в значительно более активной форме проявились в пределах Западного и Восточного Тянь-Шаня, а также в зоне, пограничной с Таримским массивом. У подножий Центрального Тянь-Шаня в юрских предгорных прогибах накопились отложения мощностью до 1500–2000 м, а иногда и более. Сам же массив Центрального Тянь-Шаня был относительно приподнят. Вынос обломочного материала за его пределы осуществлялся по каким-то весьма протяженным долинам, которые отражали его тектоническую дифференциацию. В качестве примера В.Н. Огнев (1949) приводит долину Пра-Нарына, по которой проходил один из таких потоков, питавших обломочным материалом Вос-

точно-Ферганский бассейн. Основная разгрузка его происходила в зоне "ступени" Ферганского разлома. Здесь развиты наиболее грубые отложения, и здесь же уоганавливаются их максимальные мощности (Огнев, 1949; Синицын, 1948, 1960; Петрушевский, 1955). Наряду с транзитным выносом обломочного материала на отдельных участках тектонических долин Центрального Тянь-Шаня возникали условия для местной его аккумуляции. Такие участки, по-видимому, не всегда и не обязательно являлись заливами основных, "предгорных", аккумулятивных бассейнов типа Восточно-Ферганского прогиба. Они могли быть и не связанными с ним единой поверхностью аккумуляции.

В средней юре началось затухание тектонических движений и прекращение осадконакопления, и на всей территории Центрального Тянь-Шаня становились условия, близкие к среднетриасовым. Они сохранялись здесь в течение всего мелового периода, палеоцена и эоцена¹. Рэт-лейасовые отложения Центрального Тянь-Шаня в большинстве случаев, в отличие от Восточно-Ферганского прогиба, не испытали каких-либо существенных тектонических дислокаций в юрскую эпоху, если не считать пологих изгибов конседиментационного типа. Об этом свидетельствует тот факт, что в большинстве районов нижнеюрские отложения перекрыты верхнетретичными без видимого или с очень небольшим угловым несогласием.

В течение мела, палеоцена и эоцена Центральный Тянь-Шань представлял денудационную равнину, приподнятую над окружающими районами. Об этом свидетельствуют следующие факты. Меловые и палеогеновые моря никогда не проникали в пределы Центрального Тянь-Шаня, за исключением Тоюнской депрессии, которая по своему положению тяготеет к зоне Южно-Тяньшаньских предгорных прогибов (Вонгаз, 1956). Не известны здесь и континентальные осадки соответствующего возраста. Мало развита или не сохранилась и кора выветривания. Даже под чехлом третичных отложений по существу нигде не встречаются лагериты сколько-нибудь значительной мощности. Верхнеэоцено-олигоценные отложения, относящиеся уже к новейшей орогенной стадии развития Тянь-Шаня, залегают чаще всего непосредственно на сравнительно мало измененных палеозойских породах или же эти изменения не выходят за пределы первых стадий выветривания, стадий дезинтеграции, раздробления и селективного выветривания. Все это свидетельствует о том, что энергия эрозионных процессов была достаточной, чтобы препятствовать формированию и сохранению коры выветривания. Продукты выветривания выносились за пределы Центрального Тянь-Шаня. Действительно, красноцветные отложения мелового и палеогенового возраста, в значительной мере состоящие из переоолженных продуктов выветривания, широко распространены вдоль подножий Тянь-Шаня, в Ферганском, Илийском, Манасском, Кучарском и других прогибах.

Распространение и литологические особенности мел-палеогеновых отложений показывают, что во время их формирования происходили постепенное разрушение и снижение возвышенностей Тянь-Шаня и нивелировка всего макрорельефа в целом, возможные вследствие вялости тектонических процессов. Об этом свидетельствует история развития Ферганского мел-палеогенового морского бассейна. В Тоюнской депрессии, по данным Л.Б. Вонгаза (1956), красноцветные меловые конгломераты, песчаники и глины имеют мощность около 1400 м. Вверх по разрезу отложения становятся менее грубообломочными. Залегающие на них палеоцен-эоценовые отложения имеют мощность всего около 150 м. Начинаются они песчаниками (около 125 м) и заканчиваются морскими известняками.

В Кучарском прогибе, расположенном также у южного подножья Центрального Тянь-Шаня, мощность меловых красноцветных песчаников с конгломератами и глинами составляет 800 м. Палеогеновые песчаники и глины с гип-

¹ Мнение о том, что мезозойско-раннепалеогеновые отложения были широко распространены на территории Тянь-Шаня, лежащей к востоку от Ферганского разлома, но впоследствии оказались размытыми, было решительно опровергнуто Б.А. Петрушевским (1955).



Рис. 3. Предорогренная поверхность выравнивания, "откопанная" и слаборасчлененная молодыми эрозионными бороздами (хр. Байбичетай)

На северном склоне хребта она уходит под покров согласно с нею дислоцированных отложений орогенического комплекса (P_3-N_1), на юге — оборвана разрывом взбросо-надвигового типа (на снимке обозначен жирной линией)

сом и солью имеют мощность 400–500 м (Н.М. Синицын, В.М. Синицын, 1958).

Все это соответствует заключению В.М. Синицына (1962) о том, что в мелу Тянь-Шань был одним из наиболее возвышенных участков Центральной Азии, но не выходил из зоны красноземного выветривания, которое в настоящее время не проявляется на высотах более 1700–2000 м. Эти цифры могут приниматься как характеристика предельной абсолютной (!) высоты Центрального Тянь-Шаня в мелу. Приведенные же факты, в том числе эоценовая трансгрессия эпиконтинентального моря в окраинные районы Тянь-Шаня, указывают на то, что в среднем палеогене как абсолютная высота, так и относительное превышение Центрального Тянь-Шаня над смежными равнинами были намного меньшими. Об этом же свидетельствует и тот факт, что здесь, по крайней мере на отдельных участках, образовались почти идеальные денудационные равнины. В настоящее время их реликты встречаются во многих местах. Особенно хорошо такие поверхности выравнивания сохранились в зонах молодых поднятий, где они вскрыты ("откопаны") сравнительно недавно и не подверглись еще современной эрозии, например, в хребтах Акшийрак-западный, Байбичетай, Каратау, Нарынтау, Кокшалтау (рис. 3).

В то же время олигоценовые отложения нередко залегают и на неровной эродированной поверхности палеозойского фундамента, хотя надо отметить, что амплитуды такого захороненного рельефа обычно невелики и составляют несколько метров, реже несколько десятков метров.

М.В. Гзовский, В.Н. Крестников, Н.Н. Леонов и др. (1960), Н.П. Костенко (1961, 1966) и некоторые другие геологи считают, что поверхность, выработанная в палеозойском фундаменте Тянь-Шаня к началу новейших орогенических движений, имела высоту от 200 до 500 м. Учитывая повышенное положение территории Центрального Тянь-Шаня относительно смежных районов, мы принимаем последнюю величину (500 м) как наиболее близкую к реальной его высоте в начале новейшего орогенеза.

Таким образом, к концу эоцена – началу олигоцена Центральный Тянь-Шань представлял собой возвышенную денудационную равнину с мелкосопочным, а местами совершенно плоским рельефом, общий гипсометрический уровень которой вряд ли превышал 500 м. В дальнейшем эта поверхность называется нами предорогенной поверхностью выравнивания.

СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ НОВЕЙШЕГО ОРОГЕНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Длительный период значительного ослабления тектонической активности в олигоцене был прерван мощными орогенными движениями. Вызванная ими орографическая дифференциация Тяньшаньского пенеплена привела к резкому изменению режима денудации и начавшегося здесь (впервые после длительного перерыва) интенсивного континентального осадконакопления. Комплекс отложений, пространственно и генетически связанных неразрывно с новейшим горообразованием и распространенных в относительно однообразных и закономерно сменяющихся во времени и по простиранию фациях, получил название орогенического (Шульц, 1958). От предшествующих геосинклинальных формаций он отделен крупным перерывом или формациями, которые являются переходными от геосинклинальных к платформенным и характеризуют стадию развития Тянь-Шаня как молодой платформы. По классификации Н.П. Хераскова (1967), кайнозойский орогенический комплекс Тянь-Шаня должен относиться к подклассу метаплатформенных орогенных формаций.

В данной работе осуществлена свodka весьма разрозненных и разнородных материалов, касающихся новейшего орогенического комплекса Центрального Тянь-Шаня, которые были получены главным образом в процессе геологосъемочных работ и сравнительно немногочисленных специальных исследований. Сделана попытка стратиграфического сопоставления разрезов разных впадин Центрального Тянь-Шаня между собой и с фаунистически лучше охарактеризованными разрезами Северного и Западного Тянь-Шаня. Основные результаты этой работы отражены в "Атласе литолого-палеогеографических карт СССР" (1967) и нескольких статьях (Несмеянов, Макаров, 1970, 1974, 1975). Не имея возможности да и, пожалуй, надобности приводить в данной работе весь обширный материал по кайнозою Центрального Тянь-Шаня, мы ограничиваемся лишь краткими сведениями и отсылаем читателя к т. XXV "Геологии СССР" (1972) и вышеуказанным публикациям, а также приводимым ниже литолого-палеогеографическим схемам и сводному разрезу [рис. 4 (см. вкладку), рис. 5-9].

Новейший орогенический комплекс Центрального Тянь-Шаня разделяется на четыре части, которые последовательно сменяют друг друга во времени и отвечают основным стадиям новейшего орогенеза. Нижняя часть, красноцветная, отвечающая киргизскому красноцветному комплексу С.С. Шульца (1948) или усуньской серии Б.А. Петрушевского (1955), включает две свиты - коктурпакскую и киргизскую. Выше залегает буро-палевая и пестроцветно-палевая толща, которая выделяется в нарынскую свиту и подразделяется на три подсвиты. Третья часть включает так называемую свиту серых конгломератов, или шарпылдакскую свиту. И наконец, самая молодая часть разреза объединяет разнообразные отложения четвертичной системы.

Наиболее благоприятными для изучения стратиграфии третичных отложений являются обширные межгорные впадины. Выполняющие их молассы распространены на больших площадях, имеют большую мощность и характеризуются разнообразием фаций (как в латеральном, так и в вертикальном направлениях). Поэтому различные климатические и структурно-орографические изменения,

произошедшие в течение кайнозоя, остались зафиксированными здесь в тех или иных литологических особенностях. Менее благоприятными в этом отношении являются внутригорные впадины — узкие высокоподнятые впадины, которые развиваются в пределах систем поднятий. Общее повышенное положение предопределило их роль главным образом как путей выноса обломочного материала из областей поднятий в пределы межгорных и предгорных котловин. В меньшей степени внутригорные впадины были участками его аккумуляции. Орографическая характеристика этих впадин сравнительно мало изменялась во времени, и относительно малая их ширина препятствовала сколько-нибудь существенной дифференциации поступающего со склонов материала.

Эти особенности внутригорных впадин нашли отражение в резко сокращенных мощностях, неполных разрезах орогенического комплекса и преобладающем распространении здесь грубообломочных отложений алиювиально-пролювиального генезиса. В результате некоторые литолого-стратиграфические горизонты, достаточно отчетливые и хорошо выдержанные в пределах межгорных впадин, далеко не всегда могут быть замечены и прослежены во внутригорных впадинах, а стратификация третичных отложений в пределах последних с той же детальностью, что и в межгорных впадинах, при отсутствии достаточного количества ископаемых остатков фауны, представляет известные трудности. Наиболее достоверным и очевидным для внутригорных впадин является предложенное С.С. Шульцем (1948) расчленение верхнетретичных моласс Тянь-Шаня на "киргизский красноцветный" и "тяньшаньский орогенический" комплексы.

Литолого-фациальные различия между межгорными и внутригорными впадинами в олигоцене и начале миоцена, т.е. в начальную стадию горообразования, еще не были выражены резко, по крайней мере, повсеместно, отражая этим самым некоторое однообразие ороклиматической обстановки на достаточно обширных территориях Тянь-Шаня. Эти различия резко усилились к концу миоцена и особенно в плиоцене. Однако к концу плиоцена — началу четвертичного периода последовательное усложнение структуры межгорных впадин, их пробегание на менее крупные частные мульды в результате обособления в рельефе более или менее высоких внутридепрессийных поднятий, привели к некоторому выравниванию орографических условий осадконакопления (прежде всего размеров бассейнов осадконакопления) и соответственно к определенному фациально-литологическому выравниванию отложений (шарпылдакская свита или свита серых конгломератов, по С.С. Шульцу; каракайская серия, по Б.А. Петрушевскому). Резкие климатические изменения, произошедшие в начале четвертичного периода, а именно — похолодание и вызванные им оледенения, наложившись на гипсометрически уже весьма дифференцированное горное сооружение, привели снова к огромному разнообразию условий образования и накопления осадков, к формированию пестрого покрова четвертичных отложений.

Коктурпакская свита ($P_2^3 - P_3^1$) представлена бледно-розовыми комковатыми известняками и мергелями, малиново-красными мергелистыми глинами, гравелитами и конгломератами с карбонатным цементом, а также включает прослой базальтовых лав. Мощность свиты достигает 200 м, но обычно составляет единицы — первые десятки метров (см. рис. 5).

Киргизская свита — ($P_3 - N_1^1$) в небольших высокоподнятых внутригорных впадинах сложена главным образом конгломератами и гравелитами и имеет мощность не более 250–300 м. В Нарынской и Атбашинской впадинах в ее строении существенную роль приобретают песчано-глинистые породы с гипсом видимой мощностью до 400–600 м. В Аксайской впадине отложения киргизской свиты, вскрытые на ее южных склонах, представлены конгломератами и песчаниками (мощность до 600 м) (см. рис. 6).

Нарынская свита (N_{1-2}) в пределах крупных впадин сложена преимущественно отложениями песчано-глинистого состава с солями и гипсом, мергелями и известняками. Общая ее окраска изменяется от шоколадно-коричневой внизу до палево-розовой или пестроцветно-палевой в средней части и палевой сверху. Соли сконцентрированы главным образом в основании свиты, мергели и из-

вестняки – в верхней части разреза, гипсы распространены по всему разрезу. В соответствии с литологическими изменениями выделяются три подсвиты. Общая мощность свиты изменяется в широких пределах и достигает в Нарын-ской впадине 4000 м, в Атбашинской впадине – 4500 м, в Западно-Аксайской впадине – более 2500 м. Внутригорные впадины отличаются неполными разрезами и резко сокращенной мощностью (не более 1500 м) отложений. Вверх по разрезу здесь значительно увеличивается содержание грубообломочных пород, гипс и соли не характерны (см. рис. 7–9).

По возрасту нарынская свита охватывает почти весь неоген (нижняя подсвита – N_1^{1-2} , средняя – $N_1^2 - N_2^2$, верхняя – N_2^{2-3}).

Шарпылдакская свита ($N_3^3 - Q_1^1$) сложена преимущественно брекчиями и конгломератами серого или палево-серого цвета. Мощность их не превышает первых сотен метров. По своей литологии и особенностям тектоники шарпылдакская свита носит явно переходный характер от неогена к четвертичной системе. По положению между фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена возраст ее определяется как верхне-плиоцен-нижнечетвертичный.

Четвертичная система Центрального Тянь-Шаня характеризуется большим разнообразием генетических типов отложений, резкими изменениями их фаций и мощностей, теснейшим образом связанных со сложностью климатической и тектонической структуры и их значительными изменениями во времени. В отношении структурно-орографических условий важное значение имеют территориальное соотношение и общий гипсометрический уровень хребтов и впадин, целиком предопределенные новейшей тектоникой, которая, таким образом, детерминирует развитие во времени и пространстве динамической пары экзогенных процессов – денудации и аккумуляции (Макарова, Макаров, 1968б, 1973; Макаров, Макарова, 1974).

Области поднятий характеризуются преимущественным развитием процессов денудации, аккумуляция происходит на небольших площадях и чаще всего является неустойчивой. В зависимости от климатических условий, связанных с высотной зональностью, преобладают разные процессы. В гляциальной и перигляциальной климатических зонах главными агентами денудации являются морозное выветривание, снежники и ледники. Соответственно здесь наиболее распространены осыпи морозного выветривания, отложения горно-долинных и каровых ледников и снежников, солифлюкционные образования. В экстрагляциальной зоне в пределах поднятий резко преобладают процессы эрозии. Глубокие крутосклонные долины имеют незначительный и маломощный покров глыбово-щебнистых осыпей, которые в основании склонов образуют конусы накопления и осыпные шлейфы. Пологие склоны и водоразделы несут покров делювиальных накоплений. Последние нередко включают значительную примесь гравитационного материала и представляют делювиально-гравитационный тип отложений. Делювий в пределах хребтов распространен преимущественно на наклонных поверхностях выравнивания, например, в хребтах Байбичетау и Каратау.

Рис. 5. Литолого-палеогеографическая схема Центрального Тянь-Шаня в позднем эоцене – раннем олигоцене

Условные обозначения к рис. 5–9

1,2 – палеогеографические элементы: 1 – участки размыва (антиклинальные поднятия), 2 – участки аккумуляции обломочного материала (синклинальные прогибы); 3–15 – участки распространения на поверхности пород: 3 – известняков, 4 – мергелей, 5 – карбонатных глин, 6 – глин, 7 – алевроитов, 8 – песков и песчаников, 9 – гравия и гравелитов, 10 – галечников и конгломератов, 11 – брекчий, 12 – гипса, 13 – соли, 14 – базальтовых лав, 15 – линз бурых углей; 16–19 – прочие обозначения: 16 – изопакиты и мощности отложений (в м), 17 – направления местного сноса обломочного материала, 18 – главные направления транзитного переноса обломочного материала, 19 – основные разрывы конседиментационного типа

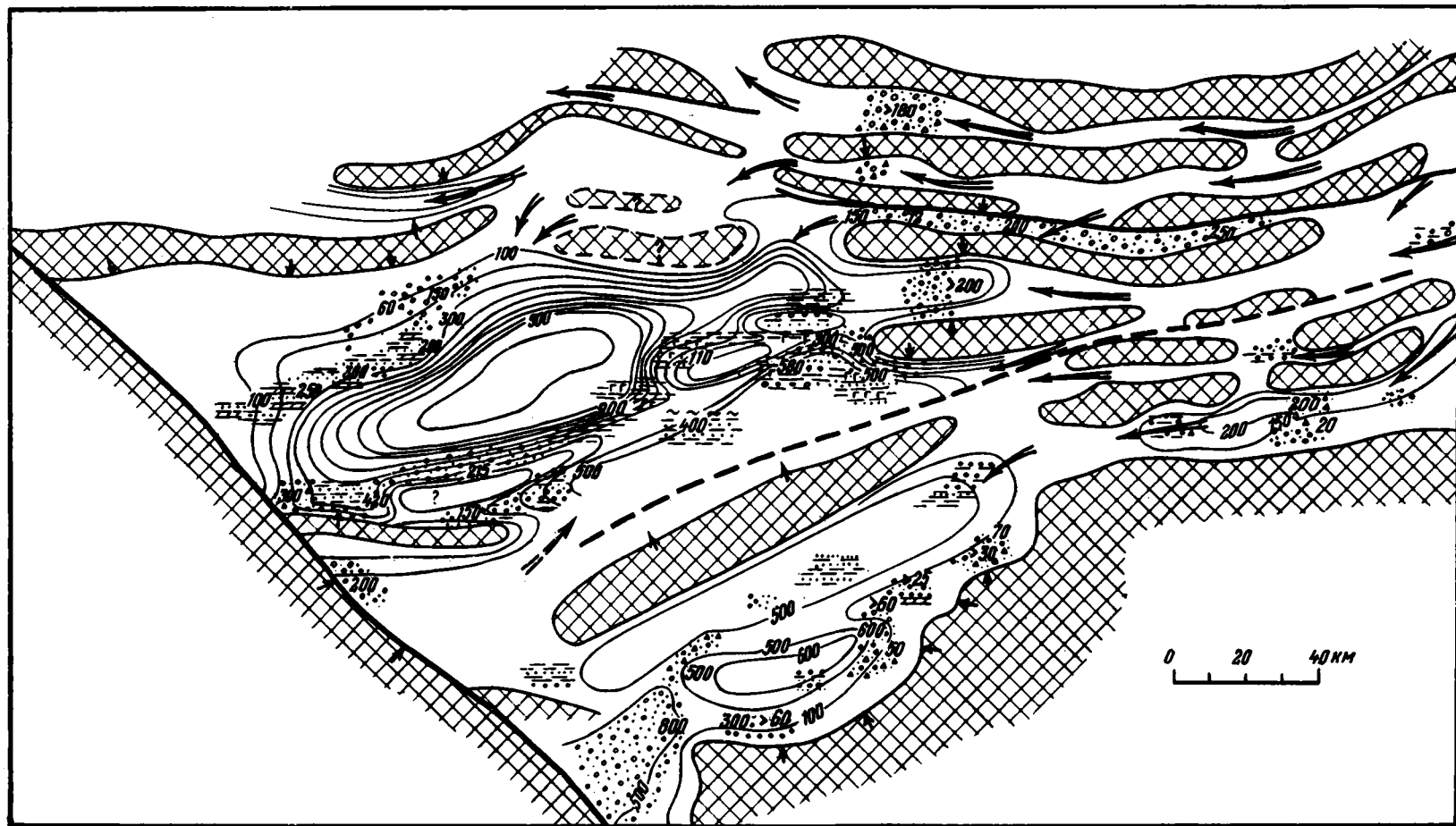


Рис. 6. Литолого-палеогеографическая схема Центрального Тянь-Шаня в олигоцене – раннем миоцене
Условные обозначения см. на рис. 5

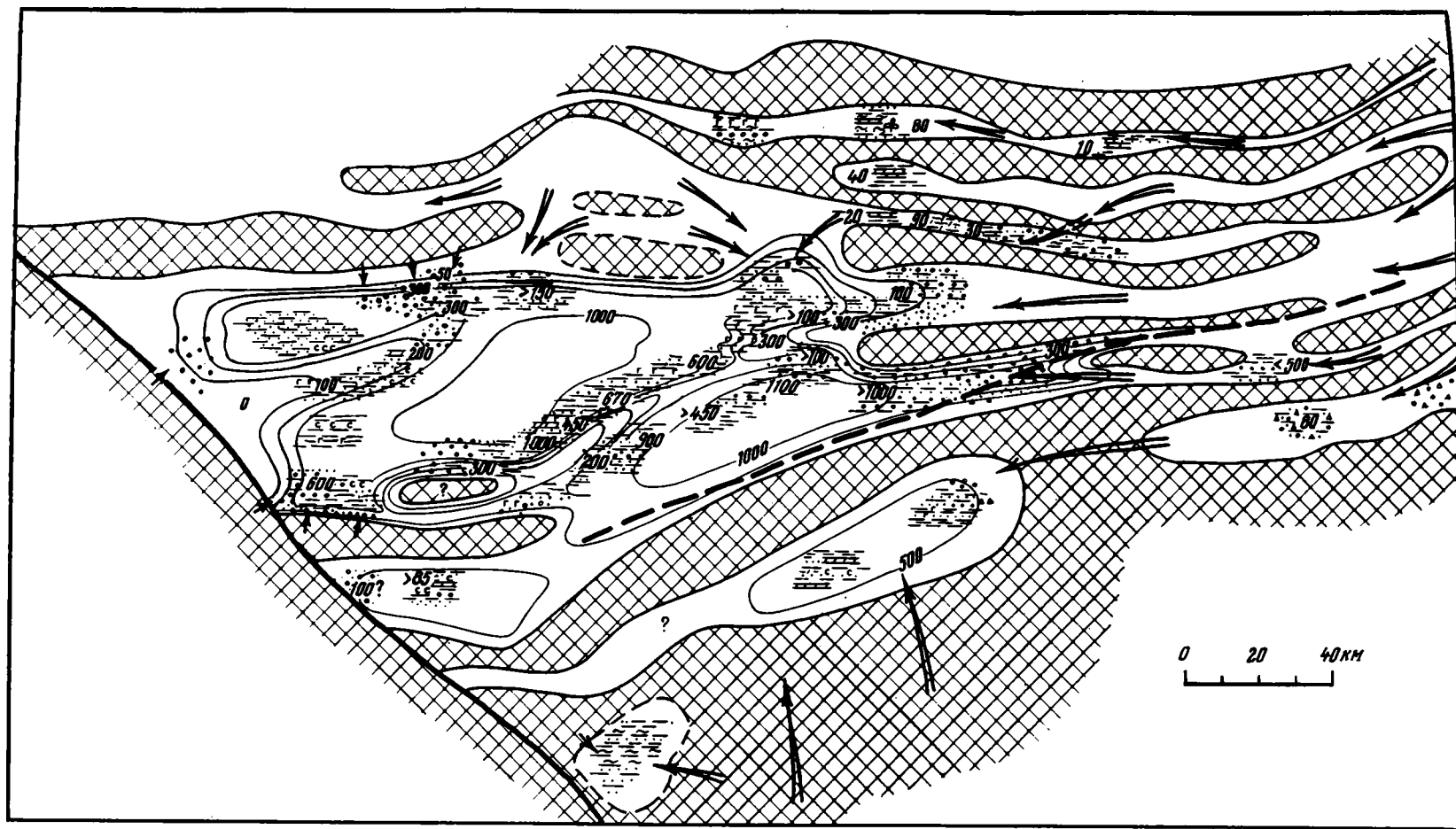
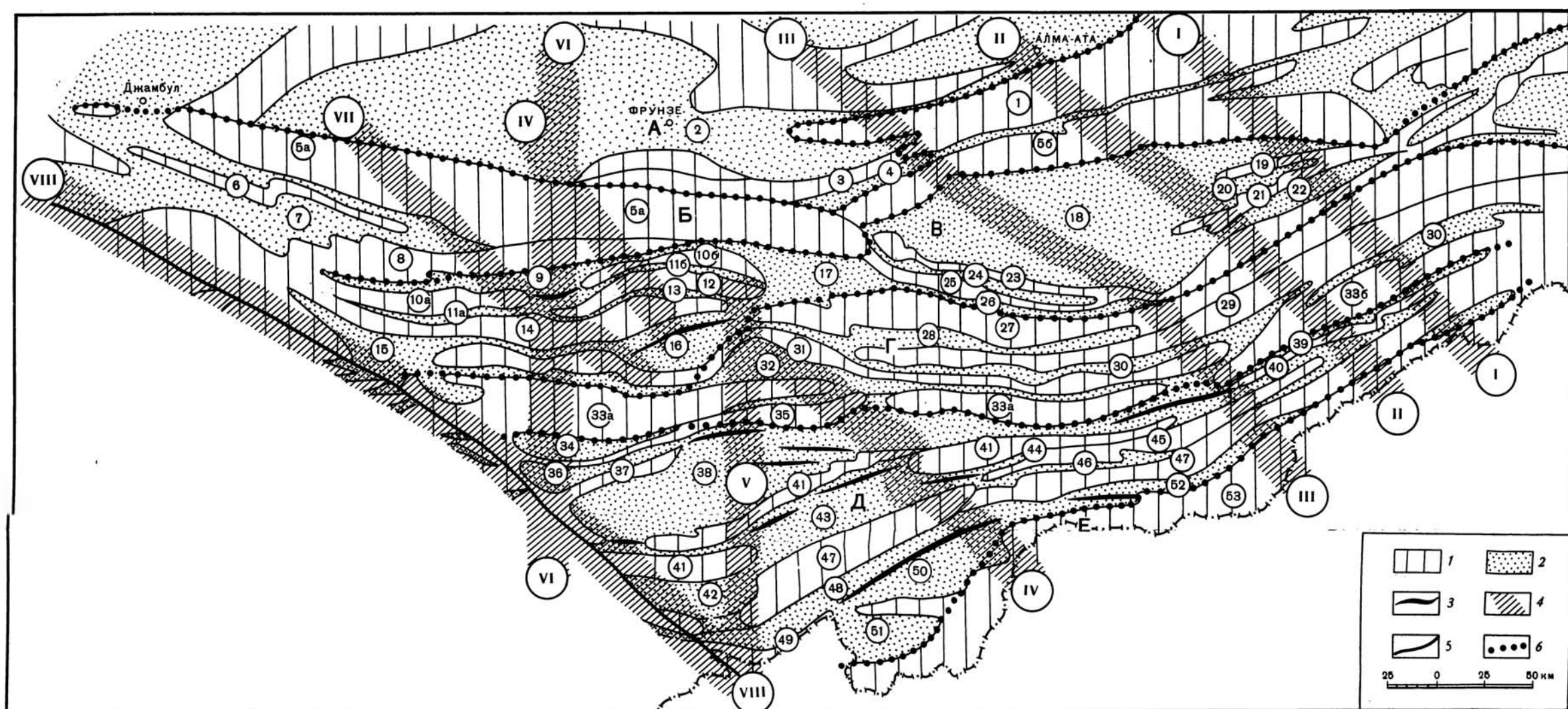
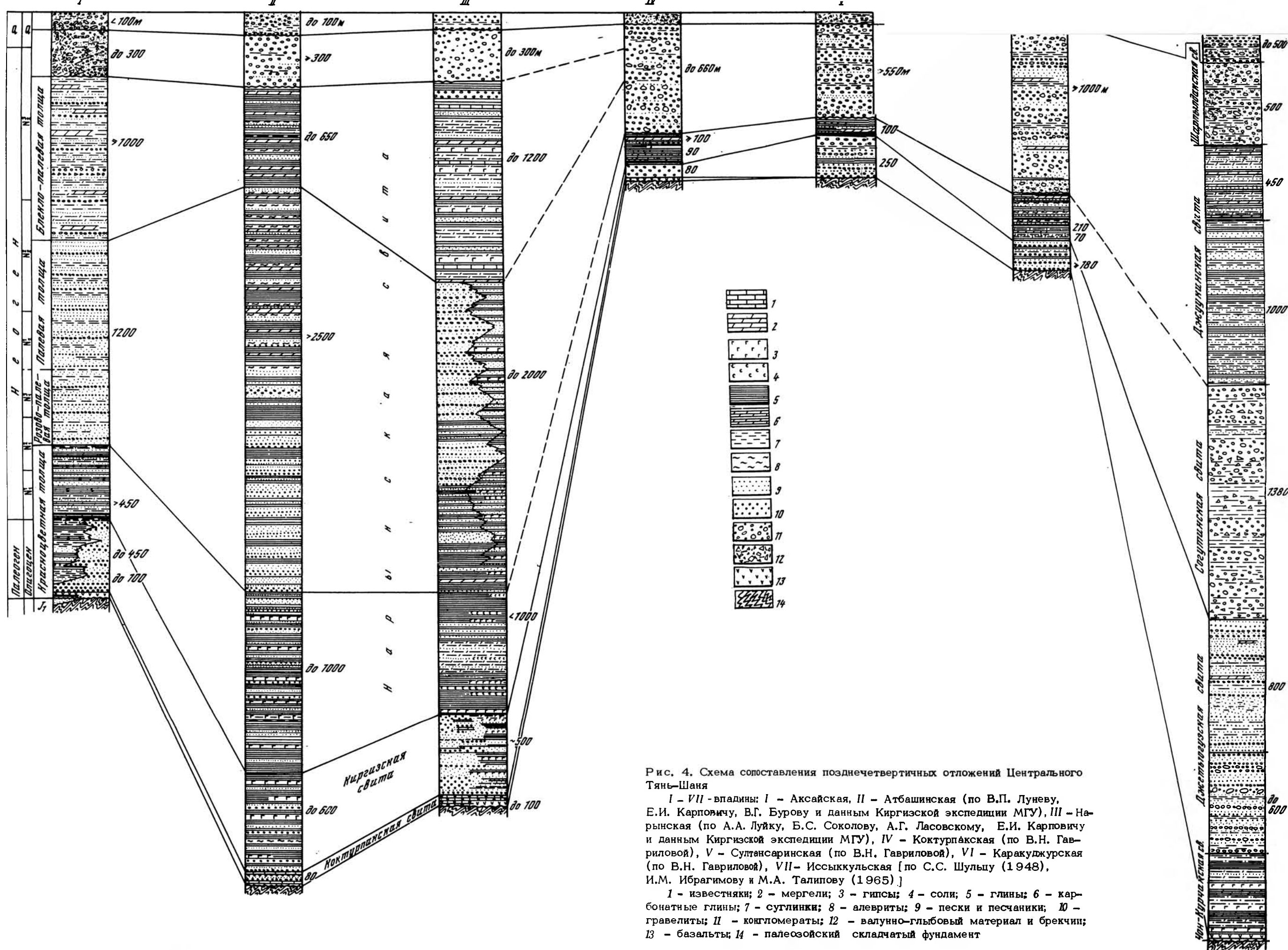


Рис. 7. Литолого-палеогеографическая схема Центрального Тянь-Шаня в раннем-среднем миоцене
Условные обозначения см. на рис. 5



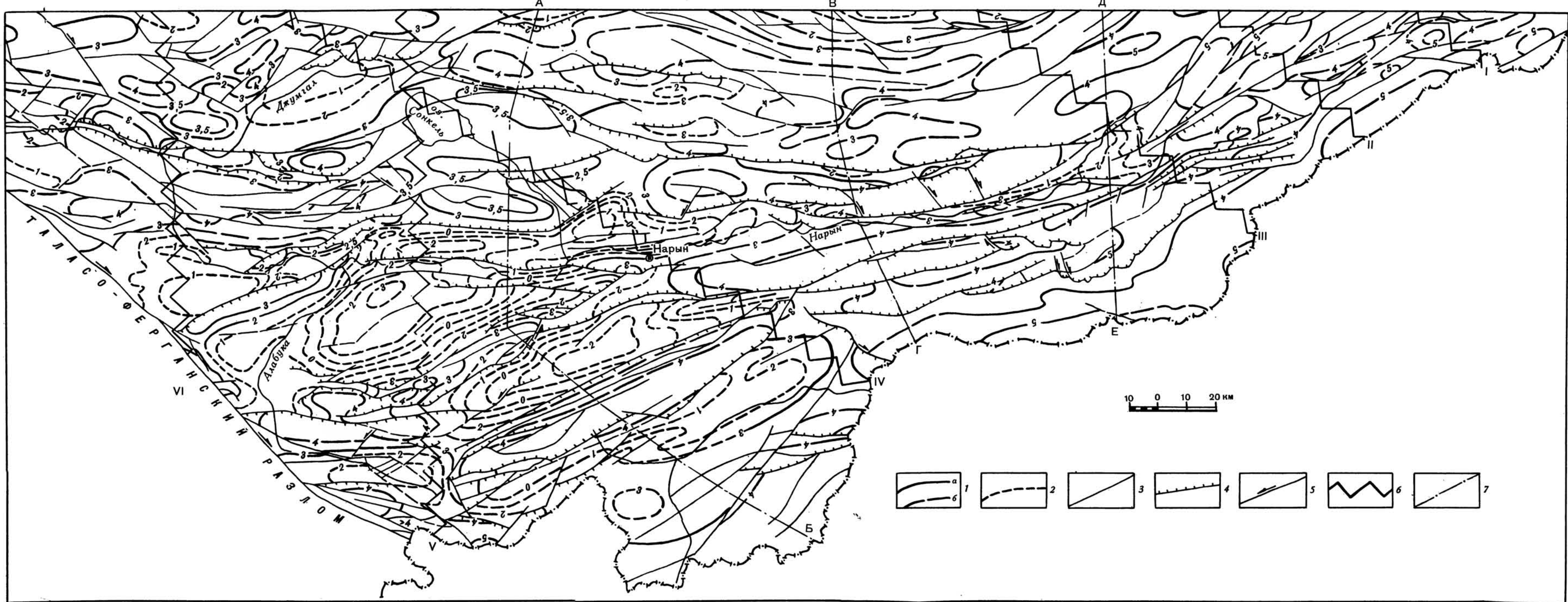


Рис. 15. Структурная карта Центрального Тянь-Шаня (бассейны рек Нарын и Аксай) по предположенной (предположенно-поверхности выравнивания)
1, 2 - изогипсы предположенной поверхности выравнивания, км;
1 - залегающей "открыто" и частично разрушенной (а - достоверные, б - предполагаемые по данным структурно-геоморфологического анализа), 2 - погребенной под мощными отложениями новей-

шего орогенетического комплекса (предполагаемые по структурно-геологическим, геофизическим и буровым данным); 3 - разрывы с невыясненным залеганием поверхности сместителя и характером смещения; 4 - взбросы и надвиги; 5 - сдвиги; 6 - трансформные зоны флексуно-разрывных секущих нарушений (см. рис. 13); 7 - линии геолого-геоморфологических разрезов (см. рис. 16, 17).

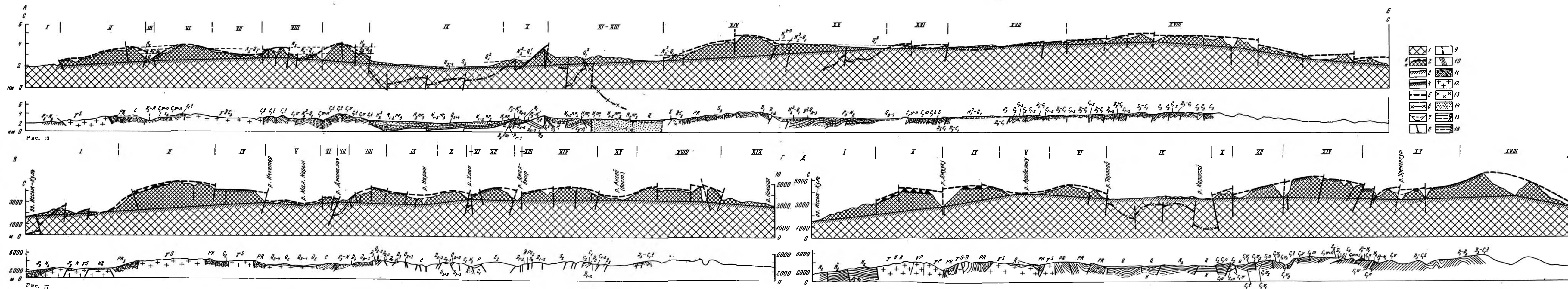


Рис. 16. Поперечный геолого-геоморфологический разрез западного сектора Центрального Тянь-Шаня (по линии А-Б, см. рис. 15)
I - Кочкорская впадина, II - Каракаштинское поднятие, III - Токская впадина, VI - Сонкельтауское поднятие, VII - Сонкельская впадина, VIII - Бауралбаскчатская группа поднятий, IX - Нарынская впадина, X - Байбиче-Каратауское поднятие, XI-XIII - Атбашинская впадина, XIV - Западно-Аксацкая впадина, XVI - поднятие Таш-Елю, XVII - впадина Балыктыджон, XVIII - Майлантауское поднятие. Структурные элементы, относящиеся к одним и тем же зонам или системам, на рис. 16-17 обозначены одинаковыми римскими цифрами

Условные обозначения к рис. 16 и 17
1-10 - обозначения на геолого-геоморфологических разрезах: 1 - горный массив, не затронутый процессами денудации; 2 - зона расчленения горного массива различными агентами денудации, в том числе: а - подзона проникновения глубинной (линейной) денудации (эрозии и экзарации) и б - подзона плоскостной и зачаточных форм нейной

денудации; 3 - сопоставительная линия главных базисов денудации; 4 - останцы предположенной денудационной поверхности выравнивания; 5 - реконструкция предположенной поверхности выравнивания на участках, где она разрушена различными агентами денудации; 6 - предположаемое положение предположенной поверхности выравнивания, погребенной под отложениями новейшего орогенетического комплекса; 7 - эрозионно-денудационные поверхности, возникшие в результате расчленения горного массива в процессе его воздымания (склоны и днища горных долин, возраст формирования которых обозначен индексом); 8 - разрывы с установленным смещением по ним в неоген-четвертичное время; 9 - новейшие разрывы, предполагаемые по данным геоморфологического анализа; 10 - предполагаемые зоны повышенной тектонической трещиноватости. II-16 - обозначения на геологических разрезах: II - осадочные и осадочно-вулканогенные толщи палеозойского и допалеозойского фундамента; 12, 13 - палеозойские интрузивные породы; 12 - граниты, 13 - диориты; 14 - отложения новейшего орогенетического комплекса; 15 - стратиграфические границы достоверные (а) и предполагаемые (б); 16 - разрывы, установленные (а) и предполагаемые (б) по геологическим данным

Рис. 17. Поперечные геолого-геоморфологические разрезы центрального сектора Тянь-Шаня (по линиям В-Г и Д-Е, см. рис. 15)
Разрез В-Г: I - Иссыккульская впадина, II, IV - Терскейское поднятие, V - Болгарская впадина, VI - Капкатаское поднятие, VII - Джиналалская впадина, VIII - Джетимтауское поднятие, IX - Нарынская впадина, X - Нарынтауское поднятие, XI - грабен долины р. Улан, XII - Уланское поднятие XIII - Джалжир-Джагалмайская впадина, XIV - Джангджирское поднятие, XV - Восточно-Аксацкая впадина, XVIII - Западно-Кокшальское поднятие, XIX - Кокшальдаринская впадина
Разрез Д-Е: I - Иссыккульская впадина, II - Западно-Терскейское и IV - Восточно-Терскейское поднятия, V - Арабелльская впадина, VI - Джетимбельское поднятие, IX - Верхненарынская впадина, X - Восточно-Нарынтауское поднятие, XII, XIV - Боркюлдское поднятие, XV - Узунге-Бозджалпакская впадина, XVIII - Западно-Кокшальское поднятие
Условные обозначения см. на рис. 1

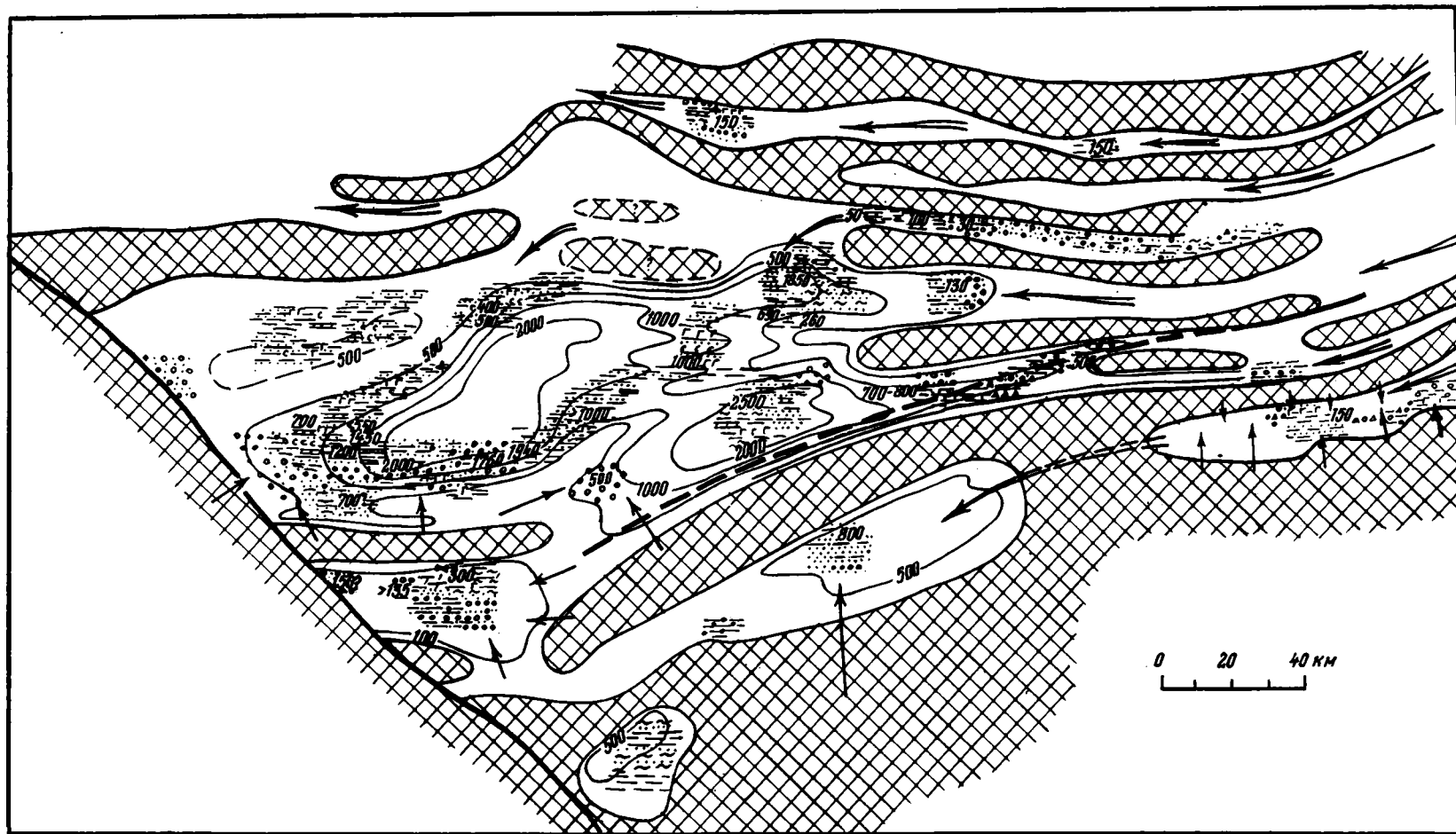


Рис. 8. Литолого-палеогеографическая схема Центрального Тянь-Шаня в среднем миоцене – среднем плиоцене
Условные обозначения см. на рис. 5

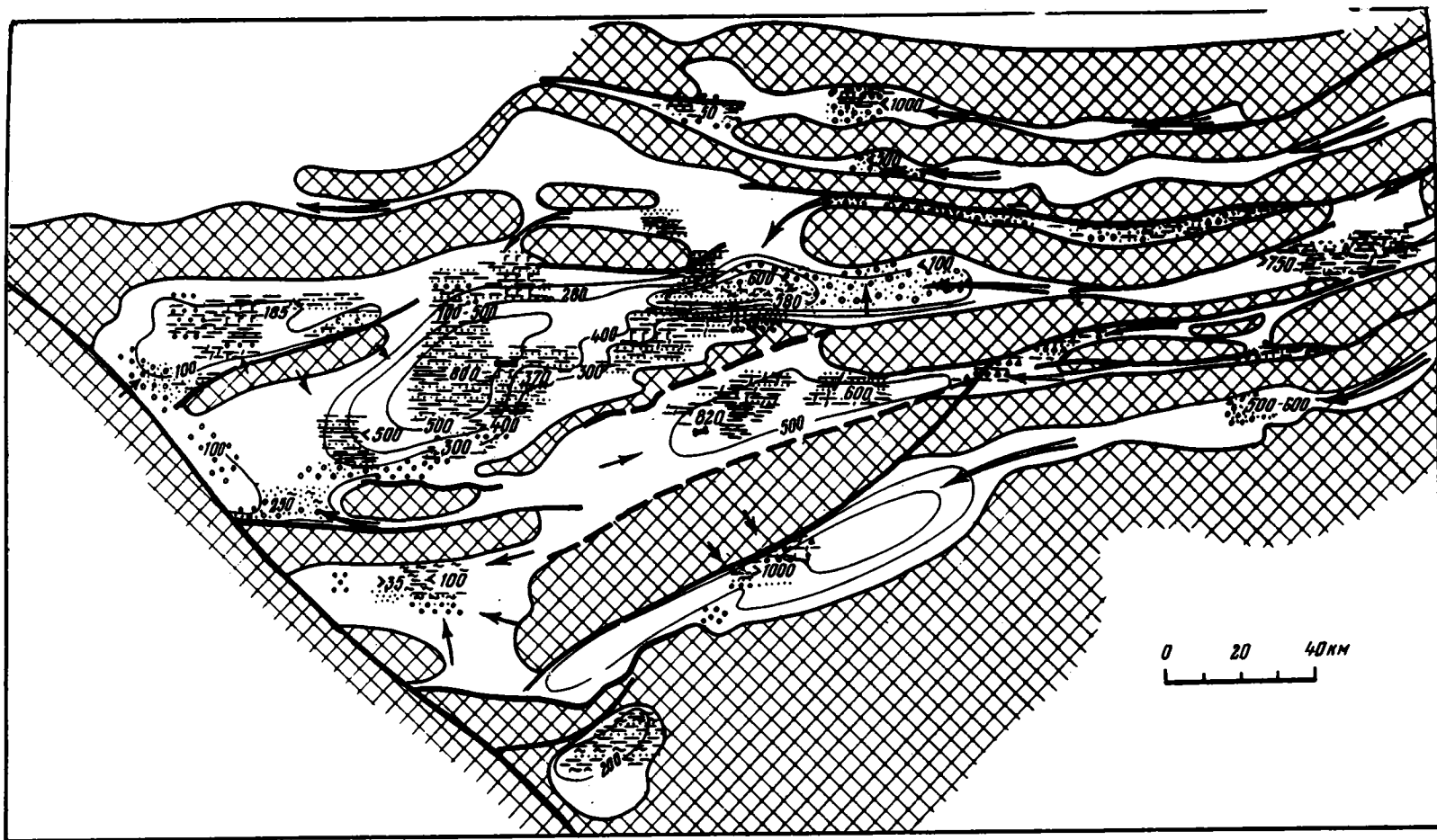


Рис. 9. Литолого-палеогеографическая схема Центрального Тянь-Шаня в среднем-позднем плиоцене
Условные обозначения см. на рис. 5

Области опусканий являются главными участками аккумуляции обломочного материала. Во впадинах, находящихся в пределах гляциальной и перигляциальной климатических зон, наиболее распространенными являются ледниковые и водно-ледниковые отложения, а также аллювий и пролювий. Преимущественно ледниковыми отложениями выполнены высокоподнятые впадины Молдотау-Терскейской системы поднятий (Каракуджурская, Болгартская, Арабельская и т.п.), а также Верхне-Нарынская, Восточно-Аксайская, Джалджир-Джагалмайская, Четыркельская, т.е. наиболее высокие "ступени" систем межгорных прогибов.

В экстрагляциальной зоне впадины выполнены аллювиальными, пролювиальными и озерными отложениями, образующими нередко парагенетические ассоциации. Распространение, фации и мощности четвертичных отложений в значительной мере предопределены особенностями неотектонической структуры, что было описано в различных районах Средней Азии многими исследователями (С.С. Шульц, В.И. Попов, В.В. Попов, Ю.А. Скворцов, Н.П. Васильковский, Н.П. Костенко, О.К. Чедия и многие другие).

* * *

Датировка описанных выше подразделений орогенического комплекса Центрального Тянь-Шаня произведена нами на основании их сопоставления с палеонтологически охарактеризованными разрезами Северного Тянь-Шаня, Южного Казахстана и Ферганы. Находки позвоночных, сделанные в Центральном Тянь-Шане, очень малочисленны и характеризуют слишком большой интервал времени. Последнее относится и к эндемичным формам моллюсков и остракод, находки которых достаточно многочисленны.

Возраст коктурпакской свиты определяется на основании следующих данных:

1. В Тоюнской впадине она с размывом залегает на устричных известняках с руководящей фауной среднего и верхнего эоцена и перекрывается осадками массагетской серии, которая южнее, в северном борту Таримской депрессии, ложится на отложения доказанного сумсарского яруса (Вонгаз, 1956).

2. Абсолютный возраст базальтов составляет 55 млн. лет (Крылов, 1960).

3. В Иссыккульской впадине, в верховьях р. Торуйайгыр, в красно-бурых глинах в 4 м выше базальтов обнаружены остатки млекопитающих *Prothiracodon zhukovi* Tarassov, *Deperetella kungeika* Tarassov, *Teleolophus* sp., которые относятся к эоцену, "скорее всего к позднему эоцену" (Тарасов, 1968а,б).

Учитывая олигоценовый возраст киргизской свиты, перекрывающей коктурпакскую, последнюю можно отнести к позднему эоцену - раннему олигоцену ($P_2^3 - P_3^1$).

В Иссыккульской впадине в красноцветных конгломератах и гравелитах джетыгузской свиты (аналог киргизской свиты), залегающих стратиграфически выше коктурпакской (чонкурчакской) свиты, известны находки наземных черепов *Stylomys karakolensis* Rjab., *Tesudo* sp. Возраст первой из них "олигоценовый или, во всяком случае, не выше нижнего миоцена" (Рябинин, 1927).

В Илийской впадине красноцветные отложения акбулакской свиты, которые соответствуют киргизской свите Центрального Тянь-Шаня, залегают на темно-серых глинах и аргиллитах с эоценовыми спорово-пыльцевыми комплексами и содержат фауну раннеолигоценовых позвоночных, а вышележащая актауская свита, представленная песками и глинами кирпично-красного, красно-бурого и зелено-серого цветов, содержит остатки среднеолигоценовых позвоночных (Н.Н. Костенко, 1964). В Чуйской впадине красноцветные отложения бактыкаринской свиты (по Н.Н. Костенко) с хорошо выраженным размывом залегают на серо-зеленых чеганских глинах и также содержат остатки среднеолигоценовых позвоночных, а на размытую поверхность бактыкаринской свиты налегают гравелиты и пески, красноцветные и зеленовато-серые глины аскаансорской свиты с богатой фауной олигоценовых позвоночных. Выше в обоих

впадинах залегают раннемиоценовые преимущественно зеленовато-серые соленосные и гипсоносные глины чульадырской и аральской свит.

В корреляционной схеме стратиграфии неогена Средней Азии и Казахстана (Костенко и др., 1965) верхи киргизской свиты сопоставляются со свитой А₁ Ферганы, которая представлена шоколадными, серо-зелеными и кирпично-красными соленосными алевролитами. В верхней части свиты А₁ присутствуют палеогеновые фораминиферы, которые, по мнению В.И. Попова и некоторых других исследователей, являются переотложенными из морского палеогена и не отвечают возрасту вмещающих их соленосных отложений. С учетом этого, а также особенностей литологии и стратиграфического положения свиты А₁ более правильным представляется заключение С.С. Шульца (1948), который соленосную свиту Ферганы сопоставлял с соленосными же свитами Чуль-Адыра, Кочкорки, Чуйской и Нарынской впадин, относя их к самым нижним частям разреза неогена. Следовательно, с соленосной свитой Ферганы сопоставляются не те отложения, которые принято относить к киргизской свите, а более высокие горизонты, переходные от красноцветного комплекса к палеоцветному. Это — нижняя подсвита нарынкой свиты, нижняя свита кочкорской толщи, серафимовская свита в Восточно-Чуйской впадине, чульадырская свита в Кегенской впадине¹. Таким образом, киргизская свита отвечает только монотонно-красноцветным подсоленосным отложениям Ферганы (нижне- и среднемассagetской подтолщам упомянутой корреляционной схемы) и, согласно вышеприведенным данным, должна относиться к олигоцену и, может быть, частично к низам миоцена.

Нижняя подсвита нарынкой соленосной свиты охарактеризована лишь фауной остракод, имеющих миоценовый облик (Турбин и др., 1972). В Северном Тянь-Шане и Фергане ей соответствуют толщи соленосных отложений, залегающие в основании неогенового разреза. В Кочкорской впадине таковыми являются свиты А и В (по С.С. Шульцу, 1948), залегающие между толщей красноцветных отложений (киргизской свиты) и пестроцветными отложениями свиты С и, таким образом, по своему стратиграфическому положению, а также по своей литологии аналогичные нижней подсвите нарынкой свиты.

В свитах В и С обнаружены многочисленные остатки птиц, насекомых, скелеты костистых рыб, раковины моллюсков, остракод и растительные остатки. В работах С.С. Шульца (1948) и Б.А. Петрушевского (1955) списки фауны и флоры приведены совместно для свит В и С без более детальной привязки. Из некоторых указаний следует, что большая часть находок сделана в свите В и в нижней части свиты С. Из них моллюски характеризуют вмещающие отложения как неогеновые, по-видимому, плиоценовые. Насекомые имеют миоценовый, скорее всего, среднемиоценовый возраст.

На основании изучения растительных остатков А.Н. Криштофович считал, что вмещающие слои относятся к нижнему плиоцену и, во всяком случае, не древнее верхнего миоцена. Т.А. Сикстель относил растительные остатки к миоцену. И.В. Палибин и М.Д. Залесский, как указывает Б.А. Петрушевский (1955), говорили о сарматском возрасте флоры. Позже, анализируя стратиграфическое положение неогеновых флор Северного Тянь-Шаня, В.С. Корнилова (1966) пришла к выводу, что кочкорские флороносные отложения соответствуют нижним горизонтам павлодарской свиты Казахстана, т.е. должны быть датированы низами второй половины среднего миоцена, что, примерно, по европейской шкале будет соответствовать тортону и низам сармата. Данные спорово-пыльцевого анали-

¹ Эта точка зрения отчасти отражена и в корреляционной региональной стратиграфической схеме неогена Средней Азии и Казахстана, принятой специальным Междуведомственным совещанием (Костенко и др., 1965). Согласно этой схеме, соленосной свите Ферганы отвечают серафимовская и чульадырская соленосные свиты, однако нижняя подсвита нарынкой свиты почему-то отнесена к стратиграфически более высоким горизонтам.

за позволили Р.Я. Абузяровой (1966) считать эти отложения нижне-средне(?) миоценовыми.

В долине Джуанарыка (Кочкорская впадина) в бледно-пестроцветных отложениях, вероятно соответствующих низам средней подсвиты нарынской свиты, М.В. Неймышев (1965) обнаружил остатки позвоночных, которые относятся ко второй половине миоцена – нижнему плиоцену. Из этих же слоев С.А. Тарасовым (1968а,б, 1970) описаны остатки позднемиоценовых позвоночных.

Все приведенные выше и ряд других данных, на которых мы не имеем возможности останавливаться, позволяют датировать надсоленосную толщу отложений Кочкорской впадины (свиты В+С) интервалом времени от среднего миоцена до среднего плиоцена и сопоставлять ее с санташской или павлодарской свитами Казахстана. Подстилающие соленосные отложения свиты А являются, таким образом, нижне-среднемиоценовыми, соответствуя и по палеонтологическим данным чульадырской свите. Ей одновозрастна аральская свита более северных районов Казахстана, которая содержит морскую фауну, а также ряд местонахождений позвоночных, свидетельствующих о ранне-среднемиоценовом возрасте свиты.

Пестроцветно-палевые отложения средней подсвиты нарынской свиты охарактеризованы богатым комплексом многочисленных и разнообразных остракод, собранных разными исследователями в процессе съемочных и специальных работ. Они определены Г.Ф. Шнейдер, М.И. Мандельштамом и Н.В. Александровой. По мнению последней (Турбин и др., 1972), эти остракоды относятся к нижнему и среднему плиоцену. В то же время она подтверждает выводы Л.Е. Бодиной, Г.Ф. Шнейдер и М.И. Мандельштама о сходстве комплексов остракод из "нижне- и среднеплиоценовых" (по Н.В. Александровой) отложений Нарына с остракодами миоцен-плиоценовых отложений Илийской впадины и бактрийских отложений Ферганы и несколько меньшем сходстве их с остракодами миоценовых отложений Зайсана и миоцен-плиоценовых отложений Южно-Джунгарской впадины. Более высокое стратиграфическое положение остракод Нарына, по сравнению с Казахстаном и Китаем, Н.В. Александрова объясняет возможными отличиями палеогеографических условий.

Из средней подсвиты по сборам А.Г. Ласовского, В.П. Лунева и Н.В. Александровой определены гастроподы *Radix auricularis tritica* (Mart.), *R. cf. merzbacheri* Schl., *Gyraulus keideli* Schl., *Gulea cf. merzbacheri* Schl., *Valvata cf. piscinalis* Müll., *Bythynia* (?) sp., *Eulota* sp., *Succinea oblongata* Drop., характерные, по мнению Г.Г. Мартинсона, для верхнего миоцена – среднего плиоцена. Некоторые формы (подчеркнуты) широко распространены и в верхнем плиоцене. В средней части подсвиты А.В. Мишина (1965) обнаружила обломок рога антилопы, возраст которой не древнее среднего миоцена.

Стратиграфически и литологически сходные пестроцветные отложения Кочкорской впадины, как отмечалось выше, содержат богатую фауну и флору среднего миоцена – среднего плиоцена. По возрасту фауны и литологии этим отложениям соответствует пестроцветная джельдзусуйская свита в Восточно-Чуйской впадине. В верхней ее части найдены остатки *Gazella desperdita* Gaudry, *Hipparion* sp., *Machairodus* sp., *Rhinoceros* sp. сармат-понтического возраста (Шульц, 1948).

Учитывая все эти данные, мы предполагаем, что средняя подсвита нарынской свиты охватывает интервал времени от среднего миоцена до среднего плиоцена.

Верхняя подсвита нарынской свиты охарактеризована комплексом остракод и моллюсков позднеплиоценового возраста (Турбин и др., 1972). В правобережье р. Нарын, близ устьев рек Кокджерты и Джергетал, К.В. Курдюковым в отложениях верхненарынской подсвиты были обнаружены ископаемые остатки неогеновых млекопитающих (олени и парнокопытного из рода *Artiodactyla*), в Атбашинской впадине им же были найдены остатки *Gazella* sp., *Nyaenidae* (определение Е.И. Беляевой).

Более определенные данные о возрасте верхней части неогенового разреза, подстилающей конгломераты шарпылдакской свиты, имеются в Северном Тянь-

Шане. В Кочкорской впадине в этих отложениях обнаружены остатки крупнозубых гиппарионов (Тарасов, 19686) и носорога (Курдюков, 1962), которые определяют отрезок времени от раннего до позднего плиоцена. В Иссыккульской впадине верхняя часть джуужинской свиты, также подстилающая шарпылдакские конгломераты, охарактеризована позднелиоценовыми млекопитающими (Курдюков, 1962). В районе р.Джетыогуз в верхней части свиты найдена черепаха, возраст которой не древнее среднего плиоцена (Кузнецов и др., 1964).

В предгорьях Северного Тянь-Шаня соответствующие отложения охарактеризованы фауной илийского комплекса, которая позволяет относить вмещающие отложения к верхнему и отчасти среднему плиоцену (Бажанов, Костенко, 1958; Костенко и др., 1965). Этот возраст мы принимаем для верхней подсвиты нарынской свиты.

Шарпылдакская свита, которая занимает стратиграфический интервал, ограниченный отложениями верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена, условно относится к позднему плиоцену – раннему плейстоцену. В верховьях р.Нарын, в Тарагайской впадине, конгломераты шарпылдакской свиты завершают разрез и дислоцированы единообразно с толщей верхнелиоценовых песков и глин. С размывом и угловым несогласием, достигающим $40-45^\circ$, на них залегает покров морены максимального оледенения (Q_1^1). Стратиграфически ниже (а гипсометрически выше) морены на водоразделе рек Тарагай и Карасай залегает слабодислоцированная толща серых галечников. Непосредственное соотношение их с конгломератами шарпылдакской свиты здесь не видно. Однако почти горизонтальное залегание, слабая степень цементации и существенные отличия петрографического состава обломков позволяют считать их более молодыми, чем конгломераты шарпылдакской свиты. Следовательно, последние от морен максимального оледенения, произошедшего в первой половине среднего плейстоцена, отделены толщей доледниковых галечников, относящихся, очевидно, к раннему плейстоцену. Конгломераты же шарпылдакской свиты, таким образом, могут охватывать промежуток времени с конца позднего плиоцена до начала раннего плейстоцена, возможно, включая его часть.

Нижняя граница заведомо четвертичных отложений проходит в основании указанной выше сравнительно слабо дислоцированной толщи, несогласно залегающей на конгломератах шарпылдакской свиты. Имеющиеся материалы позволяют разделить четвертичные отложения на четыре отдела, условно отвечающие нижнему, среднему и верхнему плейстоцену и голоцену. Эти подразделения, выделенные на основе геоморфологических и ритмо-литологических особенностей четвертичного покрова, датированы путем сопоставления их с фаунистически охарактеризованными разрезами Иссыккульской и Ферганской впадин. Необходимо отметить, что непосредственное прослеживание определенных стратиграфических уровней за пределы Центрального Тянь-Шаня весьма затруднено вследствие изолированности его бассейнов, хотя аналогии с другими районами устанавливаются достаточно легко.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ¹

Известно, что своеобразие той или иной геоструктурной области определяет и комплекс методов, применяемых для ее изучения. В процессе изучения Тянь-Шаньской области горообразования также выработался определенный комплекс методов, как общепринятых, так и оригинальных. Они охарактеризованы в большом количестве работ разных исследователей Тянь-Шаня. Из наиболее ранних отметим работы С.С.Шулбца (1948, 1958а; Шульд, Брунс, 1955), К.К.Маркова (1947), Ю.А.Скворцова (1941). Идеи этих исследователей, а также известные положения В.Дэвиса (1962) о возрасте и стадийности развития рельефа и В.Пенка (1961) о непрерывно-неравномерном характере тектонических движений при формировании "предгорных лестниц" получили развитие в работах Н.П.Костенко (1960, 1963, 1964а,б, 1966, 1970, 1972). В процессе многолетних исследований горных сооружений Средней Азии ею разработан и практически реализован комплекс геолого-геоморфологических методов анализа истории развития горных сооружений и морфологии тектонических элементов.

Эти методы наряду с общеизвестными геологическими и геоморфологическими и применялись автором данной работы в процессе полевых и камеральных исследований. Не останавливаясь сколько-нибудь подробно на описании уже известных теоретических положений, а также практических приемов и методов исследования, кратко охарактеризуем лишь некоторые особенности и возможности изучения новейшей структуры в условиях Центрального Тянь-Шаня.

Главной задачей данной работы является характеристика результатов тектонических движений, произошедших за весь новейший этап, т.е. итоговых (суммарных) деформаций. Отсюда вытекает задача выявления опорной поверхности, которая отражала бы эти деформации. Поскольку обширные территории Центрального Тянь-Шаня лишены покрова отложений орогенического комплекса², использование в качестве базиса какого-либо стратиграфического горизонта не представляется возможным. Кроме того, выделение и сопоставление друг с другом различных геофизических отражающих горизонтов в толще кайнозойских моласс, выполняющих впадины, в настоящее время произведено далеко не везде и не всегда является уверенным. Последнее, как показало бурение в Нарынской впадине, справедливо даже в отношении наиболее надежного репера, каковым является кровля палеозойского фундамента. Эта кровля в большинстве случаев соответствует предороженной поверхности, которая наиболее всего пригодна для решения поставленной задачи.

Поэтому мы, вслед за большинством предшественников, за опорную поверхность принимаем предороженный пенеппен, поверхность крупнейшего структур-

¹ Некоторые особенности и возможности изучения новейших структурных форм в условиях Центрального Тянь-Шаня.

² В данном случае в расчет не принимаются маломощные фрагментарно развитые покровы четвертичных отложений.

ного несогласия, которая срезает сложнопослоенные образования древних (доорогенных) структурных этажей. Морфология широко развитых в пределах Центрального Тянь-Шаня останцов предороженной поверхности выравнивания позволяет считать, что эта поверхность к началу орогенного этапа была относительно ровной, нередко совершенно плоской. Поэтому можно сделать вывод, что современный рельеф некогда плоской поверхности доорогенного выравнивания с достаточной степенью приближения фиксирует ее деформацию за этап горообразования.

Изображенное с помощью изогипс современное высотное положение предороженной (предолигоценовой) поверхности и является основным содержанием карты новейшей тектоники (см. рис. 15). Чтобы перейти от нее к карте изобаз суммарных поднятий и опусканий, т.е. к абсолютной количественной характеристике амплитуд вертикальных движений, необходимо ввести поправку за первичное превышение этой поверхности над уровнем океана, которое, как предполагается большинством исследователей, достигало 500 м, хотя в настоящее время эта величина не может считаться достаточно определенной.

Карта изобаз суммарных деформаций, как структурная карта, количественно отражает главным образом вертикальную составляющую тектонических движений за новейший этап (A_2O на рис. 10), в то время как горизонтальная составляющая (A_1O), также включенная в сложный рисунок новейшей структуры, не получает равноценной количественной характеристики. В этом отношении карта новейшей тектоники представляет несколько одностороннюю характеристику новейших движений. Столь же полная, как и для вертикальных движений, количественная оценка и поиски способов графического изображения горизонтальной составляющей горообразовательных движений, имеющей, с нашей точки зрения, немаловажное значение, представляет собой сложный объект будущих исследований.

Тем не менее анализ закономерностей пространственного размещения, морфологической и генетической взаимосвязи (парагенеза) новейших складок и разрывов, проведенный на основе структурной карты с учетом геологических, геофизических и сейсмологических данных, позволяет с той или иной степенью достоверности зафиксировать проявление горизонтально ориентированных движений. Это как раз подтверждает, что карта новейшей тектоники отражает и горизонтальную компоненту тектонических движений.

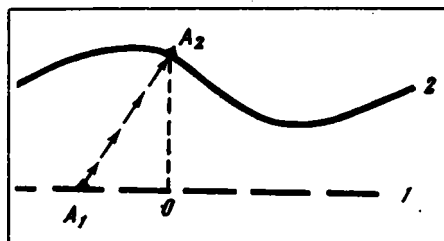
Различные условия развития частных структурных элементов, происходящего на фоне общего воздымания (конэрозивно) или на фоне общего прогибания (конседиментационно), предопределяют существенные различия в методах их изучения.

В условиях общего воздымания интересующая нас предороженная поверхность, а также и более молодые поверхности, которые могли бы характеризовать неотектонические складки основания, в настоящее время являются в той или иной степени разрушенными. Поэтому для целей анализа требуется их предварительная "реставрация". Здесь главную роль приобретают геоморфологические методы.

Структурно-геоморфологические исследования включали выявление и картирование останцов предороженной поверхности выравнивания, а также более молодых (орогенных) эрозивно-денудационных ступеней рельефа, изучение строения речных долин (деформаций террас, мощностей и фаций аллювия, морфологии террас и русел и т.д.), анализ рельефа по топографическим картам различного

Рис. 10. Горизонтальная (A_1O) и вертикальная (A_2O) составляющие перемещения материальной точки (A_1A_2) в процессе складчатой деформации поверхности

Положение предороженной поверхности выравнивания: 1 - исходное, 2 - современное



масштаба (закономерностей распределения высот, характера и рисунка эрозионной сети и т.д.). Они сопровождались изучением аэрофотоснимков всей рассматриваемой территории и анализом специальных геолого-геоморфологических профилей, составленных по методике Н.П. Костенко (1963). Было составлено около 80 профилей (продольных и по несколько поперечных для всех основных поднятий). Вместе с данными специального полевого картирования и проведенной ранее геологической съемки эти профили явились своего рода "каркасом", с помощью которого была произведена реконструкция современного гипсометрического положения предороженной поверхности выравнивания.

Склоны поднятий характеризуются ступенчатым строением, на что обращали внимание многие исследователи горных стран начиная с В.Пенка. В Средней Азии этому вопросу посвящены работы Н.П. Костенко, Б.Л. Личкова, К.К. Маркова, Ю.А. Сковцова, и др.

Ступени, повсеместно наблюдаемые на склонах поднятий (выполненные участки склонов, разделенные более крупными склонами), имеют различную причину образования: они могут быть эрозионно-денудационными или тектоническими. Последние являются фрагментами единой поверхности выравнивания, различно поднятыми по разрывам. Амплитуда тектонического смещения в этом случае соответствует амплитуде рельефа, если ступени при этом не претерпели значительной эрозионно-денудационной моделировки. Поскольку это обычно происходит, такие ступени представляют по существу, новые поверхности выравнивания, которые, очевидно, должны относиться к категории эрозионно-тектонических.

Локализация выработки эрозионно-денудационных поверхностей в пределах той или иной тектонической ступени — весьма распространенное в Центральном Тянь-Шане явление. Линейность тектонических элементов, выраженных в рельефе, предопределила широкое развитие продольных речных долин, которые выработывались в строгом соответствии с тектонической дифференциацией синклинальных зон. В этом убеждают и наблюдения над четвертичными речными террасами. Их границы нередко фиксируются развивающимися разрывами. Поднятые блоки при этом являются своеобразными экранами, ограничивающими боковую миграцию реки. Основная же деятельность реки происходит в пределах опущенного блока. В качестве примера можно привести долину Карасаю и Большого Нарына ниже устья Тарагая, а также позднечетвертичную долину Нарына в районе устья Малого Нарына и ниже его.

Морфологически сходная ступенчатость характерна и для склонов поднятий, не осложненных разрывами. В этом случае соответствие орографической и тектонической форм может быть различным (рис. 11).

Реконструкция предороженной поверхности выравнивания облегчается достаточно широким распространением ее уцелевших фрагментов с нередко сохранившимся чехлом красноцветных отложений. В этом отношении Центральный Тянь-Шань является весьма благоприятным объектом. Условия хорошей сохранности древних поверхностей выравнивания рассмотрены нами в ряде специальных статей (Иванова и др., 1973а, б; Макарова, Макаров, 1973; Макаров, Макарова, Соловьева, 1973; Макаров, Макарова, 1974).

В районах активной эрозии эта реконструкция предороженной поверхности представляет значительные трудности. Такие районы расположены, как правило, в зонах поднятий, пограничных с глубоко погруженными впадинами. Здесь в условиях больших уклонов рельефа процессы эрозии происходят весьма активно. Это, например, северный склон Терской хребта, сопряженного с Исыккульской межгорной впадиной, склоны древних поднятий, обрамляющих Нарынскую и Атбашинскую впадины, южные склоны Тянь-Шаня, обращенные к Таримской котловине. Разница глубины расчленения достаточно очевидна, если сравнить продольные профили, заложенные по водоразделам внутренних и внешних поднятий Молдотау-Терской системы. В первом случае профиль характеризует слабо расчлененную поверхность, весьма близкую в древнему пенеплену. Во втором случае мы видим более глубоко и дробно расчлененную поверхность. Однако и в этом случае вершинная поверхность хребта весьма близка к древнему

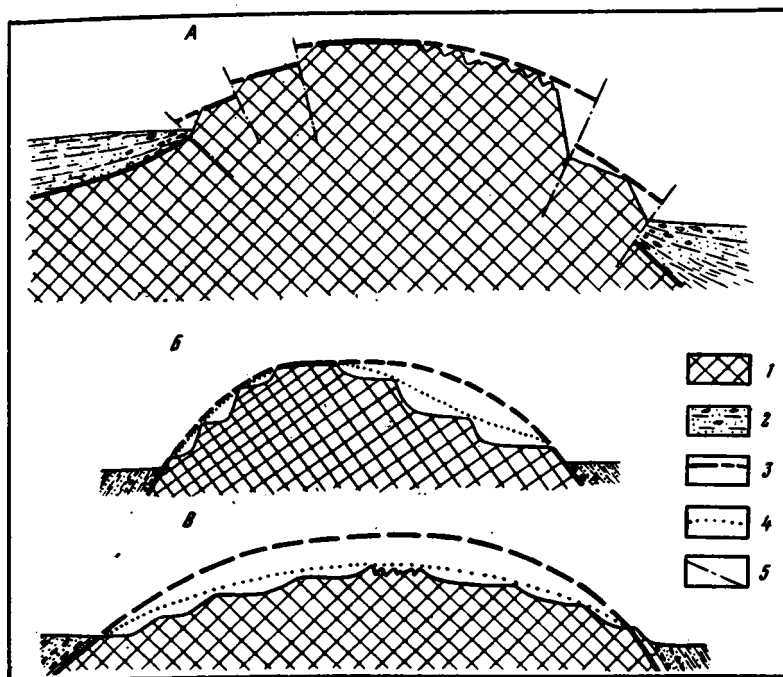


Рис. 11. Схемы соотношения орографической и структурной форм в условиях развивающихся поднятий

А - для сводово-глыбовых поднятий; Б и В - для сводовых поднятий при неглубоком (Б) и глубоком (В) эрозионно-денудационных срезах

1 - палеозойский фундамент; 2 - кайнозойский осадочный покров; 3 - предороговая поверхность выравнивания; 4 - обобщенный контур рельефа; 5 - разрывы

пенеплену. В этом нас убеждает целый ряд фактов. В частности, геоморфологический анализ склонов рассматриваемых поднятий приводит к выводу, что водораздельная вершинная поверхность по своему возрасту обычно соответствует предороженной поверхности или наиболее древним из орогенных поверхностей. Выработка последних отвечает формированию отложений красноцветной формации, т.е. происходила в начале стадии орогенеза, когда контрастность рельефа не была столь значительной, как в современную эпоху. В связи с этим глубина эрозионно-денудационных врезов и величина снижения предороженной поверхности были сравнительно небольшими. Это подтверждается анализом многочисленных продольных и поперечных профилей, построенных в разных частях Центрального и Северного Тянь-Шаня. Позднепалеогеновые врезы, как правило, не превышают 200-400 м. Эта величина близка к глубинам соответствующих врезов на Памире и в западных районах Тянь-Шаня, установленным ранее Н.П. Костенко (1961, 1964б, 1966).

Таким образом, самые древние поверхности, которые наиболее полно характеризуют суммарные деформации за этап горообразования, сохраняются обычно в основании склонов и в присводовой части поднятий и являются опорными при реконструкции мегантиклиналей. Мы не исключаем возможности ошибочного определения возраста высоких эрозионно-денудационных уровней и вершинных поверхностей. Однако эта ошибка при очень больших амплитудах и радиусах кривизны мегаскладок, измеряемых десятками километров, приводит к очень незначительному искажению их истинной формы. Анализ деформаций более молодых (орогенных) эрозионно-денудационных поверхностей и речных террас, кривизна которых последовательно уменьшается от древних к молодым, является качественной проверкой правильности реконструкции предороженной поверхности.

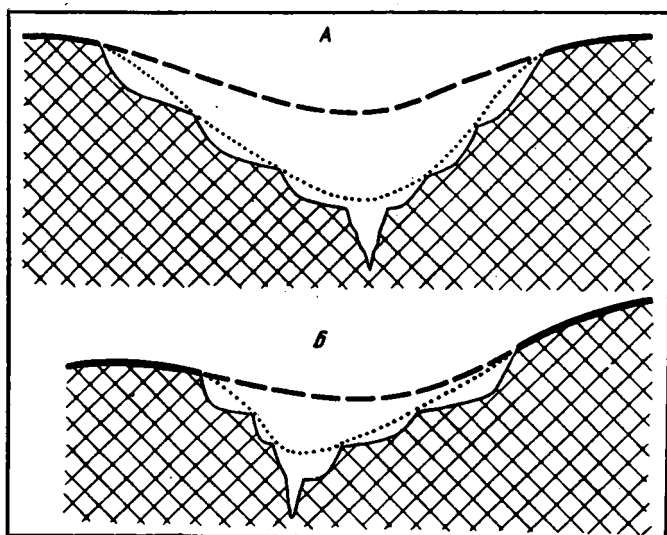


Рис. 12. Схемы соотношения эрозионных долин и синклинального изгиба предорогенной поверхности в условиях общего воздымания (в пределах систем поднятий)

А – в условиях равномерных поднятий смежных зон; *Б* – в условиях неравномерных поднятий и общего перекоса

Условные обозначения см. на рис. 11

Аналогичным является подход к изучению сравнительно узких долинообразных впадин, развивающихся в пределах систем поднятий (на фоне общего воздымания) и практически лишенных покрова отложений орогенического комплекса. Это, например, Ашултебинская, Сонкельская, Болгартская, Арабельская, Кёлюйская впадины. Развитие деформаций в пределах таких впадин в течение большей части новейшего этапа происходило главным образом в условиях конэрозионных. Обобщенная кривизна таких форм рельефа больше или, реже, равна кривизне соответствующей тектонической формы. Кроме того, развивающиеся перекосы впадин, связанные с неравномерностью деформаций, вызывают последовательное боковое смещение эрозионных врезов: оси долин-синклиналей в молодых эрозионно-денудационных уровнях могут не совпадать с таковыми в более древних уровнях (рис. 12).

При изучении новейшей структуры прогибов, выполненных отложениями орогенического комплекса, большую роль приобретают общепринятые геологические методы – анализ фаций и мощностей (с составлением соответствующих карт), анализ условий залегания кайнозойского покрова, составление геологических профилей. При этом были использованы имеющиеся данные геофизических исследований (главным образом электрозондирования) и бурения. Глубина залегания палеозойского основания в пределах впадин определяет некоторые различия в изучении их новейшей структуры. В этом отношении следует различать впадины с глубоко опущенным палеозойским фундаментом, перекрытым мощной толщей кайнозойских моласс (Нарынская, Атбашинская, Западно-Аксайская, Тоюнская впадины), и впадины с высоким положением фундамента, выполненные сравнительно маломощными отложениями орогенического комплекса (Каракуджурская, Тюлекская, Сарыджазская, Акшийракская, Восточно-Аксайская и тому подобные впадины).

Для расшифровки их новейшей структуры применяется комплекс геологических и геофизических методов. Меньшее значение имеют геоморфологические данные, характеризующие здесь главным образом четвертичные дислокации. Крупные впадины Центрального Тянь-Шаня осложнены многочисленными внутридепрессийными поднятиями. Кроме того, окраинные зоны впадин также оказались вовлеченными в восходящие движения. Неравномерность и различная ско-

рость тектонических движений в течение этапа горообразования привели к тому, что развитие внутри- и окраиннодепрессийных поднятий как орографически выраженных элементов началось в разное время и происходило с разной скоростью (Макаров, Соловьева, 1966). В зависимости от этого и от глубины эрозионного среза палеозойское ядро частных поднятий такого типа может быть вскрытым или оставаться погребенным на той или иной глубине. В пределах, например, Байбиче-Каратауской группы возвышенностей, на хр. Акшийрак (западном) рыхлый покров оказался смытым полностью на больших площадях, обнажив предорогненную поверхность выравнивания. Последняя еще мало затронута молодыми эрозионными процессами и представляет возможность непосредственно и с большой детальностью и достоверностью картировать ее деформации.

Аналогичные условия создаются во впадинах, выполненных сравнительно маломощными осадками орогенического комплекса, во многих местах прорезанного на всю мощность речными долинами (например, Тесьская, Акший-ракская, Восточно-Аксайская, Узенге-Бозджалпакская и т.п.).

Для изучения характера четвертичных движений и создаваемых ими структур, которые позволяют косвенно судить о характере погребенных структур поверхности палеозойского основания, ранее не проявившихся в рельефе седиментационных депрессий, большое значение имеет комплекс геолого-геоморфологических методов изучения строения речных долин (закономерностей изменения ширины и высоты террас, изменения фаций и мощностей их аккумулятивного покрова, изменений в строении русла и т.д.). Полученные данные нередко позволяли выявить и деформации более древних уровней, которые могли остаться незамеченными в силу тех или иных причин, в частности из-за разрушенности этих уровней или неблагоприятных условий их изучения. Мы не останавливаемся на характеристике этого круга вопросов, достаточно подробно рассмотренных в целом ряде статей и специальных монографий разных авторов. В Средней Азии вопросы геолого-геоморфологического анализа речных долин с целью выявления новейших движений наиболее полно рассмотрены в работах Н.П. Костенко.

Нами учитывалось также и то обстоятельство, что, по-видимому, далеко не все особенности строения четвертичных образований predetermined непосредственно тектоническими движениями. Наряду с ними существенное влияние имели климатические изменения, различная эрозионная способность рек в разных частях Тянь-Шаня и т.д. Например, как мы уже отмечали раньше (Костенко и др., 1970), аккумуляция тонких, почти исключительно глинистых осадков резко увеличенной мощности в долине р. Нарын (в районе устья Алабуки), происходившая в начале позднего плейстоцена, была связана, очевидно, с существованием достаточно глубокого и протяженного озерного водоема. Он возник в результате резкого усиления притока талых вод, который был связан с регрессией обширных среднечетвертичных ледников и не компенсировался стоком через узкое ущелье в хр. Акшийрак. Последний выполнял роль тектонической плотины. В данных условиях, таким образом, нет необходимости рассматривать фации и мощности этих отложений как показатели нисходящих движений в этой части Нарынской впадины или резкого воздымания хребта-плотины, хотя последнее вовсе не должно исключаться.

Несколько иную сторону соотношений тектоники и осадконакопления характеризует пример впадины оз. Чатыркель. Здесь на большой высоте (около 3500 м) и в непосредственной близости от высоких, крутосклонных, подверженных интенсивной эрозии хребтов в течение позднего плейстоцена и голоцена накапливаются также очень тонкие и однообразные отложения.

Эти примеры из четвертичной истории Центрального Тянь-Шаня, которые можно было бы умножить, заставляют осторожно подходить к тектонической интерпретации факта широкого распространения тонких, в том числе хемогенных, отложений большой мощности во впадинах Тянь-Шаня. В частности, нам не представляется однозначным сделанное на основании этого заключение о нивелировке Тянь-Шаня и даже нисходящих движениях здесь в неогене (Крест-

ников, 1962; Мишина, 1964а, 1965; Турбин, 1966). Характер неогеновых отложений, их распространение, мощность и тонкий состав не исключают наличия горного обрамления в эпоху их аккумуляции. Напротив, именно интенсивный рост хребтов, приводивший к образованию замкнутых или полузамкнутых котловин, мог создавать условия для интенсивной аккумуляции обломочного материала, в том числе тонких, а также хемогенных осадков. Эти условия могли сохраняться или возникать и в случае, когда та или иная впадина вместе с обрамляющими ее хребтами испытывает общие и довольно значительные восходящие движения (например, котловины озер Сонкёль и Чатыркёль). К тому же, как показали исследования Н.М. Страхова ("Методы изучения"..., 1957), основную массу отложений современных даже межгорных и внутригорных бассейнов образуют весьма тонкие глинистые илы. Это объясняется тем, что в формуле стока современных рек, не только равнинных, но и горных, резко преобладают механически взвешенные частицы тонкоалевритовой и пелитовой размерностей.

Весьма важным является также тот факт, что глубины эрозионных врезов не всегда отражают прямо интенсивность подъема того или иного района. Нередко оказывается, что максимальным амплитудам воздымания соответствуют минимальные глубины эрозионных врезов, минимальная разница высот разновозрастных врезов. Так, например, Арабельская впадина, испытывавшая вместе с окружающими хребтами стремительное интенсивное воздымание, характеризуется крайне малыми глубинами экзарационных врезов. Не менее выразительным примером является сравнение Нарынской впадины (с ее достаточно глубокими четвертичными врезами) и расположенными более чем на 1000 м выше впадинами Чатыркёль-Аксайской системы. В последних относительные превышения четвертичных террас друг над другом очень малы, речные долины характеризуются плоскими и широкими днищами. Покровы морен, широко развитые на северных склонах впадин, отличаются удивительной сохранностью первозданных форм, что возможно объяснить только вялостью эрозионных процессов, происходящих здесь в автономных условиях с высокими местными базисами эрозии.

Эрозионно-аккумулятивные процессы проходили и проходят намного интенсивнее в Нарынской и Атбашинской впадинах, чем, например, в Сонкёльской, Арабельской, Чатыркёльской или Аксайской впадинах. И это несмотря на то, что последние в силу тектонических причин оказались более чем на 1000-1500 м выше первых.

Такая "инверсия" характера эрозионных процессов по отношению к амплитудам восходящих движений находится в прямой связи с явлением отрыва эрозионной сети того или иного района от основных базисов денудации, возможным вследствие значительного отставания скорости глубинной эрозии от скорости воздымания. Это обстоятельство имеет весьма существенное значение для развития рельефа Центрального Тянь-Шаня в целом и явилось благоприятным моментом для консервации древних форм рельефа, в том числе предороженной поверхности выравнивания.

Для выяснения общих и частных закономерностей неотектоники Центрального Тянь-Шаня важное значение имели данные о глубинном строении земной коры и сейсмичности, в частности, о распространении очагов землетрясений и их динамических параметрах (характере смещений и ориентировке осей напряжений), а также дешифрирования фото- и телевизионных снимков из космоса, методические вопросы и возможности применения которых были рассмотрены нами в специальных работах (Макаров, 1973; Трифонов и др., 1973; Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Шукин, 1974; Макаров, Соловьева, 1975, 1976). В комплексе с геологическими и геоморфологическими данными они помогают выявить или подтвердить ряд крупных тектонических нарушений глубинного порядка, а также являются необходимыми при тектодинамическом анализе новейшей структуры.

В общем, учитывая односторонность или неоднозначность характеристики проявлений неотектоники, которую дает тот или иной метод исследования, мы старались использовать комплекс методов, среди которых главными были геолого-геоморфологические.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Центральный Тянь-Шань является областью весьма интенсивных новейших движений, общий размах которых превышает 9000 м (наибольшее воздымание до 7500 м, максимальное погружение ниже -2000 м). В целом происходит увеличение амплитуды поднятий с запада на восток и с севера на юг.

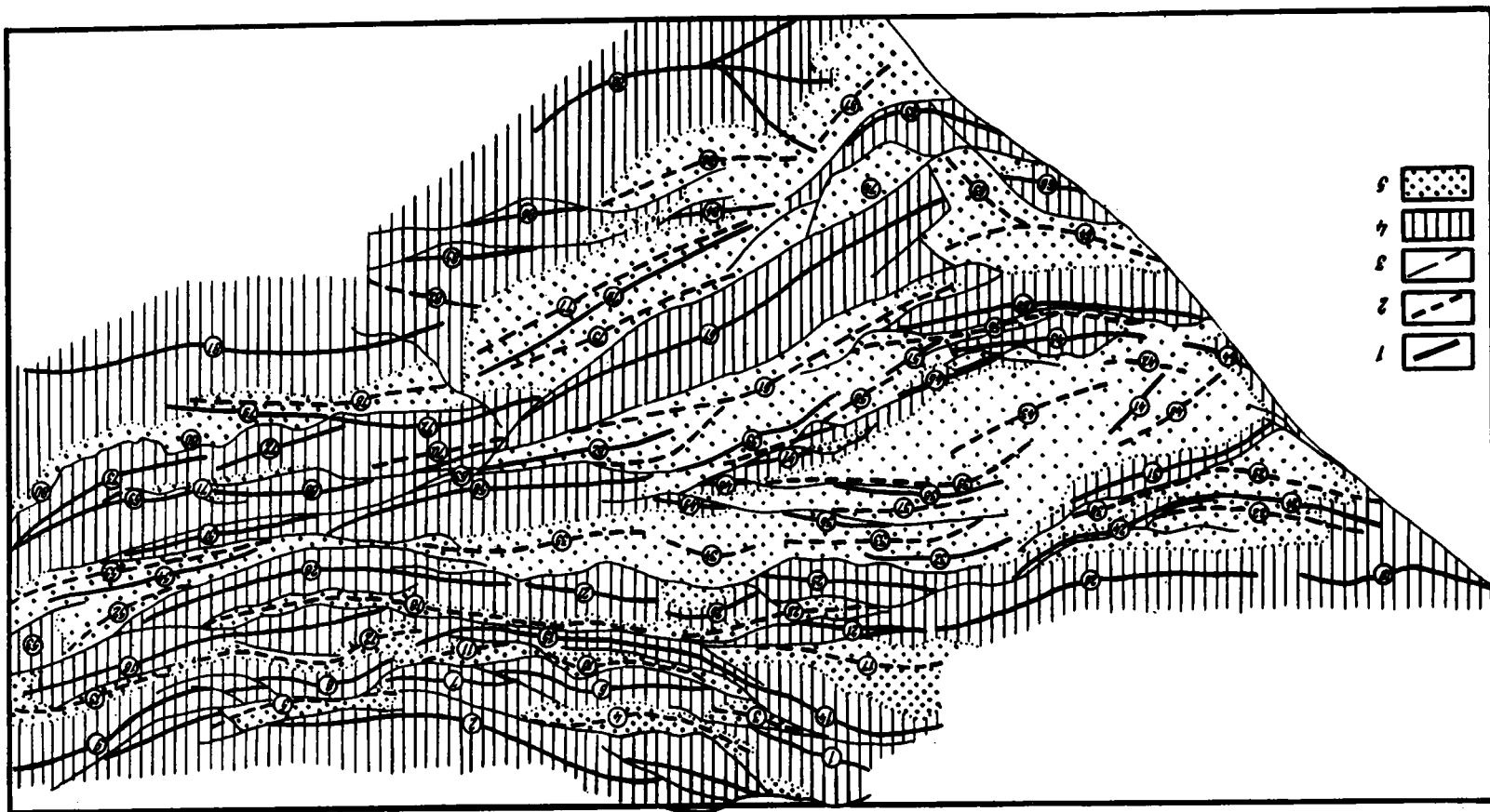
Структурно-морфологические особенности, распространение фаций и мощностей отложений орогенического комплекса, история развития поднятий и впадин позволяют обособить в пределах Тянь-Шаня линейно вытянутые системы поднятий и разделяющие их системы прогибов¹. Это - Таласо-Кунгейская (северная), Молдотау-Терская (серединная) и Туркестано-Кокшальская (южная) системы поднятий, разделенные Иссыккульской и Нарынской системами межгорных прогибов. На севере Тянь-Шанское горное сооружение обрамлено Чу-Илийской, на юге - Кучарской системами предгорных прогибов. На разных гипсометрических уровнях в более или менее развитой форме эти системы прослеживаются в широтном и восток-северо-восточном направлении на многие сотни километров при ширине не более 100 км и имеют продолжение в структурах Западного и Восточного Тянь-Шаня (рис. 13, см. вкладку). Необходимо отметить, что системы прогибов хорошо выражены морфологически в виде систем обширных впадин в конце палеогена и в неогене, а к настоящему времени в процессе интенсивного разрастания поднятий распались на ряд остаточных впадин, иногда очень небольших и изолированных, и не во всех частях отчетливо выражены морфологически, будучи втянутыми в поднятие.

Системы поднятий и системы прогибов состоят из более мелких структур антиклинального и синклинального типов, которые группируются также в весьма протяженные линейные зоны поднятий и впадин (рис. 14; см. рис. 13). Таким образом, системы поднятий и прогибов являются крупными и сложными образованиями. Учитывая и то обстоятельство, что они в общих чертах имеют антиклинальное строение и наследуют соответственно древние антиклинории и синклинории, системы поднятий и прогибов в структурном отношении условно могут быть отнесены к категории мегантиклинорий и мегасинклинорий.

Впадины, развивающиеся в пределах систем поднятий и, как отмечалось выше, существенным образом отличающиеся по условиям развития, морфологии, строению и характеру выполняющих их отложений от впадин межгорных прогибов, выделяются как внутригорные. Поднятия, развивающиеся в пределах систем прогибов, по условиям своего развития, особенностям строения и морфологии относятся к разряду внутридепрессийных.

Границами систем поднятий и прогибов во многих случаях являются крупные разломы краевого (по Н.М. Синицыну, 1960) типа, в том числе глубинные.

¹ Систематизация неотектонических структурных элементов Тянь-Шаня, зональность его новейшей структуры, принятая в данной работе, разработана автором совместно с Н.П. Костенко и Л.И. Соловьевой в статье "Новейшая тектоника" (Киргизской ССР), опубликованной в т. XXV "Геологии СССР" (1972).



Однако они прослеживаются далеко не везде и в этом отношении не являются непременным элементом структуры. Смежные системы, а также и зоны на отдельных своих участках сопряжены без сколько-нибудь значительных разломов, а частные структурные формы одной из систем (или зон) нередко продолжают в том или ином виде достаточно далеко в пределы смежной системы (зоны) (рис. 15, см. вкладку).

Таким образом, структуры сопряженных систем (или зон) как бы "прорастают" друг в друга. Таковой, например, является граница системы поднятий Кокшалтау с Аксайским прогибом. В более крупном масштабе это же явление характерно для северной границы Тянь-Шаня в целом, на что обращали внимание Б.А. Петрушевский (1955), А.В. Горячев (1959) и другие исследователи. Во всех подобных случаях на схемах неотектонического районирования границы систем (зон) являются в значительной мере условными. Однако это никоим образом не свидетельствует об условности выделения самих систем или зон, а характеризует одно из их качеств.

Кроме продольных структурных элементов регионального порядка, нами выделен целый ряд секущих, преимущественно северо-западного простирания зон региональных нарушений. Некоторые из них пересекают весь горный пояс Тянь-Шаня и прослеживаются иногда в структурах смежных платформенных участков Казахстана и Тарима. С этой точки зрения подобные структуры могут относиться к разряду трансорогенных. Это - известная зона Таласо-Ферганского разлома и впервые описываемые в новейшей структуре Северного и Центрального Тянь-Шаня Курткинская, Сонкельская, Барскаунская, Оргочерская и другие зо-

Рис. 14. Схема расположения основных элементов новейшей тектонической структуры Центрального Тянь-Шаня (бассейны рек Нарын и Аксай)

1, 2 - оси: 1 - мегантиклиналей, 2 - мегасинклиналей; 3 - разрывы; 4 - выходы пород фундамента; 5 - отложения новейшего орогенического комплекса

Мегантиклинали: 1 - Каракаттинская, 2 - Западно-Терской, 6 - Караджоргинская, 7 - Карагоманская, 8 - Бурханская, 9 - Восточно-Терской, 14 - Сонкельтауская, 15 - Байдула-Капкитаская, 16 - Джетимбельская, 19 - Кёкиримтауская, 20 - Молдотауская, 21 - Бауралбасская, 24 - Дюдомельская, 25 - Акчаташская, 26 - Чекуджайлоуская, 27 - Нуратауская, 28 - Джетимтауская, 31 - Западно-Акшийракская, 32 - Джуматайская, 36 - Шоройская, 38 - Угутская, 41 - Алабукинская, 44 - Янгъэжыкская, 45 - Акташская, 46 - Байбичетауская, 47 - Каратауская, 48 - Карачайская, 49 - Аламышкская, 50 - Западно-Нарынтауская, 51 - Восточно-Нарынтауская, 53 - Восточно-Акшийракская, 54 - Кульчукская, 57 - Калкагарская, 59 - Кутурганская, 60 - Джамантауская, 62 - Акмузская, 66 - Суекская, 67 - Атбашинская, 68 - Уланская, 69 - Северо-Борколдойская, 72 - Джангджирская, 73 - Южно-Борколдойская, 76 - Центрально-Аксайская, 79 - Корумдусуйская, 81 - Западно-Кокшальская, 83 - Торугартская, 84 - Ташеллойская, 85 - Коккиинская, 86 - Сарыбелеская, 89 - Мейдантагская

Мегасинклинали: 3 - Тюлекская, 4 - Каракуджурская, 5 - Ашултюбинская, 10 - Султансаринская, 11 - Ташкечуйская, 12 - Болгартская, 13 - Арабелльская, 17 - Сонкельская, 18 - Арчалу-Джиналалская, 22 - Казарманская (Дюдомельская), 23 - Каратал-Тесыкская, 29 - Тогузторауская, 30 - Бешкольская, 33 - Карабулунская, 34 - Онарчинская, 35 - Восточно-Нарынская, 37 - Центрально-Нарынская, 39 - Мукачинская, 40 - Макмальская, 42 - Каиндинская, 43 - Дюрбелъджинская, 52 - Тарагайская, 55 - Карасайская, 56 - Турасуйская, 58 - Кутурганская, 61 - Атбаш-Каракоюнская, 63 - Уланская, 64 - Северо-Арпинская, 65 - Южно-Арпинская, 70 - Белькитинская, 71 - Джалджир-Джагалмайская, 74 - Чатыркельская, 75 - Северо-Аксайская, 77 - Южно-Аксайская, 78 - Восточно-Аксайская, 80 - Узенге-Боздалшакская, 82 - Кокшалдарынская, 87 - Тоюнская, 88 - Балыктыджонская

ны секущих нарушений, выявленные по ряду косвенных признаков, на которых мы остановимся ниже.

Курткинская зона секущих нарушений проходит в меридиональном направлении от западного замыкания Сонкёльской котловины на западное погружение Атбашинского хребта. Сонкёльская зона прослеживается параллельно Ферганскому разлому от района Пчанских дислокаций на южной окраине Тянь-Шаня через район г. Нарын и оз. Сонкёль и далее в район Беловодска – Карабалты. Барскаунская зона проходит от района сквозного ущелья р. Чон-Узенгегуш на западное погружение Акшийракского массива и далее в северо-западном же направлении через район пос. Тоссор и восточное замыкание Новороссийского грабена. Оргочерская зона проходит параллельно Барскаунской несколько восточнее, через брахиантиклинали гор. Джетьюгуз и Оргочер (в Иссыккульской впадине) и Чилико-Кеминскую перемычку в район г. Алма-Ата.

Ниже приводится систематическое описание новейших структурных элементов Молдотау-Терскейской системы поднятий, Кокшальской части южной системы поднятий и Нарынской системы прогибов (рис. 16, 17, см. вкладку; см. рис. 14, 15).

МОЛДОТАУ-ТЕРСКОЙСКАЯ СИСТЕМА ПОДНЯТИЙ

Система поднятий, разделяющая Иссыккульскую и Нарынскую системы межгорных прогибов, по отношению к горному сооружению Тянь-Шаня в целом является внутренней. При ширине не более 65–70 км она отчетливо прослеживается на расстояние более 600 км, от Ферганского разлома на западе до хр. Меридионального на востоке. В пределах Восточного Тянь-Шаня продолжением этой системы является, очевидно, поднятие хр. Нарат. Западнее Ферганского разлома продолжением Молдотау-Терскейской системы, по данным Н.П. Костенко (1964б), является горный массив Баубашата.

В течение всего новейшего этапа в пределах системы преобладали восходящие дифференцированные движения, которые привели к обособлению на фоне общего поднятия частных впадин и поднятий. Поверхность палеозойского фундамента здесь нигде не опускается ниже 1500–2000 м. Таким образом, впадины Молдотау-Терскейской системы являются лишь участками относительных прогибаний.

Частные поднятия этой системы образуют четыре линейно вытянутые с запада на восток зоны поднятий: Западно-Терскейскую, Караджорго-Восточно-Терскейскую, Кавакско-Суекскую и Молдотау-Джетимтаускую (восточным структурным продолжением последней является Акшийрак-Сарыджазская зона поднятий). Они разделены Тюлекско-Ашултюбинской, Султансары-Сарыджазской и Сонкёль-Арчалинской зонами внутригорных впадин.

Основой Западно-Терскейской зоны является одноименное крупное поднятие (2)¹. Его простираение изменяется от широтного в западной части до северо-восточного в восточной Барскаунской зоне секущих нарушений. Массив Западного Терскея сложен почти исключительно породами протерозойского возраста, прорванными гранитоидами силура и девона.

В новейшей структуре западная часть рассматриваемого поднятия представляет собой крупное антиклинальное сооружение (мегантклиналь), что подтверждается положением останцов древней поверхности выравнивания, которые здесь сохранились, к сожалению, мало. Их наклон на обоих крыльях достигает 15–20°. К поверхности выравнивания близка вершинная поверхность, которая поражает удивительно выдержанным высотным положением, морфологией и неглубокой расчлененностью.

Немногочисленные секущие разрывы, осложняющие мегантклиналь, отличаются малой амплитудой вертикального смещения, не превышающей 100–120 м. Максимальное воздымание шарнира мегаскладки (выше 4750 м) произошло в

¹Здесь и далее арабские цифры обозначают номера структурных элементов, отмеченных на рис. 14.

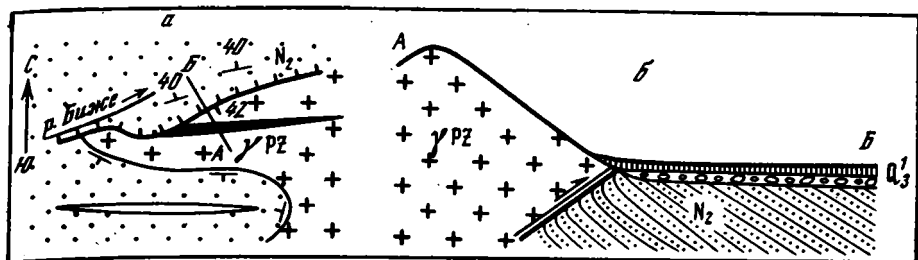


Рис. 18. Схематические зарисовки Южно-Кочкорского надвига в районе урочища Буже (Кочкорская впадина)
а - в плане; б - в разрезе

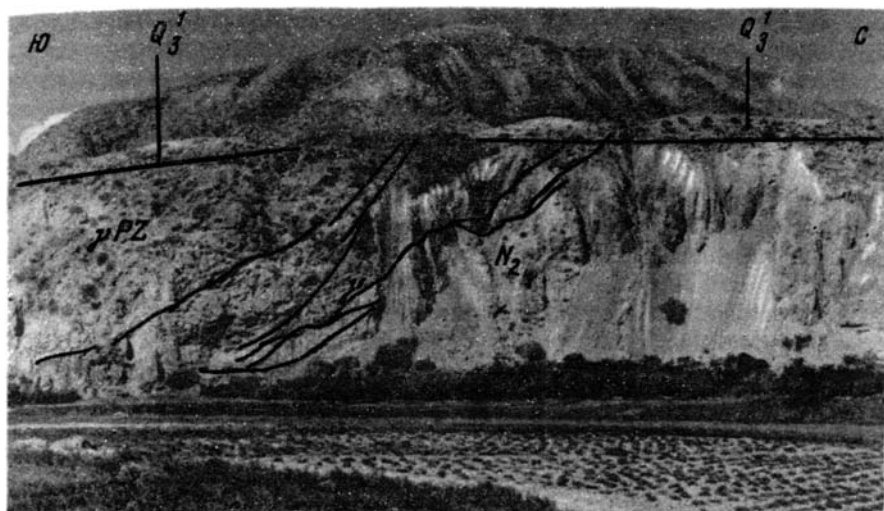


Рис. 19. Зона Южно-Кочкорского надвига в разрезе левобережного обрыва долины р. Джуанарык (см. рис. 18)

районе перевалов Тон и Конурулен. Как следствие, к этому району приурочен центр древних и современного оледенений. В западном и восточном направлениях шарнир мегаскладки чрезвычайно полого снижается. На западе, в районе р. Джуанарык, мегаскладка довольно резко погружается. Здесь, по широтному Юго-Кочкорскому надвику, плоскость которого падает на юг под углом около 40° , палеозойский массив надвинут на неогеновые отложения Кочкорской впадины (рис. 18, 19).

В зоне сопряжения Западно-Терской поднятия с Иссыккульской впадиной также фиксируются многочисленные новейшие разрывы. В восточной части развит весьма протяженный разлом краевого типа - падающий на юго-восток под углами $70-80^\circ$ взброс с амплитудой, достигающей, вероятно, 2000 м. В районе Барскаунской зоны секущих нарушений вместе с общим изменением простирания структур от юго-западного до широтного единый краевой разлом расщепляется на серию ступенчатых сравнительно малоамплитудных взбросов широтного и северо-западного простирания. Последние связаны с активным развитием в этой части поднятий и частных впадин, образующих ступени высокого и низкого предгорий. В структурном отношении зоны поднятий состоят из кулисообразно сочлененных горст-антиклиналей, которые с южной стороны почти в осевой части оборваны достаточно крупными разрывами. Уступы последних прекрасно выражены в рельефе.

Высокие предгорья образованы поднятиями Узункыр, Чон-Курчак, Тастарата, Тегерек и Каракоо. В осевой их части повсеместно вскрыто палеозойское

ядро. Его поверхность падает на север под углами 10–25°, а в Чон-Курчаком поднятии до 35° и круче (Шульц, 1948). От Западно-Терскайской поднятия они отделены узкими, но достаточно протяженными молодыми впадинами Кольбель, Конурулен и Семизбель, которые по простиранию выходят в Кочкорскую впадину. В структурном отношении эти впадины представляют грабен-синклинали, ограниченные с севера тектоническими уступами перечисленных выше поднятий. Последние выступают в качестве тектонических плотин, создавших условия для интенсивной аккумуляции четвертичных отложений (Шульц, 1948; Лузгин, Макаров, 1966).

Поднятия высоких предгорий в рельефе обозначились начиная с позднего плиоцена и активно развивались в течение всего четвертичного периода, о чем свидетельствуют распространение четвертичных отложений, деформации террас, возраст форм рельефа. В эпоху накопления грубых моласс шарпылдакской свиты ($N^3_2 - Q^1_1$) существование этих поднятий в рельефе подтверждается наличием соответствующего обломочного материала в составе свиты и выработкой поперечных эрозионных врезов (сквозных долин антецедентного типа). Значительные движения произошли и начиная со среднего плейстоцена. Они привели, в частности, к тому, что морены максимального оледенения (Q^1_2), спускающиеся с хр. Терскей-Алатау и выполняющие впадину Конурулен, встречаются на водоразделе гряды Коконадыр, в 200–300 м над дном упомянутой впадины. Подобные факты были в свое время приведены С.С.Шульцем (1948).

Кроме того, среднечетвертичные долины, спускающиеся к оз. Иссык-Куль, оказываются обезглавленными и подвешенными (например, перевал Дувана в горах Тегерек). Имеющиеся факты позволяют считать, что окончательная изоляция рассматриваемых окраинных впадин произошла в среднем и позднем плейстоцене. Таким образом, можно предполагать, что в ранние этапы горообразования сопряжение Западного Терскея с Иссыккульской впадиной в этой части было более плавным, чем это отмечается сейчас.

С юга Западно-Терскейское поднятие ограничено зоной высокоподнятых долинообразных впадин, сочленение с которыми также осложнено разрывными нарушениями типа взбросов и надвигов. Они не образуют единого шва, а представляют серию кулисообразных разрывов различной протяженности и амплитуды, развивавшихся, вероятно, вдоль древнего Центрально-Терскейского разлома. Наибольшее перемещение произошло по Северо-Каракуджурскому разлому, амплитуда которого достигает, по-видимому, 1500 м. Другие разрывы характеризуются амплитудами, не превышающими первых сотен метров.

Восточнее Барскаунской зоны секущих нарушений южное крыло Западно-Терскейской мегантиклинали косо срезано Дунгуроме-Джуукинским разломом северо-восточного простирания. В этой части Западно-Терскейское поднятие представляется в виде асимметричного горст-антиклинального сооружения. Сохранившийся фрагмент северного крыла мегантиклинали примыкает к северному же крылу расположенной южнее мегантиклинали Восточного Терскея, образуя внешне единую, но по существу гетерогенную антиклинальную структуру. Это подтверждается тем, что еще восточнее, в верховьях Джергалана, Тюпа и Каркары, обе мегантиклинды снова разделяются достаточно отчетливым синклинальным понижением.

Каракаттинское поднятие (1), входящее в Западно-Терскейскую зону, отличается сравнительно небольшими размерами (50 x 17 км). Оно представляет собой брахиантиклинального типа мегантиклиналь, ориентированную в запад-северо-западном направлении. Южное ее крыло срезано Тюлекским разломом, который, по данным В.Г. Королева, характеризуется древним заложением и длительным развитием. Он простирается параллельно мегаскладке и является крутопадающим взбросом, в восточной части переходящим в надвиг.

Западнее Сонкёльской и Курткинской зон секущих нарушений¹ Каракаттин-

¹ В этом районе, по-видимому, происходит пересечение этих зон.

ское поднятие не продолжается. Однако следует отметить, что на его прости-
рании в пределах Джумгальской впадины расположены Чонтобинская и Мынте-
кинская антиклинальные складки чехла, связанные, вероятно, с деформацией
глубоко опущенного фундамента.

К участку правокулисного сопряжения Каракаттинской и Западно-Терскей-
ской мегантиклиналей приурочена диагональная седловина, состоящая из двух
синклинальных складок, заходящих сюда из Кочкорской и Каракуджурской
впадин.

"Заливом" Кочкорской впадины является брахисинклинальная складка, рас-
положенная в районе пос. Чолой. В обрыве правого берега р. Биже, которая
пересекает складку почти вкрест простираения, обнажены красные граниты За-
падно-Терскейской мегантиклинали. С северной стороны они оборваны Южно-
Кочкорским надвигом, а с юго-западной перекрыты гравелитами киргизской
свиты, которые в основании резко обогащены дресвой подстилающих гранитов.
Вместе с поверхностью палеозойского фундамента гравелиты падают на юг
под углом около 42° . У слияния ручьев Чолой и Кап (исток р. Биже) по-
верхность палеозоя вместе с перекрывающими его слоями неогена погружается
уже на север-северо-восток. В общем, поверхность палеозоя и третичные отло-
жения образуют широкую синклинальную складку (см. рис. 18).

О развитии этой складки и в четвертичный период свидетельствует измене-
ние строения среднеплейстоценовой террасы (Q_2^2), наблюдаемое на правом
борту долины Биже. Граниты и третичные породы срезаны относительно ровной
поверхностью и перекрыты с несогласием толщей среднечетвертичных галеч-
ников. Их мощность заметно увеличивается по направлению к осевой части
синклинали. В этом же направлении замечен некоторый наклон четвертичной
толщи, а высота террасы значительно уменьшается. В 1 км юго-западнее
гранитного выступа неогеновый цоколь террасы погружен ниже уровня верхне-
плейстоценовой террасы. Более древние эрозионно-аккумулятивные уровни (Q_2^1
и Q_1), хорошо развитые юго-восточнее долины Биже, также образуют синкли-
нальный изгиб, который является очевидным.

Близкой по размерам, форме и характеру выраженности является Карака-
ттинская брахисинклиналь, представляющая "залив" Каракуджурской впа-
дины (4). Она также выполнена маломощными неогеновыми отложениями, так-
же перекрытыми почти повсеместно лёссовидными суглинками. Глубина залега-
ния фундамента здесь небольшая, он вскрыт неглубокими саями. Каракаттинская
брахисинклиналь, в отличие от Чолойской, нарушена молодыми разрывами, осо-
бенно в северном борту.

Тюлекско-Ашултюбинская зона впадин включает Тюлекскую, Каракуджурскую
и Ашултюбинскую впадины. На западе она раскрывается в обширную Джумгаль-
скую впадину, а в восточном направлении постепенно повышается и суживает-
ся, переходя восточнее Барскаунской зоны секущих нарушений в структуру шов-
ного типа.

Тюлекская впадина (3) имеет клиновидные очертания и представляет
резко асимметричную одностороннюю грабен-мегасинклиналь с редуцированным
северным крылом. Минимальные отметки палеозойского дна впадины (около
2500 м) смещены к северу, к Тюлекскому разлому. Здесь третичные отложе-
ния наклонены под углами $5-20^\circ$.

На южном борту впадины предорогренная поверхность выравнивания вместе
с чехлом красноцветных отложений наклонена на север под углом до $20-25^\circ$.
В междуречье Коктай-Ичке-Сарыбулак в породах покрова отмечается антикли-
наль с углами падения крыльев около $35-40^\circ$. Она имеет северо-западное про-
стирание и находится на продолжении разрыва, отмечающегося в фундаменте
западной части гор Акташ, и, возможно, связана с ним генетически.

Тюлекская впадина кулисообразно замещается более крупной Каракуджур-
ской впадиной (4). В структурном отношении она представляет асимметрич-
ную мегасинклиналь. Судя по мощностям и залеганию третичных и четвертич-
ных отложений, фундамент впадины опущен до отметок около +2000 м. Южное

крыло Каракуджурской мегасинклинали, осложненное небольшими продольными взбросами, имеет углы падения до 20° . В северном крыле отмечаются более крутые углы падения. Здесь, в зоне сопряжения впадины с Западно-Терской поднятием, отмечаются более значительные продольные разрывные нарушения, в частности уже упомянутый выше Северо-Каракуджурский разлом.

В приосевой части Тюлекско-Каракуджурской впадины проходит узкое антиклинальное поднятие. В западной части, в районе замыкания Тюлекской депрессии, это поднятие сложено палеозойскими породами, а восточнее представлено цепочкой небольших изолированных возвышенностей, сложенных плиоценовыми и четвертичными отложениями.

Восточнее к этой же зоне высокогорных впадин относится узкая долинообразная Ашултюбинская впадина (5). В ее пределах фундамент находится на высотах уже около 4000 м, а сама она выполнена преимущественно ледниковыми отложениями. Лишь в западной ее части сохранился останец третичных отложений, образующих вместе с поверхностью палеозоя пологую мулду, с юго-восточной стороны ограниченную крутым разрывом северо-восточного простираания. Углы падения в северном крыле этой мулды превышают 15° . В целом Ашултюбинская впадина представляет структуру грабен-синклинального типа. Однако необходимо отметить, что продольные разрывы, которые могут быть приняты в качестве условных границ впадины, имеют весьма малую амплитуду, не превышающую 200–400 м.

В восточной части Ашултюбинская грабен-синклиналь разделяется Керегеташским выступом на две ветви. Северная из них, срезаясь постепенно поперечными разрывами, достаточно быстро угасает и восточнее Барскаунской секущей зоны не прослеживается. Южная ветвь как синклинальная структура также редуцирована, но прослеживается достаточно далеко на восток в виде узких долин приуроченных к Дунгуроме-Джуукинскому разлому, разделяющему два различных поднятых блока. Разлом характеризуется крутым падением плоскости смещения и убыванием амплитуды вертикального перемещения в восточном направлении. В районе верховий рек Джетыгуз, Каракол, Арасан и Аксу вертикальное смещение практически отсутствует или является очень малым. При этом, однако, отчетливость геоморфологического проявления разлома не теряется.

Учитывая, что этот тектонический шов отчетливо прослеживается на расстоянии более 100 км, замещая по простираанию цепь новейших внутригорных впадин, мы придаем ему большое структурное значение, унаследованное от палеозойского этапа развития этой области, когда рассматриваемый шов отделял Иссыккульский срединный массив от каледонид Бурханской складчатой зоны. Восточнее, в верховьях Тюпа, Каркары и Улькен-Какпака, Дунгуроме-Джуукинский разлом вновь переходит в синклинальную структуру, ограничивающую с севера здесь уже заметно сниженную и узкую мегантиклиналь Восточного Терсея.

Последняя является восточным, наиболее крупным звеном Караджорго-Восточно-Терской зоны поднятий, включающей, кроме того, Бурханское, Карагоманское и Караджоргинское частные поднятия.

Восточно-Терское поднятие (9) представляет обширную пологую мегантиклиналь. Максимальное воздымание ее шарнира (свыше 5200 м) и максимальная ширина (около 20 км) отмечаются в районе Орочерской зоны поперечных поднятий. Северное крыло мегантиклинали, ограниченное Дунгуроме-Джуукинским разломом, характеризуется плохой сохранностью предороженной поверхности выравнивания. Напротив, на южном крыле, обращенном к высокоподнятым впадинам (Арабельсу, Кёло и Сарыджаз) и характеризующемся ослабленными процессами эрозии, останцы древней поверхности выравнивания распространены достаточно широко, образуя так называемые "плоские вершины", которые нередко несут на себе ледниковый покров (рис. 20). Они наклонены на юг под углами от 3 до 12° и нарушены несколькими поперечными разрывами с последовательными опущенными юго-западными крыльями.

В районе перевала Барскаун простираание мегантиклинали изменяется от северо-восточного до широтного, здесь она осложняется косыми разрывами се-



Рис. 20. Останец древней денудационной поверхности выравнивания, перекрытой ледником "плоской вершины" (южный склон Терской-Алатау)

На снимке обозначены современные морены ($gl\ IV^2$ и $gl\ IV^1$), гравитационно-моренные ($gr - gl$), солифлюкционно-моренные ($sf - gl\ IV^1$), солифлюкционно-гравитационные ($sf - gr$) накопления

веро-западного направления и кулисообразно замещается Бурханской мегантиклиналью (8). Последняя характеризуется устойчивым почти горизонтальным положением шарнира, поднятым на высоту около 4200 м. В районе р. Джилису складка довольно резко отклоняется к юго-западу и замыкается. С разломом, "ограничивающим" Бурханскую мегантиклиналь с севера, связан, очевидно, Джилисуйский горячий источник. Его приуроченность к участку резкого поворота структуры позволяет предполагать здесь наличие и поперечных трещин растяжения.

Бурханское поднятие кулисообразно сопряжено со сравнительно небольшим широтно ориентированным Карагоманским поднятием (7). Оно представляет структуру брахантиклинального типа, с юга и севера ограниченную продольными взбросами. Южный из этих разломов имеет амплитуду вертикального перемещения до 800 м. Карагоманское поднятие тесно смыкается с Западно-Терскейским поднятием. Это происходит в районе максимального воздымания последнего и приводит к полному "пережиму" Тюлекско-Ашултюбинской зоны впадин, которая прослеживается здесь в виде тектонического шва с заложенными вдоль него речными долинами.

Караджоргинское поднятие (6), кулисно подставляющее Карагоманское, имеет северо-западное простирание, а в районе перевала Чамадалга происходит довольно резкий изгиб складки до широтного простирания. Этот изгиб сопровождается радиальными расколами и незначительной отрицательной ундуляцией шарнира. В западной части Караджоргинского поднятия, носящей название гор Акташ, хорошо видна его антиклинальная структура. Южное его крыло на большей части осложнено согласными разрывами типа крутопадающих взбросов с амплитудой вертикального смещения до 500–600 м.

Султансары-Сарыджазская зона впадин, ограничивающая с юга рассмотренную зону поднятий, прослеживается на расстояние около 375 км при ширине не более 10 км. Пологие тектонические перемены разделяют эту зону на ряд частных впадин, в большинстве своем имеющих очевидную синклиналиную структуру.

Восточнее перевала Долон в субширотном направлении простирается узкая (не более 4 км) и неглубокая долина р. Кичине-Каракуджур, которая представляет хорошо выраженную синклиналиную складку с наклоном крыльев около 8–14°. Проходящий по ее южному крылу разлом "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня", по которому контактируют ордовик, а также средний карбон Северо-Тяньшаньской области со сланцевой толщей $D_3 - C_1$ "переходной" области Срединного Тянь-Шаня, в новейшей структуре выражен довольно слабо. В районе перевала Долон и несколько восточнее эта линия в новейший этап развития остается практически "мертвой". В рельефе она выражена неглубокими седловинами на водоразделах поперечных гряд. Однако восточнее по этому разлому фиксируются новейшие тектонические подвижки, вертикальная амплитуда которых в бассейне Султансары достигает 200 м.

Кичине-Каракуджурская синклиналь непосредственно продолжается в Султансаринскую впадину (10), в пределах которой фундамент опущен на глубину до 2500 м. Это асимметричная брахисинклиналь, северное крыло которой оборвано взбросом. Амплитуда его достигает 400–1000 м.

Болгартская впадина (12), являющаяся структурным продолжением Султансаринской, отличается достаточно сложным строением. Молодые валлообразные диагональные перемены подразделяют эту впадину на относительно небольшие полуизолированные мульды (рис. 21). Они характеризуются заболоченностью, застойным режимом грунтовых и поверхностных вод, связанным с локальным подпруживанием водотоков упомянутыми переменами, хотя и не образовавшими еще значительных орографически выраженных возвышенностей. В зависимости

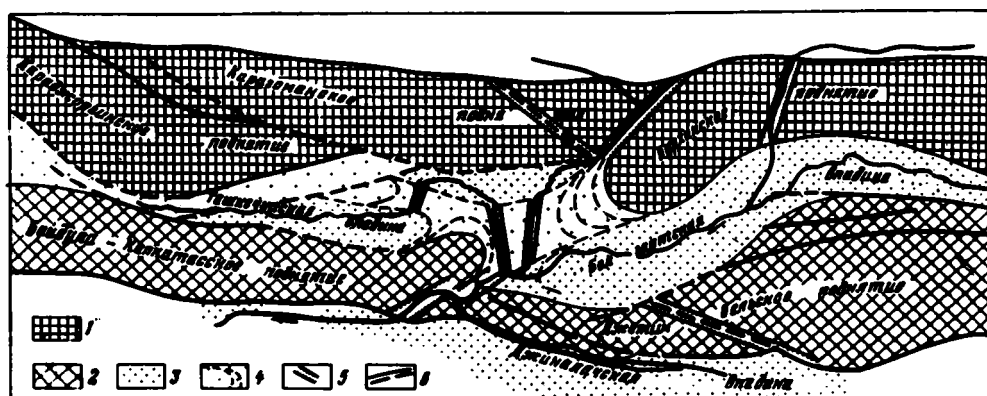


Рис. 21. Схема расчленения внутригорного прогиба диагональными переменами — поднятиями

1, 2 — зоны поднятий; 1 — Восточно-Терсейская; 2 — Кавактау-Джетимбельская; 3 — Султансары-Арабельская зона впадин; 4 — диагональные поднятия — перемены и условные стадии их разрастания; 5 — antecedentные участки речных долин; 6 — разрывные нарушения

от этого изменяется и морфология речных долин. Заболоченная пойма, очень малый врез, меандрирование, присущие участкам речных долин в пределах мульд синклиналей, сменяются прямолинейными, врезанными руслами на участке пересечения ими перемычек. Перед последними русла рек резко изгибаются, пересекая перемычки строго вкрест их простирания.

Строение описанного участка является примером членения зон впадин на мелкие локальные впадины в результате прогрессирующего разрастания поднятий и возникновения перемычек, соединяющих поднятия соседних зон. Здесь отчетливо проявляется явление взаимного прорастания структурных форм различных направлений. Кулисы, принадлежащие широтной зоне поднятий, не заканчиваются слепо, а достаточно далеко прослеживаются в структурах впадин в виде диагональных перемычек, соединяясь с растущей навстречу кулисой соседней зоны поднятий.

фундамент Болгартской впадины постепенно повышается (от 3000 до 4000 м), в восточном направлении. Здесь она представляет довольно узкую линейную мегасинклиналь, к которой приурочена глубокая троговая долина р. Болгарт.

Широкая, слабо выраженная в рельефе перемычка обособляет высокоподнятую Арабельскую впадину (13). Она представляет собой широкую синклиналь, на сопряжении с Джетымбельской мегантиклиналью осложненную сравнительно небольшим продольным взбросом, амплитуда которого не превышает 400 м. На северном ее крыле на больших площадях сохранилась древняя поверхность выравнивания, наклоненная под углами 5–8°.

Постепенно повышаясь в восточном направлении, Арабельская впадина замыкается в Оргочерской зоне поперечных поднятий. Расположенная восточнее еще более высокая линейная мегасинклиналь долины р. Кёлю, принадлежащая этой же зоне впадин, не является непосредственным продолжением Арабельской мегасинклинали, а сопряжена с нею кулисообразно. Они разделены Бординской диагональной перемычкой северо-восточного простирания, которая, с нашей точки зрения, является выступом Акшийракского массива.

Южнее описанной зоны высокогорных впадин простирается Кавак-Джетымбельская линейная зона поднятий, включающая Кавакское, Сонкельтауское, Байдула-Капкатасское и Джетымбельское частные поднятия. Она образует полого выпуклую к югу дугу, в районе Сонкельской и Курткинской зон секущих нарушений осложненную резкой горизонтальной флексурой.

С южной стороны эта зона поднятий ограничивается крупными продольными разрывами типа падающих на север взбросов и надвигов с падением плоскости сместителя до 15–45° (рис. 22, 23). Эти разрывы развиваются в зоне "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". Об их активном развитии в течение новейшего этапа горообразования свидетельствуют не только надвигание палеозойских массивов на отложения орогенического комплекса, но и проявления магматизма уже в начальные этапы горообразования. Таким образом, здесь мы встречаемся с явлением возрождения древнего глубинного разлома и его одновременного с новейшей складчатостью развития. Амплитуда вертикального перемещения по этим разрывам за новейший этап в разных участках разная, изменяется от 2500–3000 м в восточной части (у подножья хр. Суек), до 400–200 м в западной части, у подошвы хр. Байдула.

Сопряжение поднятий Кавакско-Джетымбельской группы со впадинами, расположенными севернее, также осложняется продольными или косыми разрывами. Однако амплитуда их не превышает 400 м и они не являются столь протяженными.

Поднятие Сонкельтау (14), как это видно со стороны перевала Долон, представляет пологий свод, образованный поверхностью палеозойских пород, очень близкой к разрушенной предороженной поверхности выравнивания, останцы которой кое-где видны в водораздельной части и широко распространены на склонах поднятия, особенно на южном, обращенном к Сонкельской впадине. Их наклон достигает 20–25°. В пределах Сонкельтауского свода различаются несколько брахиформных мегантиклиналей, кулисообразно сопряженных друг с другом и разделенных хорошо выраженными в рельефе, но малоамплитудными субширотными разрывами.

Очень плавное и незначительное понижение Сонкельтауского поднятия в восточной части, к которому приурочено сквозное ущелье р. Кичине-Каракуджур, отделяет его от Байдула-Капкатасского поднятия (15). Последнее является непосредственным структурным продолжением Сонкельтау и представляет линейную мегантиклиналь, вытянутую в широтном направлении более чем на 80 км (при ширине не более 7 км). Она характеризуется почти горизонтальным, очень слабо выпуклым шарниром, высота которого в центральной части лишь немного превышает 4000 м. Отмечаются немногочисленные секущие разрывы сбросо-сдвигового типа, вертикальная амплитуда которых не превышает 400 м. К одному из них приурочено сквозное ущелье р. Султансары.

С юга Байдула-Капкатасское поднятие ограничено на всем протяжении надвигами, падающими на север под углами $25-45^\circ$, а иногда и более полого (см. рис. 22, 23).

В восточной части это поднятие отклоняется к северо-востоку и продолжается в этом направлении в виде пологого среднечетвертичного (?) вала, отчленяющего от Болгартской впадины сравнительно небольшую депрессию р. Ташкечу (см. рис. 21).

Джетимбельское поднятие (16), кулисообразно сочлененное с Байдула-Капкатасским, является наиболее крупным в пределах рассматриваемой зоны. Оно простирается в субширотном направлении более чем на 100 км (при ширине не более 10-12 км), ограничиваясь с юга крупными разрывами взбросо-надвигового типа. Плавное снижение поднятия в районе сквозного ущелья р. Кызылбель разделяет его на две брахиантиклинальных структуры, нарушенные серией поперечных и диагональных разрывов небольшой амплитуды. На востоке мегаскладка хорошо видна в деформации поверхности выравнивания, образующей правильный свод; он погружается в сторону Арабель-Кумторской котловины, которая выполнена в основном моренным материалом и мало сохранившимися красноцветными отложениями.

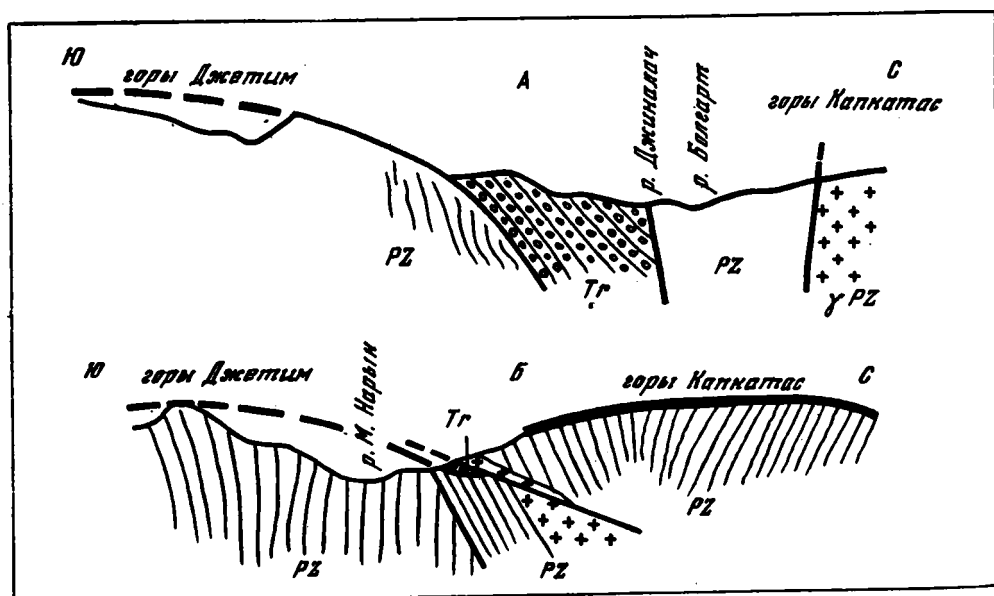


Рис. 22. Строение Арчалу-Джиналачской внутригорной впадины в районах устьев р. Джиналач (А) и р. Борду (Б)*

* Рисунок И.А. Айзенштата

Поскольку главным объектом исследования являются тектонические деформации, автор не считает целесообразным загружать полые зарисовки и схемы пояснениями состава пород.

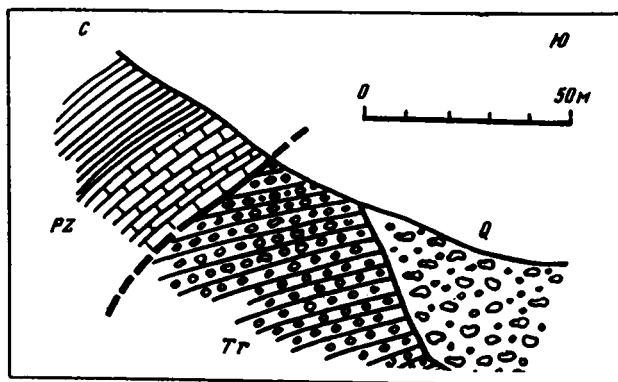


Рис. 23. Надвиг палеозоя на третичные отложения на правом берегу реки Малый Нарын против сая Тамдасу

Рисунок И.А. Айзенштата

Кавакско-Джетимбельская зона поднятий с юга ограничивается хорошо выдержанной почти широтной Сонкель-Арчалинской зоной впадин, также распадающейся на ряд эшелонированных частных впадин.

Сонкельская впадина (17) в плане имеет форму неправильного овала, вытянутого в широтном направлении. Останцы предороженной поверхности на бортах впадины наклонены под углами $10-25^\circ$. Синклинальное строение этой впадины очевидно. Её шарнир очень полого ($2-5^\circ$) воздымается к востоку, осложняясь широким и очень пологим поперечным поднятием. В восточной части Сонкельская мегасинклиналь под острым углом срезается прямолинейным, почти широтным разрывом с очень небольшой (до 200 м) амплитудой вертикального перемещения. В районе р. Байдула этот разрыв соединяется с надвигом, проходящим в основании Байдула-Капкатасского поднятия.

Восточным структурным продолжением Сонкельской впадины является цепь асимметричных узких, линейно вытянутых впадин. Их строение в общем сходно. Южное крыло обычно плавно сопряжено со смежными поднятиями Нуратау и Джетим. Наклон предороженного пенеплена и перекрывающих его отложений орогенического комплекса здесь изменяется от $35-40$ до $10-15^\circ$. Лишь в восточной части Арчалу-Джиналачского прогиба и в Кызылбельском прогибе это сопряжение осложнено надвигами и взбросами, падающими под хр. Джетим. Их амплитуда постепенно увеличивается с запада на восток от первых десятков до 800 м и, возможно, более в районе впадины Кызылбель. Северный, более глубоко погруженный борт впадины оборван упоминавшимися ранее крупными надвигами, наклоненными на север. Таким образом, рассматриваемые впадины представляются в виде асимметричных грабен-синклиналей.

В верховьях р. Арчалу описываемая зона впадин осложняется Эгизторским горст-антиклинальным поднятием, разделяющим Арчалу-Джиналачскую и Кызылбельскую частные впадины. В его пределах фундамент поднят на высоту до 4000 м. Третичные отложения здесь сохранились лишь в узких, иногда полностью закрытых (перехваченных) грабенах, отделяющих это поднятие от смежных хребтов (рис. 24). Интересно отметить, что субширотный взброс, ограничивающий Эгизторский выступ с юга, сопряжен с крутопадающим разрывом северо-западного простирания, ограничивающим этот выступ с запада. Несколько западнее его в южном крыле впадины в отложениях покрова отмечаются довольно крутые складки с наклоном крыльев до $40-65^\circ$.

В районе устья р. Курменты, левого притока р. Арчалу, имеется небольшой горст треугольной в плане формы. Аналогичные нарушения отмечены в северо-западной части Кызылбельской впадины. Последняя сама имеет ромбовидные очертания, предопределенные развитием крупных разрывов. В районе перевала Джамагачки разрывы южного и северного ограничения впадины смыкаются, третичные отложения выклиниваются и зона впадин выражена в виде синкли-

нального понижения, разделяющего сомкнутые поднятия Джетим и Джетимбель. Вдоль его осевой части проходит крупный разлом "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня".

Молдотау-Джетимтауская зона поднятий, самая южная в пределах Молдотау-Терской системы, является наиболее протяженной. От Ферганского разлома она проходит вдоль всего Центрального Тянь-Шаня, т.е. на расстоянии около 600 км (при ширине не более 20 км). Эта зона также состоит из ряда частных поднятий, как правило, кулисообразно сочленяющихся друг с другом.

Поднятие Кекиримтау (19) сложено породами кембрия, ордовика и девона и наследует позднекаледонское поднятие. Оно представляет собой субшироотно ориентированную мегантиклиналь брахиформных очертаний.

Южное крыло мегантиклинали осложнено рядом ступенчатых дугообразных разрывов, простирание которых изменяется от северо-западного вблизи Ферганского разлома до широтного в восточной части. Амплитуда этих разрывов небольшая (100-200 м). Более крупным является взброс, проходящий в основании северного склона хр. Тахталык и далее на восток косо пересекающий осевую часть мегантиклинали, следуя вдоль долины правой составляющей р. Конгурогуз, перевалы Байдамтал и Каракыр. Здесь северное крыло разрыва опущено на 300-500 м. В западной же части, где разрыв отделяет поднятие от "залива" Кетменьтубинской впадины, его амплитуда увеличивается до 1500 м.

Для участка сквозного ущелья р. Нарын, которое приурочено к седловине, разделяющей поднятие Кекиримтау и Молдотау, очень характерно развитие системы диагональных разрывов и трещин северо-западного и северо-восточного простирания. Они определяют направление большинства эрозионных долин, в

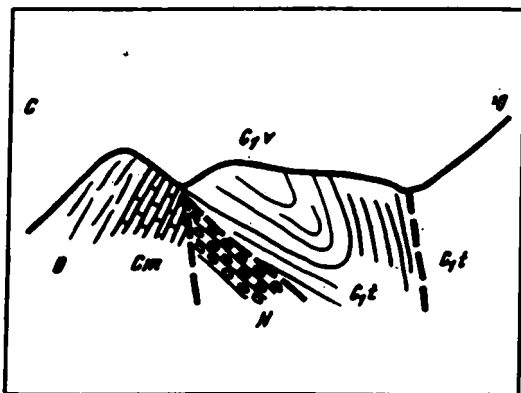


Рис. 24. Тектоническое погребение неогеновых отложений под массивами палеозойских пород в пределах Эгизторской перемычки, разделяющей Арчалу-Джиналачскую и Кызылбельскую впадины
Рисунок В.Г. Королева

Рис. 25. Система трещин и разрывов хребтов Кекиримтау и Молдотау в районе ущелья р. Нарын
1 - эрозионные ложбины; 2 - разрывы и трещины разных порядков



том числе многочисленные резкие преломления долины и направление отдельных участков р. Нарын при общем меридиональном простирании ущелья (рис. 25).

Поднятие Молдотау (20) в структурном отношении также представляет крупную мегантиклиналь, простирающуюся в субширотном направлении на расстояние около 90 км при ширине 15–25 км. Осевая зона мегантиклинали характеризуется амплитудами поднятия около 4000 м, снижаясь на крыльях до 3000 м. Свод мегантиклинали разбит многочисленными продольными и диагональными разрывами. Очень крупный разрыв проходит в приосевой части поднятия от перевала Каракорум вдоль южных обрывов гор Кавактау (южных) через перевал Кокталма и далее на восток. На отдельных участках он развигается вдоль палеозойских швов, в частности вдоль Южно-Кавакского глубинного разлома. В новейшей структуре он является взбросом, максимальная амплитуда которого отмечается в горах Кавактау (около 400 м). По своей структуре этот разрыв, как впрочем и большинство других, является сложным. Отдельные его участки принадлежат разным системам – северо-западной и северо-восточной, вследствие чего он имеет изломанную в плане форму.

Нарушения того или другого направления развиты не только в пределах данного разлома, но в виде трещин и небольших сколов прослеживаются за его пределами и нередко довольно далеко. Очевидно, что основная разрядка напряжений происходила вдоль субширотной линии, связанной с неоднородностью палеозойского фундамента, но преломлялась сеткой диагональных разрывов, которая могла возникнуть, очевидно, только при сжатии. Последнее подтверждается тем фактом, что для новейшей структуры, расположенной севернее Минкуш–Кекемеренской впадины, характерны довольно многочисленные крупные продольные надвиги и даже покровы. Юрские и третичные отложения, выполняющие эту впадину, смяты в сложные складки, осложненные чешуйчатыми надвигами, и перекрыты на большом расстоянии палеозойскими отложениями обрамляющих поднятий (Садыбакасов, Ткачев, 1966).

Северный склон Молдотауского поднятия также осложнен ступенчатыми продольными разрывами взбросо-надвигового типа, которые замешают по простиранию узкие грабен-синклинальные структуры восточной части Кетмень-Тюбинской впадины. Таким образом, Молдотауское поднятие в целом представляет сложную, в известной степени гетерогенную мегантиклиналь.

Восточная часть Молдотау, где его антиклинальная структура хорошо выражена в деформациях поверхностей выравнивания, пересекается двумя разрывами северо-западного простирания, имеющими, вероятно, взбросо-сдвиговую природу. К ним приурочены верховья рек Колькаин и Сулу-Куртка.

Широкой поперечной седловиной, которую можно условно назвать Курткинской, Молдотауская мегантиклиналь отделена от своего структурного продолжения – Бауралбасской мегантиклинали (21). Последняя отличается сравнительно небольшими размерами – длина около 50 км, ширина не более 8–9 км. Она оконтуривается изобазам 3600 м, сводовая часть лишь немного превышает 3800 м (рис. 26).

Северное крыло Бауралбасской мегантиклинали сравнительно узкое и характеризуется углами падения 10–15°. В восточной части оно срезано прямолинейным разломом. Южное крыло более широкое и пологое (3–7°). Оно осложнено второстепенными поднятиями и разрывами. Один из них отделяет мегантиклиналь от расположенной южнее Каратал-Тесыкской синклинали и представляет собой нарушение взбросо-надвигового типа. Его амплитуда не превышает 100–200 м, увеличиваясь с запада на восток, где оно переходит в Южно-Байдулинский надвиг.

Резкий флексурообразный (в плане) изгиб этого разрыва в верховье руч. Джина связан, возможно, со сдвиговым нарушением северо-западного простирания, приуроченным к Сондёлской секущей зоне. Здесь надвиг расщепляется на две ветви восток-северо-восточного простирания, которые ограничивают сравнительно небольшой массив палеозойских пород, в структурном отношении представляющий асимметричную горст-антиклиналь. Плоскости этих разрывов, по данным С.С. Шульда (1936), наклонены под палеозойский массив. Наибо-



Рис. 26. Мегантиклиналь гор Бауралбас, маркированная крупными останцами древней денудационной поверхности выравнивания
Рисунок В.М. Дэвиса (Davis, 1904)



Рис. 27. Фрагмент антиклинально изогнутой древней денудационной поверхности выравнивания (П.В.), погружающейся под плиоценовые отложения
Южное крыло мегантиклинали гор Чекуджайлоо, долина р. Байдула

более интенсивные движения по ним происходили в конце плиоцена, о чем свидетельствуют формационные особенности соответствующих отложений, выполняющих депрессию р.Каратал. Четвертичные тектонические движения привели к дальнейшей их деформации, в результате чего палеозойские отложения оказались надвинутыми на верхнеплиоценовые конгломераты, вызвав в них дополнительные дислокации, в частности изгибы слоев с углами падения до 55° .

Судя по распространению верхнеплиоценовых отложений в этом районе, можно сделать вывод о том, что описываемое горст-антиклинальное поднятие выросло на склоне Каратал-Тесыкской неогеновой седиментационной депрессии. На границах этого поднятия р.Сонкель (Кокджерты) резко преломляется, пересекая его строго вкрест простирания (меридионально). Этот участок представляет собой типичную долину прорыва. Она возникла в результате перехвата реки Сонкель, ранее имевшей течение в сторону озера, рекой Кокджерты, базис эрозии которой – р.Нарын – на 1200 м ниже уровня оз.Сонкель. Этому перехвату способствовал значительный перекося, связанный с общим возвышением системы поднятий, вместе с которой поднимается и уровень Сонкельской впадины.

Каратал-Тесыкская зона впадин (23) в настоящее время разделена поперечной перемычкой на две частные впадины – Каратальскую и Тесыкскую.

Каратальская впадина в плане имеет форму клина, расширяющегося к долине р.Кокджерты. В восточной части она выполнена отложениями верхнего плиоцена и в структурном отношении представляет грабен-синклиналь, шарнир которой под углом $3-10^{\circ}$ погружается на восток. Северное ее крыло в результате развития описанного выше надвига в значительной степени редуцировано. Сопряжение с расположенной южнее мегантиклиналью гор Акчаташ более плавное, хотя тоже нарушено серией продольных разрывов малой амплитуды. Наиболее крупный из них проходит вдоль нижнего течения р.Ка-

ратал. В районе устья последней плоскость сместителя разрыва падает на север под углами около $45-60^\circ$. Амплитуда его не превышает 300–400 м.

В 1–1,5 км восточнее р. Кокджерты Каратальская грабен-синклиналь резко оборвана разрывом северо-западного простирания, амплитуда вертикального перемещения по которому на этом участке достигает 800 м.

Тесыкская впадина расположенная восточнее и ступенчато приподнятая относительно Каратальской, представляет широкую мульдообразную синклиналь, северное крыло которой оборвано надвигом. Западная центриксиналь пересечена взбросо-сдвигами (?) северо-западного простирания. Амплитуда их невелика (около 100–300 м), и они мало нарушают складчатую структуру впадины. Но с ними, вероятно, связаны излияния базальтовой лавы, покровы которой залегают в основании маломощной серии осадков орогенического комплекса, выполняющих впадину. Южное ее крыло плавно сопряжено с Чекуджайлоуским поднятием (26). В его пределах предорогренная поверхность выравнивания поднята на высоту около 2800 м, погружаясь в Тесыкской мульде до 2600–2400 м. Амплитуды тектонических структур в этом районе, таким образом, очень невелики и не превышают 300–400 м.

В юго-западном направлении Чекуджайлоуская антиклиналь расширяется, а ее шарнир постепенно воздымается до высоты 3750 м. Здесь также хорошо сохранилась антиклинально изогнутая поверхность выравнивания. Ее наклон изменяется от 10 до 20° (рис. 27, 28).



Рис. 28. Фрагмент северного крыла Акчаташской мегантиклинали с крупными останцами антиклинально-изогнутой древней денудационной поверхности выравнивания (П.В.) и резко приподнятая над ним холмистая поверхность выравнивания мегантиклинали гор Чекуджайлоу

Чекуджайлоуская мегантиклиналь осложнена теми же разрывами северо-западного простирания, которые были отмечены при описании Караташ-Тесыкской зоны впадин. Наиболее крупные разрывы проходят в левобережной части долины р. Кокджерты. Суммарное перемещение по ним составляет 700 м. В результате этого Чекуджайлоуская мегаскладка, структурно представляющая единое целое с расположенной западнее Акчаташской мегантиклиналью, оказалась резко приподнятой над последней (см. рис. 28).

Акчаташское поднятие (25) сложено исключительно породами палеозоя. Оно простирается почти широтно на расстояние около 50 км. В поперечном сечении Акчаташское поднятие резко асимметрично; на севере оно сопряжено с высокоподнятой Караташской впадиной, а на юге — с глубоко погруженной Нарынской впадиной. От последней Акчаташское поднятие отделено крупным разрывом краевого типа. Плоскость его падает на север, под поднятие, наклон ее изменяется от 30 до 80° (рис. 29). Амплитуда вертикального перемещения по разрыву превышает 1500 м.

В восточной части Акчаташского поднятия прекрасно видна его антиклинальная структура, выраженная в деформации хорошо развитой здесь поверхности выравнивания (см. рис. 28). Углы наклона ее на крыльях составляют 10–15°. В западной части мегантиклиналь замыкается в районе долины р. Куртка, т.е. примерно в створе с западным окончанием Бауралбасской мегантиклинали.

Нуратауское поднятие (27) продолжает на восток рассматриваемую зону поднятий. Оно представляет крупную брахиформную мегантиклиналь, оборванную с южной стороны крупным разрывом взбросо-надвигового типа, амплитуда вертикального перемещения по которому достигает 600–1000 м (рис. 30). В верховьях р. Чет-Нура этот шов образует резкое "флексурообразное" (в плане) преломление, не связанное с особенностями рельефа. Можно предполагать сдвиговую природу этого участка разрыва. По-видимому, диагональным склоном является также разрыв северо-восточного простирания, уходящий к осевой части поднятия вдоль верховий долины р. Чет-Нура и гаснущий в зоне взбросов запад-северо-западного простирания, сместитель которых наклонен под углом около 50°.

На западной периклинали Нуратауской мегантиклинали по геоморфологическим данным предполагается наличие серии радиальных (по отношению к контурам складки) трещин, которые связаны, очевидно, с растяжениями, возникающими в палеозойском массиве при его сводообразном изгибе.

Джетимтауское поднятие (28) представляет более протяженную, линейную, мегаскладку, в восточной части с двух сторон ограниченную согласными взбросами. Разрывы северного обрамления охарактеризованы выше. Амплитуда Южно-Джетимтауского взброса, по-видимому, достигает 3000 м.

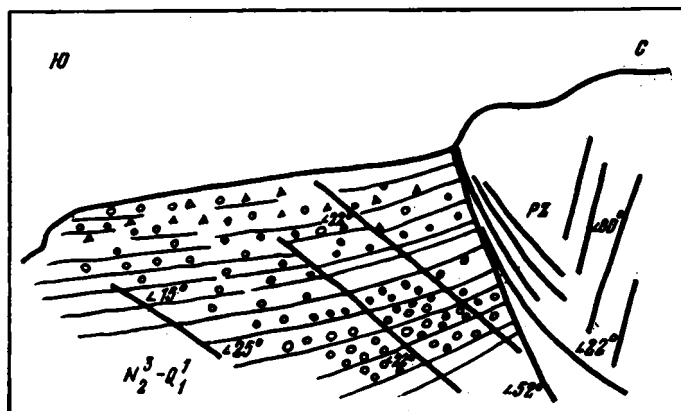


Рис. 29. Надвиг палеозоя гор Акчаташ на плиоцен-нижнеплейстоценовые конгломерато-брекчии в 2,2 км восточнее р. Кокджерты

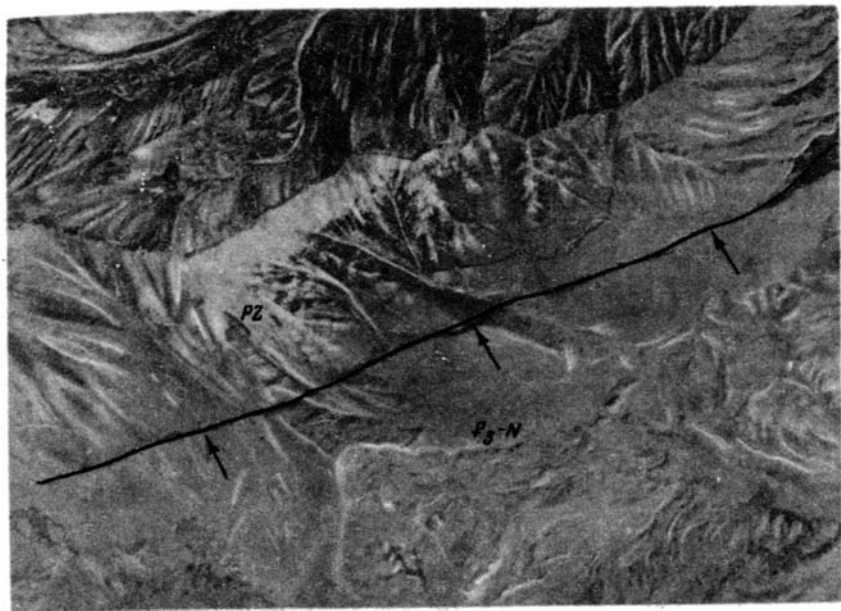


Рис. 30. Южно-Нуратауский взбросо-надвиг (указан стрелками)
Палеозой хр. Нура надвинут на третичные отложения Нарынской впадины

Достаточно крупный надвиг проходит в основании южного склона Джетимтау и в западной его части, продолжая Южно-Нарынтауский взбросо-надвиг. В верховья р. Кинсаз (Джакболот) он фиксируется надвиганием палеозойского массива на неогеновые отложения и имеет амплитуду вертикального смещения до 1000 м.

В районе верховий Кичине-Молдобаши, правого притока р. Нарын, Джетимтауская мегантиклиналь косо пересекается дугообразным разрывом северо-западного простирания, по которому произошли, по-видимому, значительные правосдвиговые перемещения. Ось мегаскладки, насколько это удастся установить геоморфологическими методами, смещена на расстояние около 4 км. В северной части этот разлом сопряжен с субширотной взбросо-надвиговой зоной. Аналогичного типа секущие разрывы, но отличающиеся небольшой амплитудой, установлены или предполагаются в восточной части Джетимтауской мегантиклинали.

Восточным структурным продолжением Молдотау-Джетимтауской зоны поднятий является цепь высочайших хребтов Акшийрак (восточный), Кёлотау и Сарыджаз. Они представляют кулисообразно сочлененные, глубоко заходящие друг за друга и тесно спаянные между собой поднятия горст-антиклинального типа. В западной части, в Барскаунской зоне секущих нарушений, Акшийракское поднятие резко замыкается, погружаясь под палеоген-неогеновые отложения Верхне-Нарынской впадины. Оргочерская зона поперечных поднятий отмечается максимальным воздыманием шарнира Кёлотауской горст-мегантиклинали (более 5200 м).

НАРЫНСКАЯ СИСТЕМА МЕЖГОРНЫХ ПРОГИБОВ

Территория Центрального Тянь-Шаня, расположенная к югу от Молдотау-Терскейской системы поднятий, характеризуется развитием обширных межгорных депрессий, выполненных мощными толщами пород орогенического комплекса. Значительные участки этой территории, расположенные западнее Сонкельской зоны поперечных нарушений, характеризуются отрицательными отметками фундамента, превышающими -2000 м. По своим масштабам Нарынская сис-

тема прогибов равноценна описанной выше системе поднятий, но отличается существенно иной скоростью и направленностью вертикальных движений. Она представляет сложно построенный мегасинклиниорий, состоящий из целого ряда частных прогибов и поднятий разных размеров, морфологии и времени образования в рельефе (Макаров, Соловьева, 1966).

Тогузторауская впадина располагается в окраинной северо-западной части Нарынской системы прогибов в обрамлении древних устойчивых поднятий – Ферганского и Молдотауского. С юго-восточной стороны впадина замкнута сравнительно молодым Западно-Акшыйракским поднятием, отделяясь от него разрывами, суммарная амплитуда которых достигает, возможно, 3000 м. Границей с Ферганским поднятием является одноименный разлом. Сопряжение с поднятиями Молдотау и Кекиримтау является более плавным, хотя также нарушено разрывами, но малоамплитудными и непротяженными.

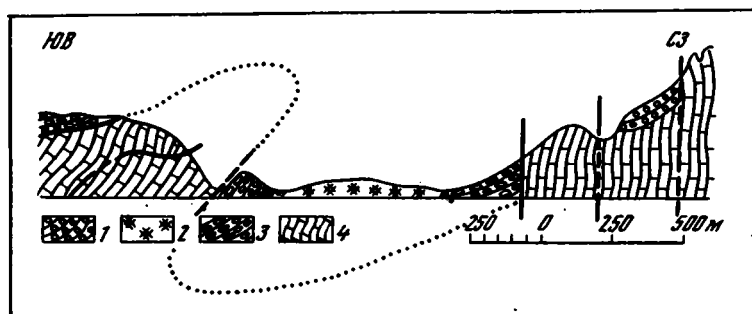


Рис. 31. Поперечный разрез депрессии Дюдомель близ р. Сасык-каин, по С.С. Шульцу (1948)

1 – четвертичные конгломераты; 2 – неоген-четвертичные песчаники и глины; 3 – красноцветные третичные конгломераты; 4 – каменноугольные известняки

Дюдомельское поднятие разделяет Тогузтораускую впадину на два прогиба – Казарманский и собственно Тогузторауский.

Казарманский (Дюдомельский) прогиб (22) в западной части имеет, по-видимому, достаточно простую синклинальную структуру. Центральная его часть выполнена четвертичными отложениями, а на склонах вскрыты верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения, наклоненные к центру прогиба под углами не более $10-15^{\circ}$.

Восточная часть прогиба является узким односторонним грабеном, выполненным красноцветными конгломератами олигоцена, песчано-глинистыми отложениями неогена и четвертичными галечниками. Они слабо дислоцированы и наклонены к югу под углами $3-20^{\circ}$. Лишь в непосредственной близости к палеозойскому выступу гор Дюдомель, отделяясь от него субширотным надвигом, они приобретают обратное падение, а иногда и опрокинуты (рис. 31). В восточном направлении днище Дюдомельского грабена постепенно повышается, а сама депрессия выклинивается, структурно прослеживаясь в виде тектонического шва, который разделяет Дюдомельское и Молдотауское поднятия, в этой части тесно сомкнутые.

Дюдомельское поднятие (24) представляет собой дугообразно изогнутую цепочку брахиантиклиналей, которые с северной стороны оборваны достаточно крупным надвигом, плоскость которого падает на юг под углами около $50-65^{\circ}$. На вершинах и южных склонах гор Дюдомель хорошо сохранилась слабо изогнутая древняя поверхность выравнивания, местами несущая покров красноцветных конгломератов.

Значительное поперечное структурное понижение, к которому приурочены речные долины Какыр-Курган и Бокалы, отделяет от Дюдомельских поднятий горы Шабър. Они также представляют редуцированную брахиантиклинальную

мегаскладку, прилепленную к мегаантиклинали Молдотау. Курткинская поперечная седловина, уже упоминавшаяся нами ранее, отделяет эту мегаскладку от Акчаташской, являющейся ее структурным продолжением.

Таким образом, Дюдюмельское поднятие представляет собой участок весьма протяженной зоны поднятий, которая развивается на склоне Нарынского межгорного прогиба, как бы вырастая из Молдотау-Терской системы древних устойчивых поднятий. Последнее обстоятельство подчеркивается сравнительно молодым обособлением отмеченных окраиннодепресссионных поднятий в рельефе в плиоцен-четвертичное время, о чем свидетельствует, в частности, нахождение на их склонах и на своде отложений орогенического комплекса.

Дюдюмельский прогиб также принадлежит не менее протяженной зоне впадин, включающей, кроме того, Каратальскую и Тесыкскую депрессии, уже охарактеризованные ранее.

О положении и структуре поверхности фундамента в пределах Тогузторауского прогиба (29), прилегающего к Западно-Акшийракскому поднятию, конкретные данные отсутствуют. Судя по мощностям и залеганию отложений орогенического комплекса, можно предполагать, что в пределах Тогузторауского прогиба фундамент опущен до отметок, близких к нулевой. Поперечная перемычка в районе Зындан-сая обособила в восточной части прогиба Бешкольскую мульду (30) с оборванным южным крылом. Здесь в породах кайнозойского покрова отмечаются многочисленные складки северо-восточного простирания с углами падения от 5-10 до 20-35°. Их происхождение, возможно, связано с давлением Акшийракского массива в процессе его интенсивного роста и надвигания.

В северо-восточной части, на участке сближения Дюдюмельского и Западно-Акшийракского поднятий, Бешкольская синклиналь сильно пережимается, превращаясь в резко асимметричный грабен, в пределах которого фундамент наклонен на юг. Отложения орогенического комплекса здесь наклонены в этом же направлении под углами 10-30°. Близ разрывов, развитых в восточной части Дюдюмельского поднятия на его южном склоне, отмечается резкое задырание слоев до 60-70°. В принадвиговой зоне у основания палеозойского массива гор Кызылкыр отмечается обратный наклон пород покрова под углами 10-30°.

Западно-Акшийракское поднятие (31), простирающееся в северо-восточном направлении, отделяет Тогузтораускую впадину от Нарынской. Его строение описано достаточно подробно многими геологами. Н.М. Синицын, а затем А.В. Мишина и некоторые другие геологи считают его односторонним горстом. А.В. Пейве (1937) и С.С. Шульц (1948), а затем Н.П. Костенко, Л.И. Соловьева, И.Садыбакасов и автор рассматривают Акшийракское поднятие в качестве антиклинального сооружения, осложненного крупным разрывом по северному склону.

В водораздельной части поднятия и на его юго-восточном склоне на больших площадях сохранилась предорогенная поверхность выравнивания, наклоненная вместе с перекрывающими ее отложениями коктурпакской и киргизской свит под углами около 15-30°. Она рассечена немногочисленными малоамплитудными разрывами. Большой интерес представляют секущие, северо-западного простирания разрывы. В восточной части поднятия с ними связано молодое гидротермальное свинцово-цинковое и баритовое оруденение и термальные источники с температурой воды до 32°. И.И. Бездека (1931), сделавший достаточно подробное описание этих рудопроявлений, относит эти разрывы к трещинам сбросового типа, имеющим направление почти вкрест простирания поднятия (север-запад 335-350°).

Аналогичное оруденение отмечено в горах Кызыл-Кыр, Кавактау и Молдотау (Бездека, 1931; Федорович, Штейнванд, 1935; Луйк, 1960, 1970). О молодом возрасте рудообразования свидетельствует тот факт, что оно затрагивает не только породы фундамента, но и красноцветные конгломераты олигоцена. А.А. Луйк связывает образование этих трещин и рудообразование с позднплиоценовыми и даже четвертичными движениями, со временем наиболее интенсивного роста хр. Акшийрак.

Структурным продолжением Западно-Акшийракского поднятия на правобережье р.Нарын является менее крупная горст-антиклиналь гор Кызылкыр (рис. 32). В северо-восточном направлении она постепенно снижается, палеозойский фундамент погружается под отложения орогенического комплекса, которые изогнуты в крупную антиклинальную складку с углами падения на крыльях до $30-45^\circ$, а иногда и более. Эта складка, которая именуется Джуматайской (32), постепенно приобретает широтное простирание (в соответствии с общим поворотом структур обрамления Нарынской впадины) и прослеживается отчетливо до долины Аккулуксу, т.е. на расстояние более 40 км. Восточнее долины Кокджар в зоне этой складки электрозондированием отмечено поднятие поверхности палеозоя до отметок около 400-500 м. На всем своем протяжении Джуматайская антиклиналь сопряжена с синклиналью, от-

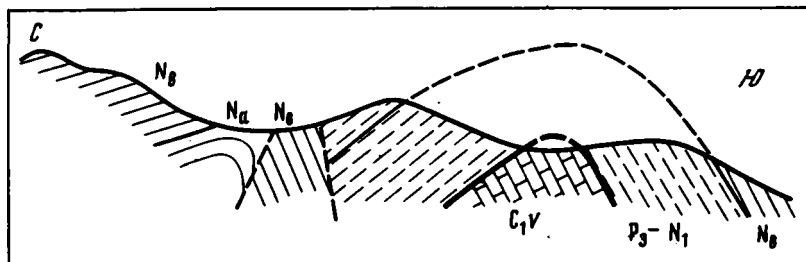


Рис. 32. Поперечный разрез восточной части гор Кызылкыр, по А.Г. Ласовскому

деленной Северо-Нарынским краевым разломом от поднятий гор Шабър и Акчаташ. Таким образом, Акшийракское поднятие является частью очень протяженной антиклинальной зоны, которая развивается параллельно Дююмель-Акчаташской зоне, отделяясь от нее столь же протяженной Тогузторау-Бешкольской синклинальной зоной. Ширина ее в восточном направлении постепенно уменьшается вместе с сужением всей системы впадин.

Нарынская впадина является наиболее крупным элементом Нарынской системы межгорных прогибов и характеризуется сложным внутренним строением. Она простирается в северо-восточном направлении, постепенно отклоняясь почти до широтного в восточной части. В этом же направлении фундамент впадины воздымается от $-3000 - -4000$ (?) до $+3600 - +3800$ м, а ширина впадины сокращается (особенно резко к востоку от Сонкельской зоны секущих нарушений).

Исходя из мощностей, фаций и условий залегания отложений орогенического комплекса, а также по данным, к сожалению, редкой сети профилей электрозондирования¹ и параметрических скважин построена схема структуры поверхности палеозойского фундамента Нарынской впадины. Устанавливается расчленение впадины на ряд частных прогибов и поднятий, представляющих преимущественно брахиформные складки, осложненные в основном субширотными продольными разрывами взбросо-надвигового типа.

В западной части впадины с Акшийракской горст-мегантиклиналью плавно сопряжена Макмальская брахисинклиналь северо-восточного простирания (40). В ее центральной части фундамент находится на отметках около 600 м. Общая синклинальная структура осложняется многочисленными мелкими складками покрова. Углы падения слоев изменяются в широких пределах

¹ Скважины, пробуренные в долине Карабук (две скважины) и на правобережье р.Алабука у пос. Конорчок, достигли палеозойского фундамента на глубинах на 1500-2000 м больших, чем это предполагалось по данным электрозондирования, проведенного здесь значительно раньше. Поэтому эти данные можно использовать весьма осторожно, беря во внимание главным образом лишь их качественную сторону.

от 2–5 до 40–50°. Более крутое залегание, а иногда и запрокидывание отмечается в приразрывных зонах. Не исключено, что некоторые дисгармоничные складки связаны с явлениями диапиризма в соле-гипсоносных глинистых толщах нарынской свиты. Активизация этих явлений нередко вызвана разрывными нарушениями, как это имеет место в районе р. Улутуз. На юге Макмальская синклиналь сопряжена с Алабукинским брахиантиклинальным поднятием (41). В осевой части последнего фундамент поднят до +1000 – +1500 м. Северо-восточнее устья р. Макмал это поднятие не прослеживается, во всяком случае, оно не выражено в деформациях чехла. Здесь Акшииракская горст-мегантиклиналь, по-видимому, непосредственно сопряжена с обширной Дюрбельджинской мегасинклиналью, в центральной части которой намечаются два частных брахисинклинальных прогиба – Мукачинский (39)

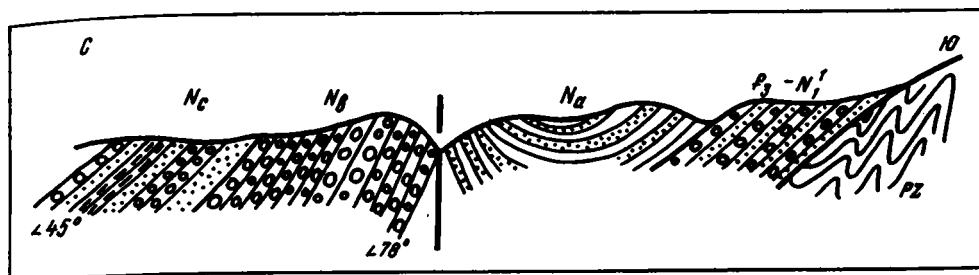


Рис. 33. Деформации третичных отложений у северного подножья хр. Байбичетау (правый склон долины реки Джамандаван). Рисунок В.Е. Габелкова

и Дюрбельджинский (43). Последние хорошо выражены в распространении и общей дислокации подсит неогеновых и четвертичных отложений. Соответствующие деформации фундамента были обнаружены электротзондированием.

В отличие от Макмальской мульды, неогеновые и четвертичные отложения в пределах Мукачинского и Дюрбельджинского прогиба характеризуются очень пологими и широкими складками с наклоном слоев на крыльях от 2 до 10°. Здесь отсутствуют и сколько-нибудь крупные разрывы. Значительные наклоны неогеновых толщ (до 30–70°) и разрывы отмечаются лишь в зоне сопряжений Дюрбельджинской мегасинклинали с Акташской (45) и Байбичетауской (46) мегантиклиналями (рис. 33). При этом необходимо отметить, что предороженная поверхность, откопанная на склоне Байбичетау, уходит под третичные отложения под пологими углами (20–30°). Более крутой наклон неогеновых отложений, достигающий уже в 2–3 км от выходов фундамента 40–60, а иногда 70°, может объясняться двумя факторами – соответствующим изгибом поверхности фундамента или срывом и некоторым гравитационным перемещением покрова, как это предполагал С.С. Шульц (1948). Роль каждого из этих факторов в настоящее время не является достаточно установленной.

Крутое залегание плиоценовых отложений (25–50°), аномальное для центральных районов рассматриваемой мегасинклинали, отмечается также в непосредственной близости от тектонического уступа, проходящего в северо-восточном направлении в районе поселков Акчий и Дюрбельджин. Северное крыло разрыва поднято, создавая в рельефе крутой уступ высотой в 40–60 м, снижающийся в западном направлении. Он сложен породами нарынской свиты с фрагментарно сохранившимся покровом ниже- и среднечетвертичных галечников, которые близ разрыва также наклонены к югу, затем оборваны и опущены в его южном крыле на более низкий гипсометрический уровень. Здесь простирается обширная подпруженная пролювиальная равнина (урочище Чегиртке–Арык). В соответствии с этим находятся ярко выраженные изменения морфологии речных долин Джамандаван, Мукачи и Терек.

Менее значительные пологие дислокации четвертичных отложений отмечаются и в других участках Дюрбельджинского района. Интенсивные дислока-



Рис. 34. Разрывные нарушения на северном крыле Байбичетауской мегантиклинали в районе р. Терек

На снимке хорошо видны крупные останцы сравнительно слабо разрушенной предорогеной денудационной поверхности выравнивания (П.Р.) местами несущие покровы красноцветных отложений

ции отложений орогенического комплекса в предгорьях Акташского поднятия связаны, очевидно, с активной разрывной тектоникой.

В междуречье Терека и Мазара Дюрбельджинская мегасинклиналь осложняется поперечным флексуобразным поднятием ее фундамента, которое было зафиксировано двумя параллельными геофизическими профилями вдоль указанных речных долин. Здесь мегасинклиналь сужается и уходит на восток относительно узким "заливом", имеющим, вероятно, грабен-синклинальное строение. Фундамент впадины здесь постепенно повышается примерно от -2 км в районе долины Карабук до $+2$ км у пос. Куланак. Восточнее Дюрбельджинская складка выклинивается и структурно продолжается в виде понижения, разделяющего кулисно сопряженные Каратаускую (47) и Карачайскую (48) горст-мегантиклинали.

Породы верхней и средней подсвит нарынской свиты на всем этом участке образуют асимметричную синклиналь с углами падения на крыльях $10-14^{\circ}$. Кроме того, в районе р. Карабулун и восточнее на южном крыле мегасинклинали в неогеновых отложениях отмечаются мелкие продольные антиклинали и синклинали с углами падения пород на крыльях $10-15^{\circ}$, иногда до 40° . Связь этих складок с деформациями фундамента не установлена. С Байбиче-Каратауской цепью поднятий Дюрбельджинская мегасинклиналь сопряжена плавно. Только в районе междуречья Терека и Мазара отмечается разрывное нарушение, вертикальная амплитуда которого в районе р. Терек достигает 400 м (рис. 34) и убывает в восточном направлении.

На участке от р.Актал (северной) и далее на восток северное крыло Дюрбелджинской мегасинклинали нарушено крупным продольным разрывом, отделяющим ее от Угутского (38) и далее Карачайского поднятий. Амплитуда смещений поверхности фундамента этим разломом, по данным электротзондирования, составляет 200–250 м¹.

Угутское поднятие (38) выражено в рельефе в виде цепочки возвышенностей адырного облика, простирающихся вдоль левобережья р.Нарын в широтном направлении. Они сложены отложениями средней и верхней подсвит нарынской свиты, а также четвертичным аллювием. Восточнее р.Актал поднятие с двух сторон ограничено продольными разрывами. О южном мы уже говорили ранее. Северный расположен по отношению к нему кулисообразно. Геоэлектрический профиль в районе пос. Учкун не отмечает какой-либо разрывной деформации фундамента. Западнее же разрыв прослеживается вдоль подножья Угутского поднятия, амплитуда его постепенно увеличивается. В районе нижнего течения р.Актал электротзондированием установлено смещение поверхности фундамента на величину около 1500 м. В 13 км западнее смещение по нему достигает 600 м. Далее разрыв проходит, по-видимому, в район р.Алабука.

Таким образом, в основе Угутского поднятия находится горст-антиклинальный (?) выступ фундамента. Неогеновые породы в его пределах образуют антиклинальную складку с падением пород в северном крыле от 10 до 40°, в южном – до 30–50°, иногда до 60–70°. Шарнир складки постепенно воздымается к востоку, восточнее пос. Куланак на поверхности появляется палеозойское ядро складки, образующее Карачайскую асимметричную горст-мегантиклиналь, южное крыло которой срезано крупным разломом. Антиклинальная структура Карачайского поднятия хорошо видна в районе перевала Обобель. Здесь сохранилась предороженная поверхность выравнивания, которая вместе с перекрывающими ее красноцветными отложениями, сохранившимися даже высоко на водоразделе, образует антиклиналь с наклоном крыльев около 25–30°.

Карачайская горст-мегантиклиналь представляет одно из звеньев Байбиче-Каратауской группы поднятий, ограничивающей с юго-востока Нарынскую впадину и простирающейся в северо-восточном направлении. Однако, как мы могли убедиться, структурно оно продолжается далеко на запад в пределы Нарынской впадины. Здесь мы встречаемся с широко распространенным в Центральном Тянь-Шане явлением интерференции структур двух направлений, в данном случае северо-восточного и широтного.

Аналогичную картину представляет расположенная севернее зона поднятий. Горст-антиклинальное поднятие хр. Аламышик (49), являющееся крайней северо-восточной кулисой Байбиче-Каратауской группы поднятий, имеет субширотное простирание и прослеживается далеко на запад на правобережье р.Нарын. Здесь в отложениях нарынской свиты оно образует широкую антиклинальную складку, которую мы условно называли Шоройской (36). Породы кайнозойского чехла (N) на крыльях складки наклонены под углами около 10–15°, реже углы падения достигают 20–30°. В основании Шоройской антиклинали находится антиклинальный изгиб поверхности фундамента, отмеченный на ряде поперечных профилей электротзондирования. На всем протяжении южное крыло Шоройской и Аламышикской антиклиналей оборвано крупным продольным разрывом, проходящим вдоль р.Нарын, в ее правобережной части. Амплитуда вертикального перемещения поверхности фундамента по простиранию разрыва изменяется от 400–600 до 1000–1200 м. Движения по нему, взаимосвязанные со складчатыми изгибами фундамента и кайнозойского чехла, происходили весьма активно и в четвертичное время, что отмечено в строении террас р.Нарын. Так, в районе устья р.Мукачи на левом борту Нарынской долины 50-метровая терраса целиком сложена озерными верхнеплейстоценовыми (Q₃¹).

¹ См. примечание на стр. 64.

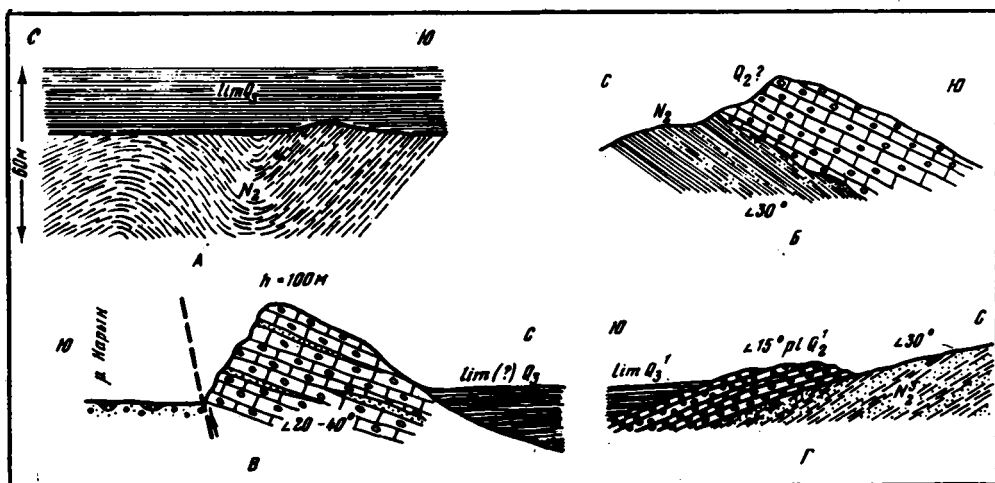


Рис. 35. Примеры деформаций четвертичных и плиоценовых отложений в долине р. Нарын (схематические зарисовки разрезов: близ устья р. Мукачи (А), в 0,8 км западнее руч. Джуматала (Б), близ устья р. Куртка (В,Г.)

Рисунки К.В. Курдюкова и В.Е. Габелкова

суглинками, а на правом берегу эта же терраса, имеющая высоту уже 60 м, является покольной. Высота поколя, сложенного песчано-глинистыми отложениями нарынской свиты, составляет 35–40 м. Эти же движения зафиксированы в несогласиях между плиоценовыми и четвертичными отложениями, а также внутри последних (рис. 35).

Шорой–Аламышикское и Угутско–Карачайское поднятия разделены узким Центральнo–Нарынским прогибом (37), к которому приурочена широкая верхнеплейстоцен–голоценовая долина р.Нарын. Западнее пос. Озгоруш, судя по геофизическим данным, прогиб имеет грабен–синклинальную структуру. В восточной части северное его крыло полностью срезано упомянутым выше правобережным разломом.

Центральнo–Нарынский прогиб вместе с обрамляющими его поднятиями активно развивается в течение всего четвертичного периода. Интенсивные подвижки имели место в среднем плейстоцене. Они зафиксированы в деформациях соответствующих отложений и уровней, а также в различных процессах эрозии и осадконакопления. В частности, активные прогибания Центральнo–Нарынской депрессии и одновременный рост поднятий, в том числе Акшйракского, привели к подпруживанию р.Нарын и возникновению озерного водоема длиной около 30 км с узкими заливами в устьях долин притоков. Здесь создались условия для активной аккумуляции осадков озерного и аллювиально–дельтового типа (Костенко и др., 1970). И в настоящее время река на этом участке является типично депрессионной – она образует многочисленные меандры, имеет очень широкую пойму, русло разбито на множество рукавов.

Севернее Шорой–Аламышикской зоны антиклиналей в широтном же направлении простирается весьма протяженная линейная синклиналь, условно названная Карабулунской (33). Ее положение хорошо фиксируется распространением и общей деформацией различных горизонтов неогеновых и четвертичных отложений. В пределах синклинали, особенно на участке ее сопряжения с Джуматайской антиклиналью, развиты многочисленные локальные складки чехла с углами падения, изменяющимися в широких пределах – от 10–15 до 75°. Часть из них связана с разрывными деформациями, другие – с диапировыми явлениями в песчано–глинистых соле–гипсоносных толщах неогена. Многие из этих складок затрагивают также четвертичные отложения и террасы притоков р.Нарын.

Поверхность фундамента в осевой части Карабулунской синклинали воздымается в восточном направлении от -2000 м (?) в районе пос. Карабулун до +500-+1000 м на правобережье р.Кокджерты. Далее на восток фундамент вновь погружается, образуя изометричную Онарчинскую мегасинклиналь (34). В пределах последней фундамент опущен, вероятно, до отметок около -1000 м. Увеличение ширины прогиба в районе рек Онарча и Джергетал, его почти изометричные очертания и само местонахождение связаны, вероятно, с общей отрицательной ундуляцией, отчетливо выраженной и севернее, в пределах описанных ранее южных цепей Молдотау-Терской системы поднятий и связанной с Сонкельской зоной поперечных нарушений.

Сопряжение Онарчинской и восточной части Карабулунской синклиналей с расположенными севернее поднятиями Акчаташ и Чекуджайлоо характеризуется крутым погружением поверхности фундамента и осложнено крупным продольным разрывом типа взброса или надвига.

Породы орогенического комплекса, образуя в пределах Онарчинского прогиба в общем синклинальную структуру, смяты в серию продольных мелких складок, сопровождающихся нередко разрывами. В правобережье р.Нарын севернее г.Нарын вскрываются красноцветные отложения, падающие на север под углами около 20°. Они согласно перекрыты отложениями нижней и средней подсвиты нарынской свиты. В 2 км севернее устья р.Джергетал проходит широтный разрыв, по которому верхние горизонты нижненарынской подсвиты надвинуты на верхнеплейстоценовые галечники третьей террасы р.Нарын, горизонтальное залегание которых нарушается резким загибанием у плоскости разрыва. Последняя падает на север под углом около 70° (Шульц, 1948). Неогеновые отложения у разлома падают в этом же направлении под углом 40°, постепенно выполаживаясь до 10-15°. У сел. Баския отмечается еще один крупный разрыв, в северном крыле которого на поверхность выведены породы средней подсвиты, падающие на юг под углами до 50-80° и нередко опрокинутые (до 30-60° на север).

Севернее при общем пологом залегании в породах верхней подсвиты отмечается ряд параллельных друг другу антиклиналей и синклиналей с наклоном крыльев 5-15°, реже до 20°. Более крупная антиклиналь находится на северном крыле Онарчинской мегасинклинали. Она проходит от пос. Оттук через пос. Джаныталап и прослеживается почти до р.Кокджерты, изгибаясь дугообразно в соответствии с конфигурацией северного борта мегасинклинали. В ядре складки выходят породы нижней подсвиты нарынской свиты, крылья сложены средней подсвитой. Складка характеризуется очень крутым залеганием пород (50-70°). В северном крыле отмечается запрокидывание пластов (до 50°). Б.С. Соколов и Е.Н. Поленова отмечают, что эта антиклиналь ограничивается с юга надвигом с амплитудой не менее 600 м. "В результате разрыва слои южного крыла антиклинали, падающие под углом до 75°, приходят в непосредственное соприкосновение с почти горизонтально лежащими слоями, выходящими южнее ... Северное крыло осложнено целой серией мелких взбросов с амплитудой до 20-75 м, наклоненных параллельно основному взбросу южного крыла. Ширина антиклинали 7-7,5 км. Отношение длины крыльев 1:3. Севернее, непосредственно перед выходом на поверхность палеозойского основания, в верхних слоях третичной толщи наблюдается небольшая совершенно плоская синклиналь" (Шульц, 1948, стр. 135). Конгломераты шарпылдакской свиты, залегающие на древней поверхности выравнивания гор Чекуджайлоо, падают на юг под углами около 5-10°.

Восточно-Нарынская мегасинклиналь (35) является восточным продолжением Онарчинской. Она отличается более высоким положением палеозойского фундамента, а ширина ее резко сокращается до 15 км. Изгиб поверхности фундамента в общем повторяется в кайнозойском чехле. Согласно наблюдениям над деформациями пород орогенического комплекса (рис.36) и данным электрозондирования, в осевой части Восточно-Нарынского прогиба отмечается пологая антиклинальная складка фундамента, разорванная диагональным разрывом северо-восточного простирания. Южнее антиклинали про-

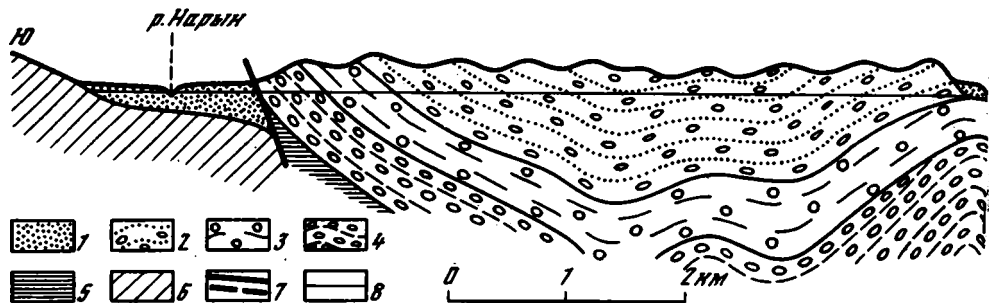


Рис. 36. Схематический геологический разрез Нарынской впадины по долине р. Баш-Нура, по С.С. Шульцу (1948)

1 - новейшие аллювиальные отложения; 2 - свита Баш-нура; 3 - розовато-

стирается широкая и пологая синклинали складка. В ее осевой части отмечается продольный разрыв, северное крыло которого в районе долины Сарыбулак взброшено на 300 м.

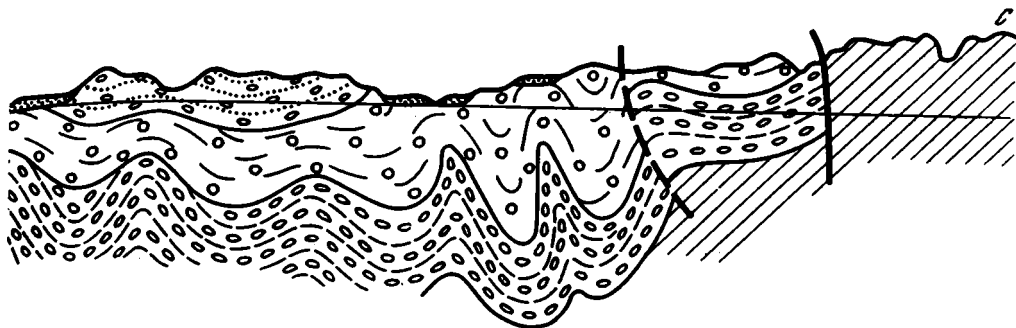
Сопряжение синклинали с Нарынтауской мегантиклиналью также осложнено продольным разрывом, который является северной границей позднелейстоцен-голоценовой долины Нарына и прослеживается в его правобережье от устья р. Малый Нарын до г. Нарына. В районе устья р. Сарыбулак в правобережном обрыве обнажена розовато-палевая толща неогена. На противоположном берегу Нарын размывает массив палеозойских пород, слагающих цоколь террас. Резкое изменение глубины залегания фундамента на расстоянии не более 450 м связано с тектоническим нарушением, амплитуда которого в данном месте достигает 200 м и убывает в западном направлении. У г. Нарына основание эрозионно-тектонического уступа правого борта долины сложено уже породами красноцветного комплекса.

Олигоценые красноцветные отложения обнажены в основании того же уступа, возвышающегося над верхнелейстоценовой террасой, и восточнее р. Сарыбулак, а именно, в междуречье Ичкесу - Чет-Нура и по обе стороны от р. Баш-Нура. В обоих случаях они очень полого погружаются на запад и восток под палеоцветные толщи неогена, образуя вместе с ними широкие и очень пологие поперечные вздутия. В рельефе к ним приурочены в одном случае водораздельная гряда, уходящая к выступу южного склона Нуратауского поднятия, в другом - долина р. Баш-Нура. Еще севернее возможно к этой же линии относятся участок максимального воздымания шарнира Нуратауской мегантиклинальной и перемычка между Коктурпакской и Малонарынской высокогорными депрессиями.

Упомянутый выше правобережный разрыв в районе устья Баш-Нуры отделяет палеогеновые красноцветные отложения от верхнелейстоценовых галечников (см. рис. 36). Здесь поверхность конуса выноса, по данным С.С. Шульца (1948), смещена на 30 м. Мелкие разрывы отмечаются в этом районе и в голоценовых образованиях.

Севернее центрального поднятия на полого наклоненном к югу склоне впадины отмечается несколько второстепенных складок. На правом борту среднего течения р. Ирису вдоль нее проходит довольно крупный разрыв, плоскость которого круто падает на северо-запад. В истоках правых притоков Малого Нарына по этому разрыву на поверхность выведен палеозойский фундамент, образующий короткую и невысокую асимметричную гряду, северный крутой склон которой представляет тектонический уступ, а южный - предороженную поверхность выравнивания, полого изогнутую и уходящую под согласно наклоненные красноцветные отложения.

Более крупное поднятие аналогичного строения расположено непосредственно севернее вышеописанного. По-видимому, его западным продолжением явля-



серая свита; 4 – кирпично-красная свита; 5 – базальты; 6 – палеозойское основание; 7 – тектонические разрывы; 8 – продольный профиль русла р. Башнура

ется протяженная антиклинальная складка в породах покрова (и, вероятно, фундамента), простирающаяся вдоль основания Нуратауского поднятия.

Мелкие и крутые осложненные разрывами складки в третичных отложениях северной части Восточно-Нарынского прогиба, по данным электрозондирования, с дислокациями фундамента непосредственно не связаны, что подтверждает предположение С.С. Шульца об их автономности ("складки покрова").

Восточнее Малого Нарына покровные отложения сохранились лишь фрагментарно. Фундамент здесь поднят до высоты 3400–3800 м. Впадина еще более сужена, рассечена рядом продольных взбросов и надвигов. В связи с этим здесь заметно активизированы процессы эрозии. Река Нарын течет в глубоком ущелье и характеризуется развитием преимущественно эрозионных нешироких террас.

Верхненарынская впадина является восточным продолжением Нарынской. Морфологически она близка ко впадинам внутригорного типа, однако отличается от них целым рядом особенностей, связанных с ее расположением в пределах системы прогибов. В частности, это – большая мощность отложений орогенического комплекса, по-видимому, значительно превышающая 2000 м, и их литологическое сходство с отложениями крупных межгорных впадин типа Кочкорской, Нарынской, Текесской. На последнее обстоятельство в свое время обращал внимание С.С. Шульц (1948), который рассматривал неогеновые отложения Верхненарынской впадины в качестве депрессионной фации, не свойственной высоким внутригорным впадинам. Кроме того, и размеры ее достаточно велики (22 × 80 км).

Конкретные данные о глубине залегания и структуре поверхности фундамента Верхненарынской впадины отсутствуют. Единственный геоэлектрический разрез, пройденный в наиболее широкой ее части, характеризует ее строение на глубину до 1500–1700 м, не достигая фундамента. Последний непосредственно к югу от палеозойского массива хр. Джетимбель (Сук) находится на глубине не менее 2000 м от поверхности. Этот резкий перепад уровня залегания палеозойского фундамента связан с новейшими перемещениями по разлому, представляющему здесь "Важнейшую структурную линию Тянь-Шаня". Однако в Барскаунской зоне секущих нарушений одновременно с замыканием впадины амплитуды разлома резко убывают.

Сопряжение Верхненарынской впадины с поднятием Джетимтау также осложнено крупным прямолинейным разломом взбросового типа. Неогеновые молассы в этой части впадины имеют общее северное падение в сторону хребта и качественно отражают, по-видимому, залегание поверхности фундамента. Предполагается, что в северной части Верхненарынской впадины проходит глубокий и весьма протяженный прогиб, который мы условно называем Тарагайским (52). В структурном отношении он представляется в виде односторонней грабен-мегасинклинали. Строение неогеновых отложений характеризует ее

как структуру конседиментационного типа. Весьма активное ее развитие в конце неогена фиксируется конгломератами шарпылдакской свиты. Они накапливались в условиях резко возросшей контрастности рельефа, вызванной, в частности, интенсивными движениями по упомянутым выше разломам. Последние также должны относиться к структурам конседиментационного типа.

С южной стороны Тарагайский прогиб более или менее плавно сопряжен с Кульчукским внутридепрессийным поднятием (54). Оно проходит в осевой части Верхнеарынской впадины и прослеживается почти на всем ее протяжении. Плиоценовые песчано-глинистые отложения, выходящие в ядре Кульчукского поднятия, западнее сквозного участка долины р. Тарагай образуют асимметричную антиклиналь, южное крыло которой оборвано широтным взбросом, близ которого слои падают на юг под углами $50-75^\circ$. Более длинное и пологое северное крыло складки осложнено второстепенными изгибами слоев. При общем их падении на север наклон изменяется от $75-45$ до 25° , постепенно, но иногда и резко выполаживаясь до $10-5^\circ$ в пределах Тарагайского прогиба.

Во всех этих дислокациях участвуют и конгломераты шарпылдакской свиты, что свидетельствует в основном о четвертичном времени проявления тектонических движений, создавших Кульчукское поднятие. Нижне- и среднеплейстоценовые отложения залегают на верхнеплиоценовых (включая шарпылдакские) с резким угловым несогласием (до 45° и более) и также испытали значительные деформации. Складчатые их дислокации проявились в зонах разрывов, а также в виде пологих изгибов террас правых притоков Нарына при пересечении ими Кульчукского поднятия (например, в нижнем течении р. Тарагай).

Наиболее значительные молодые перемещения отмечаются в зоне взброса, по которому Кульчукское поднятие надвинуто на расположенный южнее Карасайский прогиб. В устье р. Тарагай этот разлом затрагивает 8-метровую голоценовую террасу. Несколько севернее проходит еще один разрыв, по которому высокие террасы р. Тарагай смещены на 30 м. Сместитель падает на север под углами $50-70^\circ$ (Шульд, 1948).

Все шесть террас р. Тарагай в устьевой части оборваны и, кроме 2- и 8-метровых (голоценовых), оказываются погребенными под современными осадками Карасайского прогиба. Поскольку относительная высота наиболее высокой террасы, которая сложена моренными отложениями максимального оледенения, составляет 105 м, амплитуда смещения по Кульчукскому разрыву в данном месте за период со среднего плейстоцена и до голоцена составила более 100 м.

В приустьевой части р. Каракол также отмечаются значительные дислокации четвертичных террас. На стрелке, отделяющей р. Нарын от ее левого притока (р. Каракол), виден надвиг плиоценовых пород на верхнеплейстоценовые галечники 45-метровой (по отношению к уровню Каракола) террасы (рис. 37). Горизонтально лежащие аллювиальные галечники близ сместителя резко вздергиваются, приобретаая падение на юго-восток под углом 45° . Простирание надвига почти широтное, поверхность сместителя падает на север-северо-запад под углом 35° . Отложения 9-метровой террасы в данном месте надвигом не затронуты. Однако на левобережье р. Каракол видно, что и эта терраса разорвана. Северо-западный ее блок поднят относительно юго-восточного на высоту не более 6 м.

Карасайский прогиб (55), ограниченный с двух сторон крупными разрывами, представляет узкий (не более 7 км) грабен и восточнее р. Каракол является областью интенсивной современной аккумуляции. Образования, более древние, чем голоценовые, здесь оказываются погребенными. Русло р. Карасая (Нарына) разбито на множество рукавов, блуждающих по широкой галечной пойме.

В Барскаунской зоне секущих нарушений фундамент Верхнеарынской впадины резко воздымается. Тарагайский прогиб замыкается, из-под кайнозойского чехла выходит палеозойский фундамент, образующий обширное Восточно-Акший-ракское поднятие (53), амплитуда которого превышает 5000 м. В пределах Кульчукского поднятия и Карасайского прогиба фундамент также довольно рез-

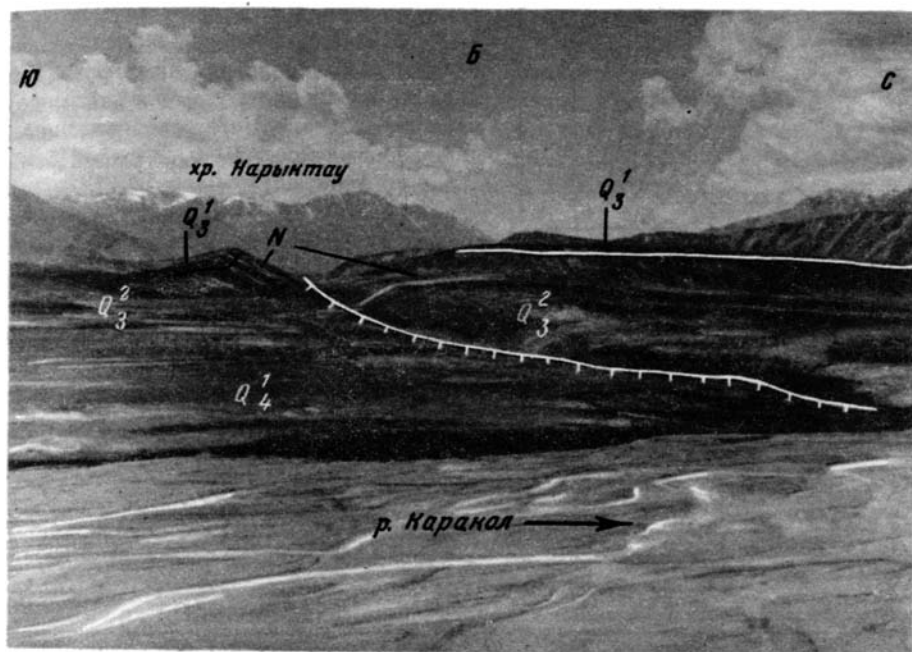
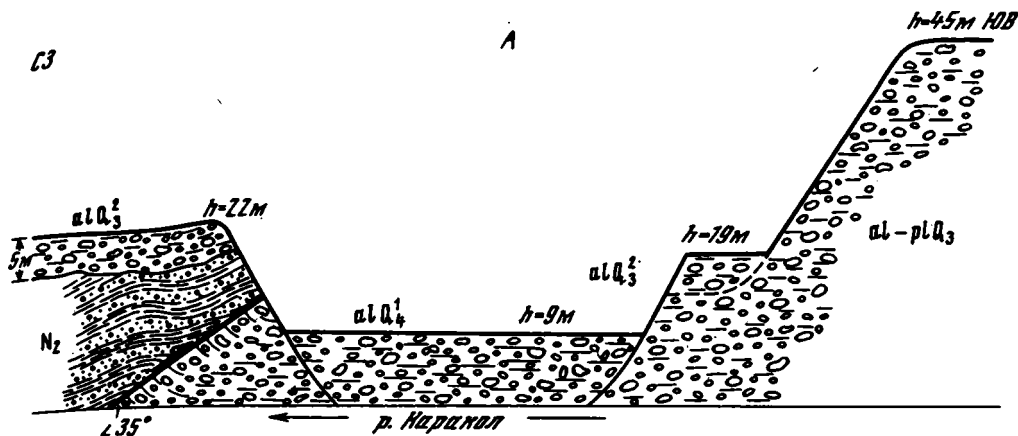


Рис. 37. Надвиг неогеновых отложений на четвертичные галечники на левобережье долины р. Нарын (близ устья р. Каракол)

А – разрез правобережного обрыва р. Каракол (рисунк К.В. Курдюкова);
Б – тот же надвиг на левобережье Каракола (фото автора)

ко воздымается, но они не прерываются. Восточным продолжением Кульчукской гряды является Кояндинское поднятие, в ядре которого выходит палеозойский фундамент, поднятый до высот, превышающих 4700 м. От Восточно-Акшийракского поднятия оно отделено узкой долинообразной депрессией, к которой приурочены верховья рек Карасай, Коянды, Ишигарт. Здесь кое где сохранились красноцветные отложения **орогенического** комплекса. С северной стороны депрессия ограничена продольным разрывом, плоскость сместителя которого падает на северо-запад под углом до 30–60°. Этот разрыв прослеживается в верховьях р. Кызылэште, где по нему на красноцветные олигоценые отложения надвинут палеозойский массив хр. Акшийрак (рис. 38). Участок р. Карасай, имеющий здесь почти меридиональное простирание, является сквозным, прорывая Кульчук–Кояндинскую цепь поднятий.

Непосредственным продолжением Карасайского прогиба восточнее Барскаунской секущей зоны нарушений является Акшийракская впадина-мегасинклиналь. Она также оказывается резко приподнятой над Карасайским прогибом. Из-под сравнительно маломощного покрова отложений орогенического комплекса здесь на высоте около 3000 м во многих местах обнажается палеозойский фундамент. Выработанная в нем и в последующем синклиналично изогнутая поверхность выравнивания перекрыта красноцветами олигоцена, которые в пределах Карасайского прогиба нигде не вскрыты, будучи глубоко опущенными.

Байбиче-Нарынтауская зона поднятий. С юга Нарынская зона впадин, описанных выше, ограничена серией кулисообразно сочлененных друг с другом частных поднятий. Она образует генетически и орографически единую зону, линейно вытянутую на расстояние около 340 км при ширине не более 15 км. Эти поднятия представляют особенный интерес в связи с тем, что в их пределах на больших просядах сохранилась предорогненная поверхность выравнивания и морфология новейших структурных элементов здесь видна непосредственно.

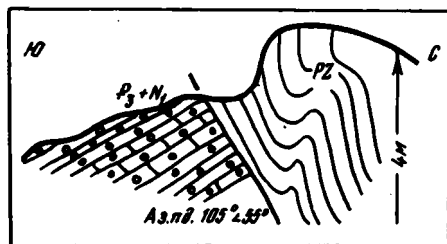


Рис. 38. Надвиг сложнодислоцированных пород палеозоя хр. Акшийрак (восточный) на красноцветные конгломераты олигоцена Верхне-Нарынской впадины (правобережье долины р. Карасай близ устья р. Ачикташ)

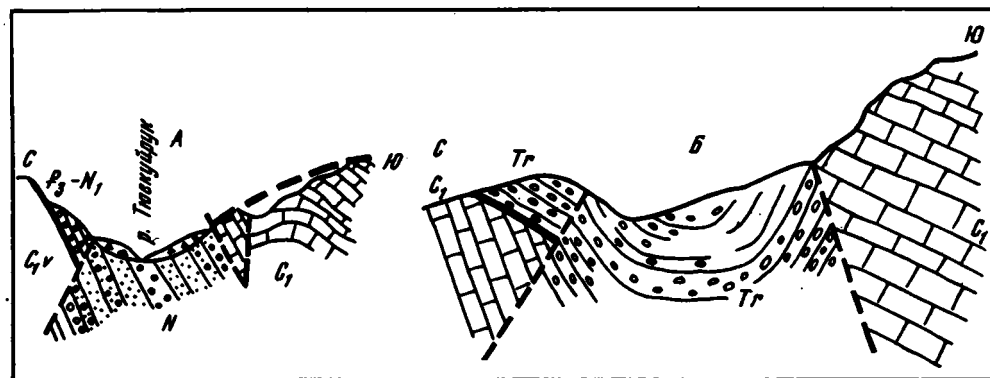


Рис. 39. Поперечные разрезы Тюекуйрукской депрессии в районе р. Тюекуйрук (А) и Турсу (Б)

Рисунок А.А. Луйка

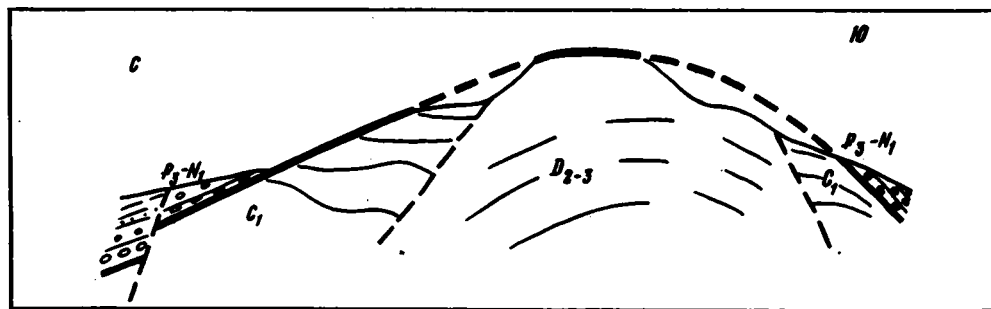


Рис. 40. Схема строения западной части Байбичетауской мегантиклинали (правый борт р. Турсу)

Рисунок А.А. Луйка

В крайней юго-западной части Нарынская впадина обрамлена узким поднятием Янгызкыр (44). Оно простирается вдоль Ферганского разлома и представляет ассимметричное горст-антиклинальное поднятие фундамента, юго-западный склон которого оборван Ферганским разломом. Кроме того, оно нарушено рядом мелких диагональных разрывов, оперяющих Ферганский. В южной части ось Янгызкырского поднятия отклоняется к востоку. Здесь на его погружении хорошо видна куполовидная деформация предорогненной поверхности выравнивания и согласно на ней залегающих пород коктурпакской и киргизской свит, наклон которых достигает $18-20^{\circ}$. В основании склона отмечается более крутое, а иногда и опрокинутое залегание красноцветных отложений (до $40-50^{\circ}$), связанное, вероятно, с гравитационными процессами и мелкими разрывами.

Восточным продолжением Янгызкырского поднятия является широкая антиклиналь в породах кайнозойского покрова. Ось ее проходит в широтном направлении в междуречье Кашкасу и Кызылджар. Определенные изменения в фациях и мощностях отложений киргизской и нарынской свит свидетельствуют о конседиментационном росте этой антиклинали уже в конце олигоцена и в миоцене.

В верховьях р. Кашкасу на поверхности снова появляется палеозойский фундамент, слагающий Акташскую мегантиклиналь (45). В западной ее части хорошо видно периклинальное погружение предорогненной поверхности выравнивания, ее антиклинальный изгиб вместе с породами красноцветного комплекса. Широкая поперечная седловина (отрицательная ундуляция шарнира складки), к которой приурочено сквозное ущелье р. Джамандаван, разделяет Акташское поднятие на два куполовидных частных поднятия, носящих название гор Акташ и Тюекуйрук.

С северной стороны Акташская мегантиклиналь ограничена взбросом, по которому палеозойский массив надвинут на неогеновые конгломераты, выполняющие узкий Тюекуйрукский грабен. Конгломераты, образующие в общем синклиналиную структуру, характеризуются довольно интенсивными дислокациями с наклоном пластов до $40-60^{\circ}$, а иногда и их запрокидыванием (рис. 39, А).

Структурным продолжением Тюекуйрукского грабена на западе является Каиндинская синклиналь, мульта которой выполнена плиоценовыми конгломератами, наклоненными на крыльях до $18-30^{\circ}$, реже до $50-60^{\circ}$. В восточной части Тюекуйрукский грабен заканчивается обособленной брахисинклиналиной впадиной, в пределах которой сохранился маломощный покров красноцветных отложений. Фундамент здесь находится на высоте около 3000 м, вскрываясь долинами р. Турасу и ее притоков (см. рис. 39, Б).

Поднятие Байбичетау (46) расположено кулисообразно по отношению к Акташскому, отделяясь от него Тюекуйрукским грабеном. В его пределах можно выделить три обособленных участка.

Западная часть, расположенная к северу от Тюекуйрукского грабена между реками Джамандаван и Терек, представляет ассимметричную горст-антиклиналь, осложненную рядом диагональных разрывов широтного и северо-восточного простирания (рис. 40). Прекрасно сохранившаяся предорогненная поверхность выравнивания и перекрывающие ее олигоценовые отложения наклонены на север под углами около $20-30^{\circ}$. В долине р. Джамандаван палеозойский фундамент погружается, и западное поднятие прослеживается по выходам пород средненарынской подсвиты, которая образует в общем антиклинальную структуру, нарушенную довольно протяженными продольными разрывами. В районе р. Джиргатад в основании антиклинали электрозондированием установлено вертикальное смещение фундамента на величину более 500 м. Приподнято северное крыло. Разрывные нарушения приводят к увеличению наклона пластов до $30-60^{\circ}$.

Центральная часть Байбичетауского поднятия, расположенная между сквозными ущельями рек Терек и Карабук, представляет классический пример складчатой деформации палеозойского массива. Прекрасно сохранившаяся, недавно "откопанная" поверхность предорогненного выравнивания и фрагменты нижних

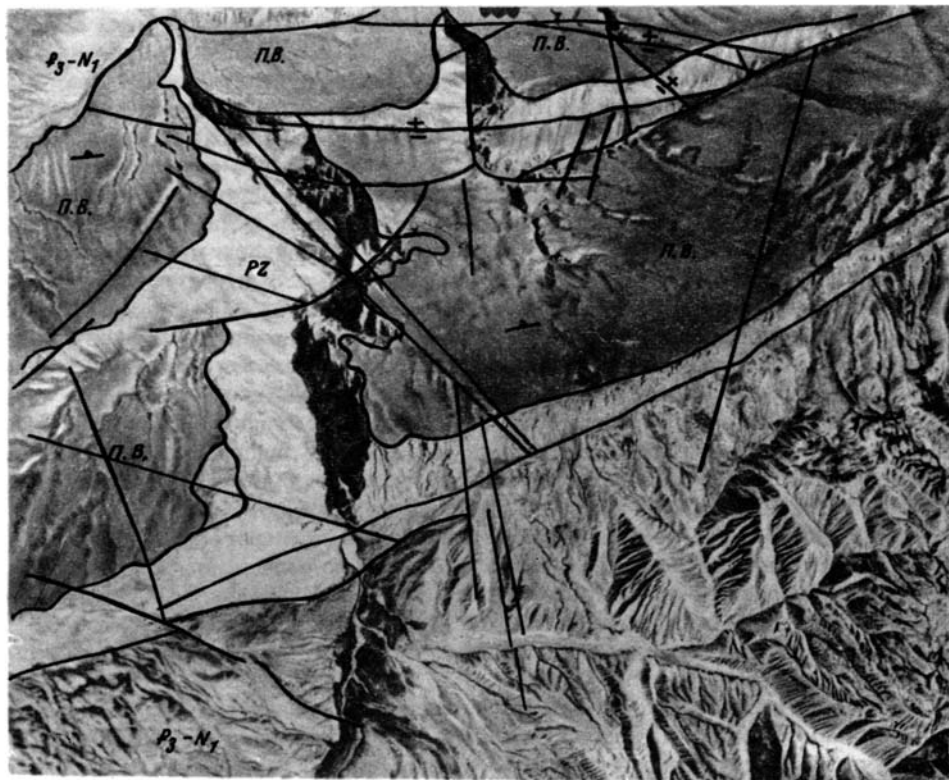


Рис. 41. Строение центрального участка Байбичетауского поднятия в районе ущелья р. Карабук

Северный склон поднятия представляет собою классический пример древней денудационной поверхности выравнивания (П.В.) разбитой малоамплитудными разрывами. Южный склон – молодой тектонический уступ



Рис. 43. Западная периклираль Нарынтауской мегантиклинали

Антиклинально изогнутая предорогренная поверхность выравнивания, выработанная на палеозойских отложениях, в нижней части склонов перекрыта мало-



Рис. 42. Антиклинальный изгиб предорогеной поверхности выравнивания (П.В.) в хр. Каратау



мощным чехлом красноцветных отложений (здесь палеозойский фундамент вскрыт лишь в глубоких эрозионных ложбинах)

горизонтов красноцветного комплекса, распространенные на склонах и даже на водоразделе поднятия, не требуют какой-либо реставрации новейшей структуры — она видна непосредственно. Это — крупная антиклиналь, мало нарушенная разрывами. Наклон северного крыла составляет $10-25^\circ$, южного — $15-32^\circ$. В районе перевала Байбичетау складка косо пересекается малоамплитудным разрывом, который разделяет две частных брахиантиклинали, срезая южное крыло восточной из них. В районе р. Карабук амплитуда этого разрыва увеличивается до 600 м. Здесь происходит незначительная отрицательная ундуляция мегаскладки, сопровождающаяся малоамплитудными диагональными разрывами (рис. 41).

Восточная часть Байбичетауского поднятия имеет структуру горст-антиклинального типа. Предороженная поверхность выравнивания, образующая северный склон и осевую часть поднятия, антиклинально изогнута и характеризуется наклоном в $25-35^\circ$. С юга поднятие ограничено взбросо-надвигом северо-восточного (65°) простираения. В районе сквозного ущелья р. Карабулун он приобретает широтное направление и далее на востоке сопрягается с более крутым разрывом, который простирается на северо-восток $30-35^\circ$. Последний ограничивает с востока выступ горы Аксарай и имеет взбросо-сдвиговую природу. В общем вертикальная амплитуда описанного шва с запада на восток увеличивается от 400–600 до 2000 (?) м.

Аналогичную структуру имеет расположенное северо-восточнее поднятие Каратау (47) (рис. 42). Оно простирается в почти широтном направлении и оборвано с юга дугообразным взбросом. В районе р. Карабулун разлом отклоняется к северо-западу (местами трансформируясь в пологий надвиг) и ограничивает с юга невысокую гряду, которая представляет непосредственное продолжение Каратау. В ее ядре вскрыт палеозой, поверхность которого вместе с покровом красноцветного комплекса падает на северо-запад под углами $20-30^\circ$. Амплитуда упомянутого разлома в этом районе достигает 800 м, а восточнее, в урочище Сарыджон, превышает, вероятно, 2000 м.

Байбичетауское и Каратауское поднятия образуют две гигантские кулисы, глубоко заходящие друг за друга. Они разделены узкой второстепенной депрессией, выполненной отложениями орогенического комплекса. Эта депрессия представляет фрагмент Нарынской впадины, отделенный от последней уже в четвертичное время (Q_1-2).

Таким же строением, как и Каратау, характеризуются расположенные северо-восточнее Карачайское (48) и Аламышкиское (49) поднятия. Последнее причленяется кулисообразно к очень протяженному и широкому поднятию Нарынтау (50, 51). Оно простирается в широтном направлении на расстоянии около 145 км при ширине не более 15 км. В западной части это поднятие представляет собой очевидный антиклинальный изгиб палеозойского массива, который на периклинали облекается согласно дислоцированными красноцветными отложениями (рис. 43). В восточном направлении складка постепенно сужается, с южной стороны срезаясь под острым углом Нарынтауским и Улан-Кокджарским разрывами. Первый из них является надвигом и представлен серией параллельных разрывов, падающих на север под углом $30-45^\circ$. Амплитуда суммарного перемещения по ним в западной части достигает 1500 м. Улан-Кокджарский разлом является частью древнего Атбаш-Иньльчекского глубинного разлома и представляет собой крутой взброс. Восточнее перевала Улан южное крыло, а затем и осевая часть Нарынтауской мегантиклинали оказываются срезанными.

В районе сквозного ущелья р. Улан (восточной) отрицательная ундуляция шарнира Нарынтауской мегантиклинали разделяет ее на две кулисы, западную (50) и восточную (51). Восточно-Нарынтауское поднятие, ограниченное с двух сторон крупными разломами, в районе долины Чакыркорм выклинивается. На этом участке кроме продольных разрывов отмечаются секущие нарушения (рис. 44).

Атбашинская впадина. Глубина залегания поверхности фундамента впадины и ее структура предполагаются нами на основании анализа мощностей и усло-

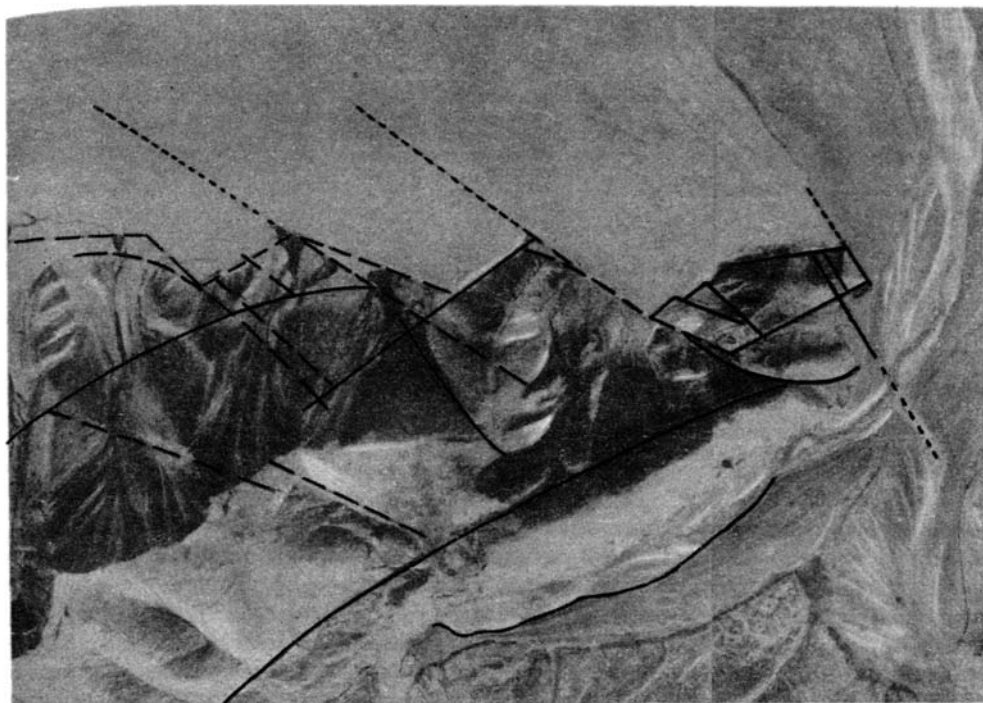


Рис. 44. Восточная периклиналь Нарынтауской мегантиклинали

Обращает на себя внимание широкое развитие разрывов сколового типа, последовательно срезающих мегантиклиналь

вий залегания пород орогенического комплекса. Ось максимального прогибания впадины смещена к югу. Общий ее перекося связан с ростом Байбиче–Нарынтауской зоны поднятий, особенно активным в конце плиоцена и в четвертичный период. Об этом свидетельствует миграция области аккумуляции с севера на юг, происходящая в течение всего указанного времени на фоне общего ее сокращения. Современная аккумуляция сосредоточена в узкой зоне, смещенной к подножью хр. Атбаши. В целом Атбашинская впадина представляется в виде асимметричного мегасинклинария. Основными его элементами являются Кутурганская синклиналь (58), Кутурганская антиклиналь (59), Атбаши–Каракоюнская синклиналь (61) и разделяющая ее в восточной части Акмузская антиклиналь (61).

Кутурганская синклиналь (58) простирается в северо–восточном направлении вдоль Байбиче–Каратауской цепи поднятий, на большей части отделяясь от них отмеченными ранее разрывами.

Палеозойский выступ горы Аксарай разделяет Кутурганскую синклиналь на две части. Западная часть, выраженная в рельефе холмисто–грядовым глубоко расчлененным нагорьем, носящим название гор Кутурган, представляется в виде брахисинклинали. От Кутурганской антиклинали она отделена взбросом, который в районе долины Ирису и западнее срезает южное крыло синклинали. Сопряжение западной части Кутурганской синклинали с Байбичетауским поднятием в районе р. Карабук и восточнее осложнено Аксарайским разрывом, а западнее, в верховьях рек Мынбулак и Акбеит, – плавное. Здесь, на северном ее крыле, породы покрова смяты в сравнительно мелкие складки с углами наклона крыльев от 4–10 до 25–40°.

Восточная часть Кутурганской синклинали от западной отделена палеозойским выступом горы Аксарай и несколько смещена относительно нее к северу по упомянутому выше взбросо–сдвигу. Синклинальная структура этой части выражена лишь западнее р. Атбаши. Восточнее же Каратауский, Карачайский и

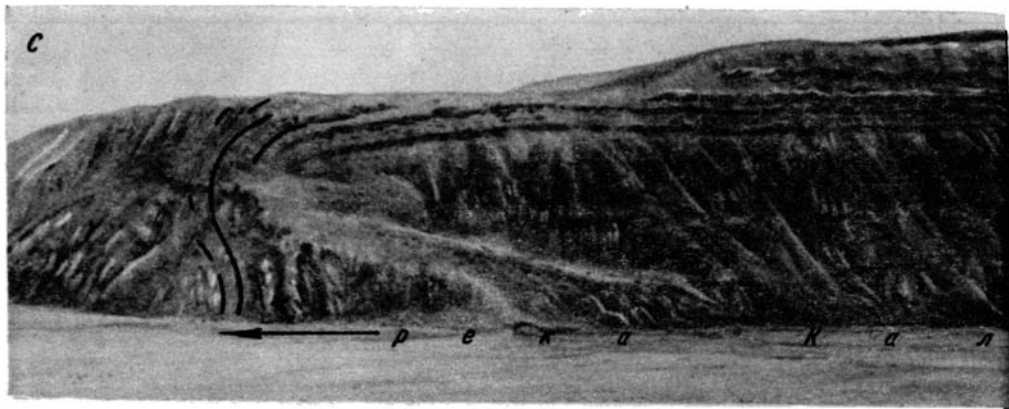


Рис. 45. Антиклиналь в отложениях киргизской свиты в долине р. Калкагар (Атбашинская впадина)

Аламышский разломы, сопряженные друг с другом, постепенно срезают северное крыло, а затем и осевую часть складки. Здесь прогиб представлен односторонней грабенобразной структурой с падением пород покрова на северо-запад под углами $10-30^\circ$.

Кутурганское поднятие (59) прослеживается в юго-западном направлении от хр. Нарын-тау до р. Калкагар, непосредственно продолжая Нарын-тауское поднятие. Надвиги, ограничивающие последнее с юга, также прослеживаются на запад, срезая южное крыло Кутурганского поднятия. В структуре кайнозойского покрова оно представляет узкую горст-антиклиналь, ограниченную разрывами с одной или с двух сторон. Ее ядро сложено породами киргизской свиты и нижней подсвиты нарынской свиты. Восточнее р. Атбаши в верховьях сая Джолкоо в приразрывной зоне вскрыты и породы фундамента.

К западу от р. Атбаши ядро антиклинали, сложенное отложениями нижне-нарынской подсвиты, выжато в виде двухстороннего горста. На его крыльях, непосредственно у разрывов, более молодые породы круто вздернуты (до 60°), но на некотором удалении от разрывов выполаживаются (на северном крыле до 15° , на южном до 20°), образуя ряд второстепенных складок.

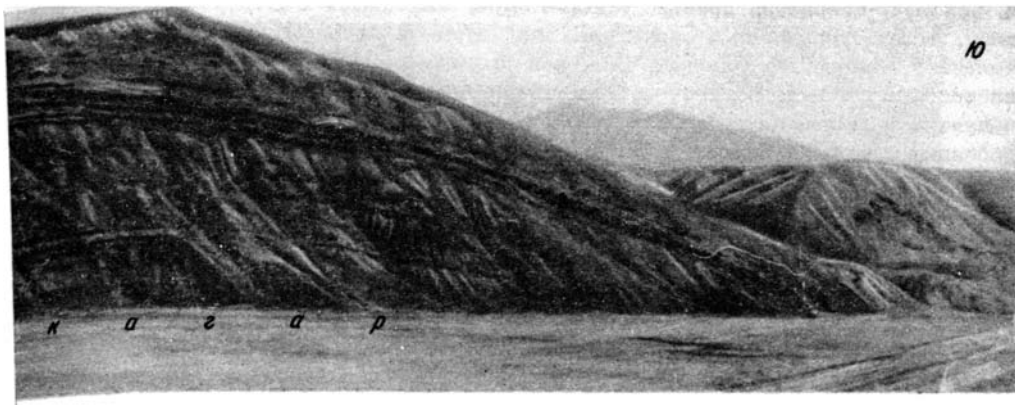
Южнее горы Аксарай Кутурганская антиклиналь срезается упомянутым выше диагональным взбросо-сдвигом северо-восточного простирания и смещена к югу на расстояние до 4 км. Южнее гор Кутурган этот разрыв отклоняется к западу и выполаживается до 45° . Здесь Кутурганское поднятие представляется в виде взбросовой ступени.

Далее на запад структурным продолжением Кутурганской антиклинали является асимметричная Калгарацкая антиклиналь, шарнир которой полого воздымается в юго-западном направлении. В 5 км восточнее р. Калкагар в ее ядре вскрыты отложения нижне-нарынской подсвиты, в разрезе по р. Калкагар ядро складки сложено красноцветами киргизской свиты (рис. 45).

Таким образом, Кутурганская антиклиналь в более или менее сохранившемся виде представляет линейный структурный элемент, продолжающий Нарынскую мегантиклиналь в пределах Атбашинской впадины и прослеживающейся на расстоянии около 90 км.

Расположенный южнее Атбаши-Каракоюнский прогиб (61) представляет обширную асимметричную мегасинклинали, южное крыло которой оборвано Северо-Атбашинским разломом, представляющим на этом участке глубинный Атбаши-Иньельчекский разлом. Здесь он скрыт под четвертичными отложениями и предполагается по общим геологическим предпосылкам, подтвержденным аэромагнитными наблюдениями.

В западной и восточной частях Атбаши-Каракоюнская мегасинклинали разделяется соответственно Джамантауским (60) и Акмузским (62) антиклинальными поднятиями на два частных синклинальных прогиба: северный и южный.



В центральной части Атбашинской впадины эти прогибы, по-видимому, сливаются в единый. Во всяком случае, в структуре кайнозойского покрова здесь не выявляется сколько-нибудь существенное поднятие, которое указывало бы на такое разделение. Поэтому говорить о Северо-Атбашинском и Южно-Атбашинском прогибах мы будем в некоторой мере условно, учитывая, что они не обособлены друг от друга полностью.

Синклиналильная структура Северо-Атбашинского прогиба достаточно отчетливо выражена в распространении подшит нарынской свиты и в их общей деформации. В западной части Атбашинской впадины синклиналильная структура Северо-Атбашинского прогиба хорошо выражена в горах Ойнакджар. Здесь неогеновые отложения образуют широкую синклиналь, открывающуюся на восток, к центру впадины. Наклон слоев обычно не превышает $10-20^\circ$.

Непосредственным структурным продолжением Северо-Атбашинской синклинали на западе является Турасуйская грабен-синклиналь (56). Она разделяет Акташское и Джамантауское поднятия в виде относительно узкой долинообразной впадины. В своей восточной части она ограничена продольными взбросами. Здесь красноцветные отложения вместе с фундаментом изогнуты в довольно крутую синклиналиную складку с наклоном крыльев до $30-50^\circ$.

На участке, разделяющем наиболее высокие части упомянутых выше поднятий, Турасуйская грабен-синклиналь пережата и выражена в виде отрицательной структуры шовного типа. Западнее она открывается в Кызкурганскую синклиналь. Южное крыло последней оборвано и частично перекрыто палеозойским массивом гор Джамантау. Палеозой надвинут на олигоцен-неогеновые, в том числе верхнеплиоценовые конгломераты по надвигу, плоскость которого падает в сторону гор Джамантау под углом около $25-40^\circ$. Надвиговый шов при общем широтном простирании имеет изломанную конфигурацию. Его диагональные отрезки иногда продолжают далеко в глубь палеозойского массива гор Джамантау в виде сколовых трещин преимущественно северо-западного простирания.

В восточной части Атбашинской впадины Северо-Атбашинский прогиб также имеет синклиналильную структуру, хорошо выраженную в распространении разновозрастных горизонтов орогенического комплекса. Северное ее крыло в значительной мере редуцировано в результате развития крупных продольных разрывов взбросо-надвигового типа. В Сонкельской зоне секущих нарушений происходит резкое сужение и общее возвышение Северо-Атбашинской синклинали. Восточнее р. Боронды она срезана и отчасти перекрыта надвигами палеозойского массива хр. Нарынтау и прослеживается лишь в виде шва, разделяющего Нарынтаускую и Акмузскую антиклинали.

Структурным продолжением Северо-Атбашинской синклинали на востоке являются долинообразные шовного же типа структуры - Уланский грабен (63), еще более узкий почти нацело редуцированный Кокджарский грабен

и, наконец, депрессия долины Чакыр-Корум, выходящая в Верхнеарарскую впадину. Все перечисленные структуры приурочены к древнему шву Атбаши-Иньальчакского глубинного разлома. Они, как правило, с двух сторон ограничены взбросо-надвигами. Встречное движение по ним привело к сближению смежных поднятий и иногда полному или почти полному перекрытию (тектоническому погребению) грабенов вместе с сохранившимся в них покровом третичных отложений.

Необходимо отметить, что Северо-Атбашинский прогиб в настоящее время не выражен соответствующей отрицательной формой рельефа. Более того, на его месте в западной части мы видим значительную возвышенность (хр. Ойнакджар). Распространение и строение неогеновых и четвертичных отложений свидетельствует о том, что нисходящие движения в этой части Атбашинской впадины и активное развитие Северо-Атбашинской синклинали, так же как и Курганских складок, прекратились во второй половине плиоцена. Это связано с активным ростом Байбиче-Каратауской группы внутридепрессийных поднятий, охватившим достаточно обширные участки смежных депрессий.

Джамантауское поднятие (60) представляет резко асимметричную мегантиклиналь, северное крыло которой в значительной степени редуцировано в результате развития крупных разрывов взбросо-надвигового типа. В западной части вертикальная амплитуда надвига, по-видимому, достигает 3000 м. Как уже отмечалось выше, мегантиклиналь осложнена, кроме того, малоамплитудными прямолинейными разрывами северо-западного и северо-восточного простираний. Они являются диагональными по отношению к широтному простиранию самой мегантиклинали.

Необходимо отметить, что Джамантауская мегантиклиналь сложена почти исключительно палеозойскими породами и как выраженное в рельефе поднятие развивается в течение всего этапа новейшего горообразования, наследуя позднегерцинский антиклинорий.

Акмузская мегантиклиналь (62) растет навстречу Джамантауской, но отличается от нее значительно более поздним обособлением в рельефе начиная с позднего плиоцена. Палеозойский фундамент в ее пределах остается еще достаточно глубоко погруженным, а на дневной поверхности складка сложена породами нарынской свиты. Ее шарнир погружается с востока на запад (наиболее резко в Сонкельской зоне секущих нарушений). Наклон слоев на крыльях мегаскладки составляет 20–30°.

Можно предполагать, что Акмузская антиклиналь является структурным продолжением более высокоподнятого и широкого поднятия хр. Улан (68). Оно имеет горст-антиклинальную структуру и ограничено с обеих сторон достаточно крупными разрывами. Южным из них в значительной мере срезано южное крыло антиклинали, в результате чего резко выступает ее асимметрия. Южно-Уланский разрыв представляет тектоническое нарушение взбросо-надвигового типа. При общей широтной ориентации для него характерна ломаная конфигурация. Отдельные его звенья находят свое продолжение в диагональных, преимущественно северо-западного простирания сколах, уходящих в пределы Уланского палеозойского массива. Они хорошо видны, например, в его восточной части.

В районе слияния рек Джалджир и Джагалмай Южно-Уланский надвиг уходит в толщу третичных отложений и, вероятно, угасает. Здесь третичные отложения с наклоном около 40° согласно залегают на древней поверхности выравнивания, образующей очевидный антиклинальный изгиб – периклиналь Уланской горст-мегантиклинали. Восточнее она кулисно замещается Северо-Боркюльским поднятием (69), которое также имеет горст-антиклинальное строение.

Южно-Атбашинский прогиб, в противоположность Северо-Атбашинскому, выражен в рельефе широкими долинами рек Караююн и Атбаши и до современной эпохи включительно остается участком весьма значительной аккумуляции. Об этом свидетельствуют, в частности, обширные аллювиально-пролювиальные равнины, определяющие облик этой части впадины. Мощный и повсеместно развитый почти недислодированный покров четвертичных галечни-



Рис. 46. Четвертичный разрыв, отделяющий приподнятую часть Атбашинской впадины, сложенную неогеновыми отложениями (горы Ойнакджар), от остаточной седиментационной депрессии долины р. Каракум, выполненной четвертичным пролювием

Линия разрыва маркирована темными пятнами, связанными с выходами подземных вод

ков при чрезвычайно скудных геофизических данных (аэромагнитная съемка) не позволяет дать сколько-нибудь подробную характеристику внутреннего строения Южно-Атбашинского прогиба.

Северная граница прогиба не является строго фиксированной и определенной. Лишь в западной части в качестве таковой можно принять разрыв, который отчетливо проявляется в виде резкой границы зон четвертичной денудации и аккумуляции (рис. 46). В районе руч. Кумбель он флексурозобразно (в плане) изгибается. На участке северо-восточного простирания в его северо-западном крыле породы среднеарьинской подсвиты смяты в серию мелких складок, не продолжающихся далеко от разрыва. Эти складки ориентированы субширотно, под острым углом к разрыву и представляются в виде "морщин", которые могли возникнуть при сдвиговых перемещениях по разрыву. Кстати, этот участок разрыва находится на одной прямой линии с описанным ранее сдвигом, ограничивающим на востоке Байбичетауское поднятие и южнее смежающим Кутурганские складки. Эта линия кое-где отмечена изгибами слоев, имеющими аномальное северо-восточное простирание. Такая ассоциация структурных элементов позволяет предполагать здесь наличие довольно протяженной зоны левосдвиговых напряжений северо-восточного простирания.

На западе Южно-Атбашинский прогиб замыкается невысоким диагональным поднятием гор Ортоктау, отделяющим его от Арпинской впадины. Анализ распространения четвертичных отложений и эрозионно-денудационных уровней в

этом районе показал, что окончательное разделение Арпинской и Атбашинской впадин произошло лишь в среднем плейстоцене (Макаров, Соловьева, 1966).

С юга Южно-Атбашинский прогиб ограничен крупным Северо-Атбашинским разломом. На большей своей части он скрыт под четвертичными отложениями долин Атбаш и Каракоюн. Лишь в западной части в долинах Ташрабат, Джинишке, Ширикты можно наблюдать надвигание палеозойского массива хр. Атбаша на конгломераты шарпылдакской свиты, сопровождающееся некоторым задиранием слоев в зоне разлома. Плоскость сместителя падает на юго-восток под углом $70-80^{\circ}$. Геоморфологический анализ шовной зоны позволяет предполагать, что и восточнее этот разлом представляет крутопадающий, почти прямолинейный шов, состоящий из серии кулисообразно подставляющих друг друга взбросов.

В районе устья р. Ичке-Каманды, правого притока р. Атбаша, Северо-Атбашинский разрыв резко преломляется и затем, в 500 м севернее, продолжается в прежнем направлении (на северо-восток $65-70^{\circ}$). Аналогичное смещение, достигающее 2500 м, устанавливается и несколько восточнее, в правобережье р. Ача-Каманды. Эти преломления Северо-Атбашинского разрыва, связанные, вероятно, с левосторонними взбросо-сдвигами, которые являются диагональными по отношению к рассматриваемому разрыву. Они простираются в северо-восточном направлении (на северо-восток 20° – в долине Ичке-Каманды и северо-восток 40° – в долине Ача-Каманды). Еще восточнее Северо-Атбашинский разрыв примыкает к Уюрминскому разлому, также имеющему северо-восточное (40°) простираение.

С отмеченными диагональными взбросо-сдвигами связано развитие небольшого диагонального поднятия – Босогинской перемычки, которая является структурной и орографической границей Южно-Атбашинского прогиба на востоке. Подходя к перемычке, р. Атбаш резко изменяет свое направление от широтного до юго-западного и затем в районе устья р. Уюрме снова преломляется, пересекая Босогинскую перемычку почти поперек. Ширина верхнеплейстоценовой и голоценовой долин здесь резко сокращается, и они превращаются в узкое ущелье, выработанное в палеозойском массиве.

Структурным продолжением Южно-Атбашинского прогиба является, очевидно, Балыктинская синклиналь (70). Она расположена на северном склоне хр. Джангджир и сложена исключительно породами фундамента, поднятыми на высоту 3000–4000 м. Ее кулисообразно подставляет широтная Джагдджир-Джагалмайская высокогорная долина (71), выполненная отложениями орогенического комплекса, в том числе довольно мощным покровом ледниковых отложений. Она представляет собой узкую одностороннюю грабен-синклиналь. Южное ее крыло характеризуется наклоном предорогненной поверхности выравнивания и перекрывающих ее третичных отложений под углами около 40° . На северном борту долины р. Джангджир они выстилаются до $35-20^{\circ}$ и утыкаются в известняковый массив Уланского хребта, отделяясь от него опущенным выше разрывом.

Аналогичный шов, чаще всего закрытый моренным покровом, развит на границе Джагдджир-Джагалмайской депрессии с поднятием Северного Борколдоя. В верховьях р. Джагалмай рассматриваемый грабен выклинивается и далее на восток прослеживается в виде тектонического шва, разделяющего Северо- и Южно-Борколдойские поднятия, которые здесь сливаются в единый обширный свод. К этому шву приурочены верховья долины р. Кайнар. С молодыми подвижками по нему связан обвал, перегородивший долину и создавший озеро. Восточнее разрыв переходит снова в зону высокогорных депрессий – Иштыкскую и Баралбасскую, в которых сохранились третичные отложения. С севера они ограничены цепочкой кулисно сопряженных друг с другом поднятий горст-антиклинального типа, которые являются структурным продолжением Северного Борколдоя. По данным Л.И. Турбина, еще в раннем плейстоцене эти поднятия были выражены в виде разобнесенных куполовидных возвышенностей, которые в среднем и начале позднего плейстоцена срослись между собой, окончательно отделив Иштыкскую и Баралбасскую депрессии от более обширной Акшийракской впадины.

Таким образом, по своему положению зона поднятий, включающая Уланское, Северо-Борколдойское, Иштыкское и Теэское частные поднятия, как и Байбиче-Нарынтауская, является внутридепрессивной. Этот вывод становится более очевидным, если обратиться к более ранним стадиям новейшего орогенеза.

Атбаши-Борколдойская зона поднятий простирается от Ферганского разлома до восточных границ Центрального Тянь-Шаня. Она включает поднятия хребтов Атбаши, Джангджир, Южный Борколдой, Акзоо, Каинды-Катта.

Атбашинское поднятие (67) простирается в северо-восточном (60–65°) направлении на расстояние около 130 км при ширине не более 25 км. Оно представляет собой асимметричную горст-мегантиклиналь, с севера и с юга ограниченную крупными продольными разломами краевого типа. Северный из них был описан выше.

Южно-Атбашинский разлом простирается также на северо-восток (60–65°) вдоль Атбашинского поднятия. В западной части он скрыт под чехлом четвертичных отложений, кое-где проявляясь в них в виде незначительных трещин. В восточной части разлом прекрасно выражен в рельефе в виде резкого уступа (рис. 47). В долине р. Уюрме он плавно отклоняется к северу и постепенно срезает южное крыло и периклиналь Атбашинской горст-мегантиклинали, уходя в долину р. Атбаши.

Кроме того, Атбашинское поднятие разбито сетью внутренних разрывов, как продольных, так и поперечных, вследствие чего внутренняя структура его является достаточно сложной. Один из наиболее крупных продольных разрывов проходит вдоль северного склона поднятий в приосевой его части, наследуя древний тектонический шов. Вместе с продольными разрывами южного склона поднятия он ограничивает его сводовую часть, в структурном отношении представляющую горст-мегантиклиналь.

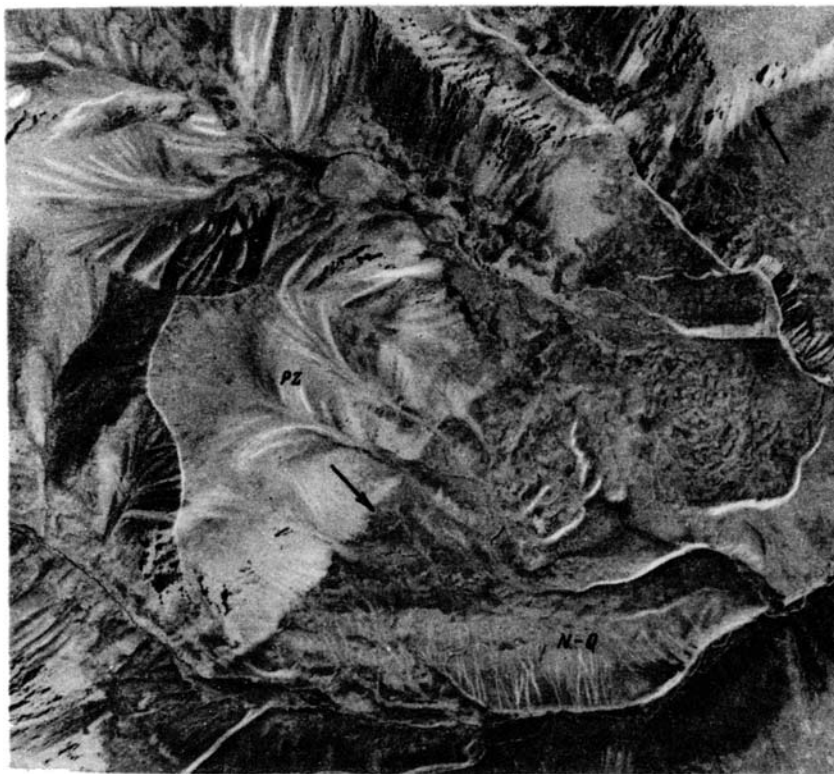


Рис. 47. Южно-Атбашинский краевой разлом взбросо-сдвигового типа (указан стрелками), отделяющий палеозойский массив Атбашинского хребта от неоген-четвертичных отложений Западно-Аксайской впадины

Очень характерны поперечные разрывы северо-западного простирания. О существовании некоторых из них высказывал предположение еще К.И. Аргентов. Проведенный нами геолого-геоморфологический анализ подтверждает эти предположения. В частности, поперечный сброс проходит вдоль долины р. Чет-Кельтубек. Восточное его крыло относительно приподнято. Анализируя структуру палеозойских пород на крыльях этого разрыва, К.И. Аргентов пришел к выводу о правосдвиговом смещении по нему. Существовали ли такие подвижки на новейшем этапе орогенеза, пока не ясно.

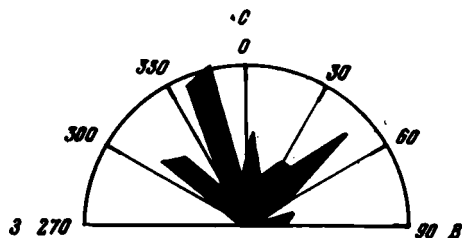


Рис. 48. Диаграмма простираний трещин в палеозойских породах на западном окончании хр. Атбаши

Аналогичные разрывы пересекают поднятие вкрест простирания по долинам Орто-Каинды – Туяк-Богошты, Баш-Каинды, Уюрме. Все они являются ступенчатыми поперечными сбросами. Аналогичные разрывы отмечаются на западном погружении Атбашинской мегантиклинали. Здесь на отдельных участках хорошо виден складчатый изгиб всего палеозойского массива в целом, выраженный деформацией поверхности выравнивания. Прямолинейность западной границы распространения палеозоя позволяет предполагать, что западная периклиналь Атбашинской мегаскладки осложнена поперечным разрывом (или разрывами) северо-западного простирания. Косвенно это подтверждается трещиноватостью палеозойских пород в зоне их погружения (рис. 48).

В левобережье р. Суек, западнее южного "залива" Арпинской впадины, снова появляются породы Атбашинского массива, которые образуют небольшое поднятие горст-антиклинального типа, являющееся структурным продолжением Атбашинской мегантиклинали. С западной стороны это поднятие косо срезается Ферганским разломом.

Джангджирское поднятие (72), являющееся структурным продолжением Атбашинского и кулисообразно с ним сопряженное простирается в широтном направлении на расстояние около 90 км при ширине не более 12 км. Оно представляет резко асимметричную мегантиклиналь, южное крыло которой почти на всем протяжении сорвано крупными продольными разрывами взбросо-надвигового типа. Амплитуда вертикального смещения по ним увеличивается с запада на восток, восточнее р. Акбеит превышая 1000 м.

Джангджирская мегантиклиналь, как и Атбашинская, осложнена поперечными малоамплитудными разрывами и трещинами, преимущественно северо-западного простирания. Крупный разрыв пересекает мегантиклиналь, проходя вдоль долины Чараташ через одноименный перевал в долину Акбайтал. К участку его пересечения с надвигами южного склона поднятия приурочен обвал, произошедший в конце позднего плейстоцена, по-видимому, в связи с сейсмическими явлениями, сопровождающими перемещение по разрывам (рис. 49).

Южно-Борколдойское поднятие (73) является непосредственным структурным продолжением Джангджирского. Разделяющая их поперечная депрессия, к которой приурочена долина р. Карачукур, в эпоху отложения красноватых киргизской свиты соединяла Восточно-Аксайскую впадину с Джалджир-Джагалмайской. Слияние описываемых поднятий произошло, очевидно, в позднем плиоцене.

Южное крыло Южно-Борколдойской мегантиклинали нарушено серией чешуйчатых надвигов и взбросов, которые являются непосредственным продолжением

Южно-Джангджирской системы разрывов. Палеозойский массив надвинут на олигоцен-неогеновые отложения Узенги-Бозджалпакской грабен-синклинали (рис. 50, 51). Наклон поверхностей сместителя изменяется по простиранию разрывов в широких пределах – от 20 до 75°. Фронт надвигов в плане образует изломанную линию, некоторые звенья которой связаны с правосдвиговыми смещениями по сколам северо-западного простирания. Вертикальная амплитуда разрывов превышает, вероятно, 1000 м, но довольно изменчива по простиранию. Наиболее активные движения по ним происходят начиная с позднего плиоцена.

Южнее Атбаши-Борколдойской зоны поднятий от Ферганского разлома на западе до ледниковых полей района Хан-Тенгри на востоке прослеживается Аксайская зона впадин. Она включает Тоюнскую, Балыктыджонскую, Чатыркельскую, Западно- и Восточно-Аксайские, Узенге-Бозджалпакскую и Куюкапскую частные впадины.

В направлении с запада на восток эта зона сужается, особенно резко в Сонкельской зоне секущих нарушений. В Оргочерской зоне поперечных поднятий, восточнее слияния рек Бедель и Карабель, рассматриваемая зона впадин почти нацело редуцируется и прослеживается лишь в виде шовной структуры, аналогично Тюлекско-Ашултюбинской зоне впадин в Молдотау-Терской системе поднятий. Этот шов выражен в виде взброса, северное крыло которого (хр. Акзоо) относительно приподнято. К шовной депрессии, имеющей структуру одностороннего грабена, приурочены участки рек Карабель (восточная и западная), Айрытор, Джангарт широтного и северо-восточного простирания. Восточнее шовная зона вловь переходит в синклинальную структуру. Какой-либо покров третичных, да и четвертичных отложений в ней отсутствует, днище поднято выше 3000 м и прорезано глубочайшими ущельями рек Сарыджаз и Куюкап, которые здесь являются продольными по отношению к прорезаемой ими структуре. Морфологически Куюкапская впадина-синклиналь выражена весьма плохо.



Рис. 49. Обвальная масса в долине р. Акбайтал на северном склоне Восточно-Аксайской впадины

Обвал приурочен к узлу сопряжения зоны краевых взбросо-надвигов Южно-Джангджирского разлома субширотного простирания с разрывами северо-западного простирания

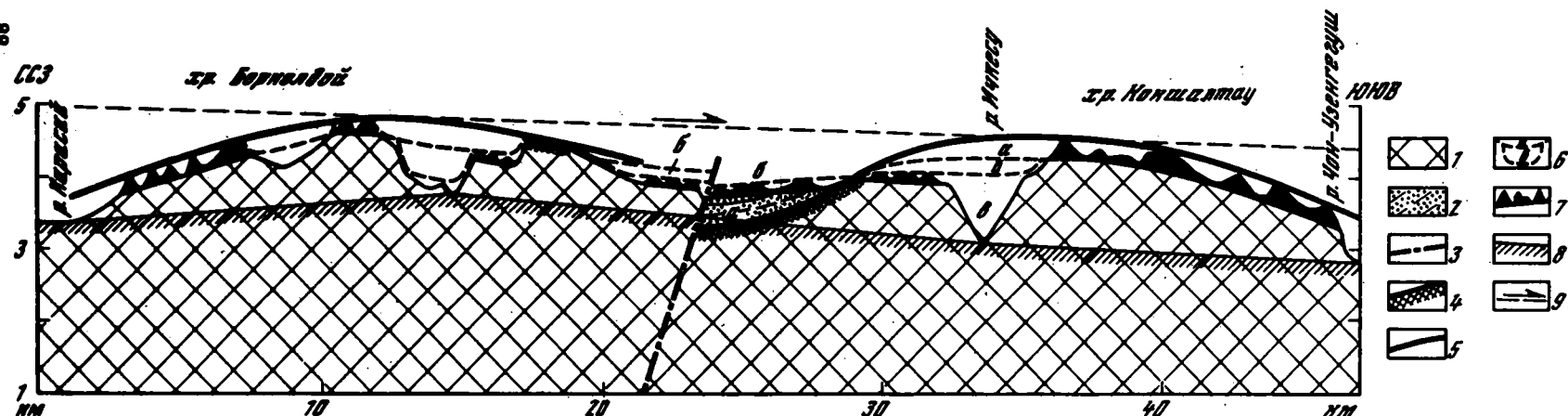


Рис. 50. Схематизированный разрез Узенги-Бозджалпакской впадины и смежных с ней поднятий хр. Борколдой и Кокшалау.

Хорошо заметно смещение плиоцен-четвертичной долины (в) относительно олигоцен-неогеновых долин-прогибов (а и б)

1 - палеозойский массив; 2 - красцветные отложения киргизской свиты; 3 - Южно-Борколдойский взброс; 4 - реликты предороженной поверхности выравнивания; 5 - реконструкция предороженной поверхности выравнивания; 6 - эрозионно-денудационные орогенные поверхности - древние долины, соответствующие времени накопления олигоцен-раннемиоценовых (а), миоцен-плиоценовых (б) и плиоцен-четвертичных (в) отложений; 7 - зоны расчленения древних поверхностей выравнивания и их первичных неровностей; 8 - сопоставительная линия главных базисов эрозии; 9 - региональный наклон поверхности, определяющий смещение продольных долин на юг

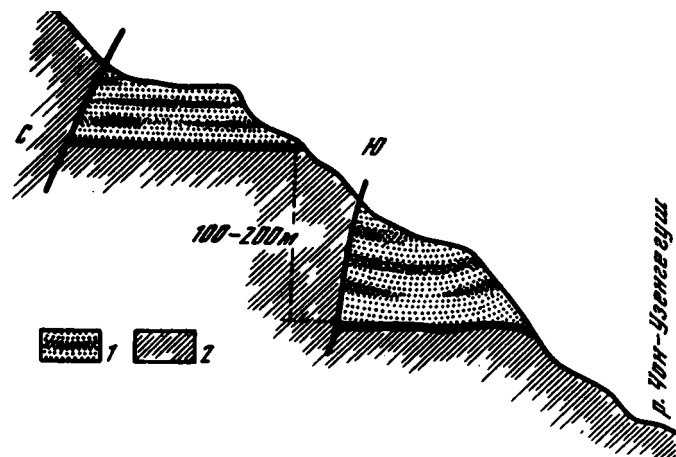


Рис. 51. Взбросы на левом склоне долины р. Чон-Узэнгегуш, по С.С. Шульцу (1948)

1 - третичные отложения; 2 - палеозойское основание

Чатыркельская впадина (74) со всех сторон ограничена разрывами и в плане имеет форму трапеции. В непосредственной близости от подножия хр. Атбаши палеозойский фундамент, согласно геофизическим данным, находится на глубине более 800 м. При бурении проводившемся в районе минеральных источников в непосредственной близости от выходов палеозоя хр. Торугарттау, буровой снаряд, достигнув глубины 200 м, не вышел из четвертичных отложений. Очевидно, что разлом, ограничивающий впадину с юга, либо вертикальный, либо падает в сторону палеозойского массива.

Чатыркельская впадина выполнена четвертичными образованиями. Мы не имеем никаких данных относительно более древних погребенных отложений, а также о глубине залегания и структуре поверхности фундамента. Можно лишь предполагать, что впадина является асимметричной грабен-синклиналью, ось которой смещена в сторону Атбашинского поднятия, как и современная ванна озера.

Трехкилометровым меридиональным валом, сложенным среднечетвертичной мореной, Чатыркельская котловина отделена от Арпинского бассейна. Непосредственно западнее этого вала, у основания склона хр. Торугарттау, проходит узкая полоса олигоценовых красноцветов, а также серых конгломератов, формирование которых завершилось в самом конце плицена или в начале четвертичного периода. В результате конседиментационной деформации и последующих в основном среднечетвертичных тектонических движений эти отложения были интенсивно дислоцированы. Они образуют диагональное поднятие северо-восточного простирания. Осевая часть его сложена палеозоем, ограниченным с двух сторон крутыми разрывами. В непосредственной близости от них третичные отложения задраны и падают в стороны от палеозойского ядра под углами $20-30^{\circ}$, иногда 70° .

Активный рост перемычки между Арпой и Чатыркелем в среднечетвертичное и последующее время фиксируется следами развития озерного бассейна. К ним, в частности, относятся абразионные уступы, выработанные на западном склоне впадины в среднечетвертичной морене. Последняя же погребена под озерными и аллювиальными-пролювиальными отложениями позднплейстоценового и голоценового возраста в пределах озерной котловины, что связано с активными дифференцированными движениями в течение позднего плейстоцена и голоцена.

Исследования В.Н.Огнева (1939) показали, что в среднем же плейстоцене произошло отделение Чатыркельской впадины от Западно-Аксайской. К этому времени относится также, орографическое обособление впадины Балыктыджон (88), которая представляет обширную брахиформную пологую мегасинклиналь, вытянутую в субширотном направлении. На ее южном крыле, плавно переходящем в склон Майдантагского поднятия, предорогненная поверхность выравнивания вместе с покровом отложений кочтурпакской и киргизской свит падает в северном направлении под углами $3-15^{\circ}$. Однако во внутренних частях впадины отмечается и более крутое залегание отложений орогенического комплекса (до $25-40^{\circ}$). Северное крыло характеризуется более пологим наклоном этих отложений и поверхности палеозоя, что хорошо видно в склонах долины р.Терек (рис. 52).

С севера впадина ограничена рядом узких поднятий горст-антиклинального типа, из которых наиболее крупным и четко обособленным в рельефе является поднятие Таш-Елю. Южные их склоны оборваны взбросами, по которым палеозой надвинут на отложения кочтурпакской, киргизской и шарпылдакской свит, вызывая в приконтактной зоне подворачивание слоев и крутое их падение на юг, достигающее $40-80^{\circ}$ (рис. 53). Участие в этих дислокациях пород шарпылдакской свиты свидетельствует о молодости движений, которые наиболее активно проявились во второй половине среднего плейстоцена. Несогласное залегание шарпылдакской свиты непосредственно на красноцветных отложениях или на палеозое говорит о проявлении тектонических движений в этих зонах и в неогене.

О продолжающихся движениях по некоторым из описываемых разрывов свидетельствуют дислокации молодых террас, резкие изменения строения русел,

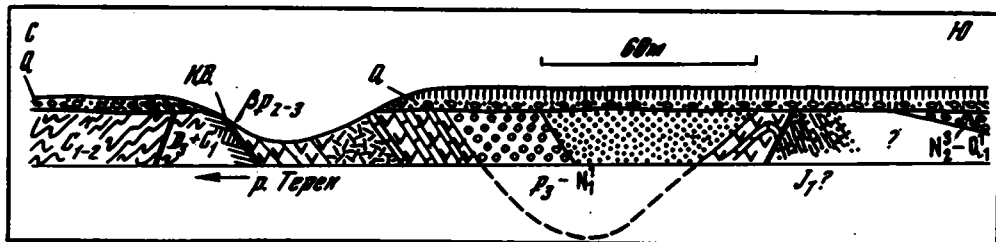


Рис. 52. Разрез правобережного склона долины р. Терек (впадина Балыктыджон)

К.В. кора выветривания на древней поверхности выравнивания

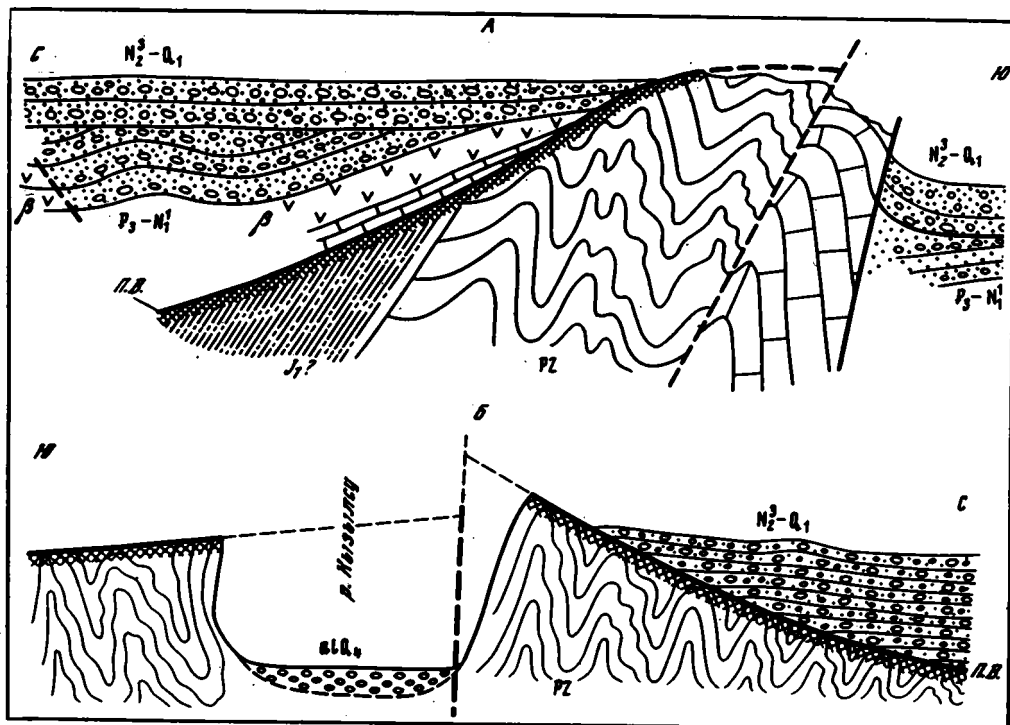


Рис. 53. Характер новейших тектонических деформаций на южном склоне Западно-Аксайской впадины

А – долина р. Ичке-Кызылсу; *Б* – долина р. Кызылсу. *П.В.* – древняя поверхность выравнивания

в частности, подпруживание водных потоков, заболачивание, изменение в строении современного аллювия и т.д. Эти явления наблюдаются, например, в долине р. Кызылсу в 5 км выше устья р. Курчак-Кызылсу.

Балыктыджонская впадина, как уже отмечалось ранее, является непосредственным структурным продолжением Тоюнской депрессии (87). Последняя заключена между поднятиями Торугарттау и Мейдантаг, а на западе ограничена диагональными поднятиями зоны Ферганского разлома. Ее структура представляется в виде синклиория, ориентированного в общем в северо-восточном направлении. Он состоит из нескольких брахисинклиналей, разделенных сравнительно узкими антиклинальными поднятиями, в ядре которых выходят палеозойские или мел-палеогеновые породы.

В северной части Тоюнской депрессии вдоль подножья хр. Торугарттау простирается узкий прогиб, выполненный мезо-кайнозойскими отложениями. В те-

чение четвертичного периода зона этого прогиба оказалась вовлеченной в поднятие хр. Торугарттау и в рельефе не выражена какой-либо депрессией.

Палеозойский массив надвинут на мезо-кайнозойские отложения Тоюна, полого наклоненные в сторону хребта. Вертикальная амплитуда взброса достигает, вероятно, 2000 м, постепенно убывая в восточном направлении. Простираение его довольно резко изменяется от широтного (в западной части) до северо-восточного (50°). В районе перевала Торугарт и восточнее между палеозойским массивом и третичными красноцветами прослеживается узкая полоса юрских угленосных отложений, с двух сторон ограниченная крутыми разрывами северо-восточного простираения (рис. 54). Третичные отложения в зоне разломов резко вздернуты и имеют довольно крутое ($40-50^\circ$) падение в сторону депрессии, а иногда и опрокинуты.

Торугартское поднятие (83), разделяющее Тоюнскую и Чатыркельскую впадины, прослеживается на расстоянии около 80 км. Его простираение изменяется от юго-восточного у Ферганского разлома до широтного в центральной части и северо-восточного ($45-50^\circ$) на востоке. В этом направлении ширина поднятия уменьшается от 12 до 2 км, а высота с 5000 до 3600 м.

В западной и центральной части Торугартское поднятие сложено исключительно палеозойскими породами. В восточной части последние выходят только в осевой зоне поднятия, а на склонах перекрыты нижнеюрскими и верхнетретичными отложениями (рис. 55). Несколько восточнее перевала Уселек доорогенные формации ядра антиклинали погружаются под чехол пород орогенического комплекса, наклоненных под углами $20-40^\circ$. Более крутое залегание, до $60-70^\circ$, отмечается вблизи разрывных нарушений. В общем Торугартское поднятие представляет асимметричную горст-мегантиклиналь. Лучшее выраженная антиклинальная структура восточной части Торугартского поднятия осложнена рядом крутопадающих продольных разрывов. Последние пересечены рядом незначительных разрывов преимущественно северо-западного простираения. Движений по ним сопровождались, по-видимому, незначительными сдвиговыми смещениями. Крупный Северо-Торугартский разлом также имеет сложную коленчатую конфигурацию, будучи составленным из отрезков широтного, северо-западного и северо-восточного простираений. При этом субширотные отрезки Северо-Торугартского разлома по сколам северо-западного простираения смещены вправо, по сколам северо-восточного направления — влево. Учитывая крутое падение сместителей продольных разрывов в сторону поднятия, выраженное, в частно-

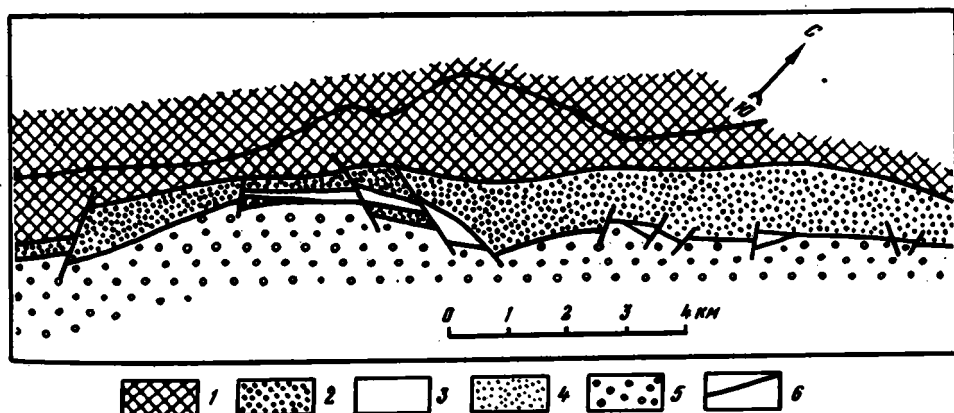


Рис. 54. Схема геологического строения южного склона восточной части хр. Торугарт, по В.С. Малайкину и П.К. Чихачеву

Отложения: 1. — силурийские (кремнистые сланцы и мраморы); 2 — юрские (угленосные аргиллиты, алевролиты, песчаники); 3 — меловые (?) (серые песчаные известняки); 4 — палеогеновые (?) (белые аркозовые песчаники); 5 — олигоцен-неогеновые (красноцветные песчаники, конгломераты, брекчии); 6 — разрывы

сти, в их прямолинейности, мы предполагаем, что перемещение по диагональным разрывам имело значительную горизонтальную составляющую. Таким образом, Северо-Тургартский разлом в целом имеет взбросо-сдвиговую природу.

Западно-Аксайская впадина, судя по распространению и залеганию третичных отложений, представляет собой крупный асимметричный прогиб, ось которого смещена к северной окраинной ее части. Южное крыло его плавно сопряжено с обрамляющими поднятиями и характеризуется наклонями от 4 до 10°. Северное крыло, за исключением восточной части, по-видимому, полностью срезано Южно-Атбашинским разломом.

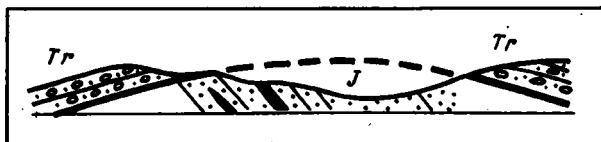


Рис. 55. Схема соотношения юрских угленосных и третичных отложений на восточном окончании хр. Тургарт (урочище Бозало-таш), по В.Н. Огневу, 1940

Рассмотрение структуры Западно-Аксайской впадины удобнее начать с восточной части. Спускаясь по долине р.Кынды от одноименного перевала, можно наблюдать постепенное погружение поверхности выравнивания, выработанной на палеозое, под отложения красноцветного комплекса. В районе устья руч.Кызылбулак последние образуют асимметричную антиклиналь, осложненную продольными разрывами. В северном ее крыле, в междуречье Кынды — Тюзашу, конгломераты киргизской свиты падают на север под углом 68°, а перекрывающие их серовато-палевые конгломераты, вскрытые на левом берегу р.Тюзашу, — под углами 50–55°.

Южнее, на правом борту долины Кынды против устья руч.Кызылсу, отложения шарпылдакской свиты падают на юг под углами около 10°. Несколько южнее видно, что они подстилаются розовато-палевыми песчано-глинистыми отложениями неогена. Последние в 5 км выше устья Кынды падают уже на север под углами 6–7°. На левобережье р.Аксай несколько западнее р.Кынды снова обнажены породы киргизской свиты, залегающие на предороженной поверхности выравнивания, падающей на север-северо-запад под углами 6–10°.

Таким образом, в сечении по р.Кынды Западно-Аксайская впадина представляет крупную синклираль, осложненную сравнительно небольшой антиклиналью. Последняя прослеживается и западнее. Полоса красноцветных отложений из района Кызылбулака непосредственно продолжается в урочище Узунбулак. Они вскрыты в широкой депрессии и выходят в обрывах террас левого берега р.Учимчек-Кашкасу. Здесь, в северной части этой полосы, красноцветные отложения, по-видимому, по разрыву, контактируют с шарпылдакской свитой, падающей на север под углом 65°.

Южнее урочища Узунбулак нарынская свита образует синклинальную складку восток-северо-восточного направления. Ее ширина, судя по выходам средней подсвиты, около 3 км. В южном крыле складки породы падают к северу под углами около 45°, а затем резко задергиваются и поставлены почти на голову, отделяясь разрывом от конгломератов шарпылдакской свиты. Последние падают очень полого (5–10°) в обратном направлении, на юг, образуя широкую пологую синклираль. На левобережье р. Аксай, в низовьях рек Кашкасу и Тюзашу, шарпылдакская свита снова падает на север под углами 4–5°.

Цепочка выходов отложений нижней подсвиты нарынской свиты и, вероятно, верхних горизонтов киргизской свиты, а также значительных внутридепрессийных возвышенностей, сложенных конгломератами шарпылдакской свиты (горы Учболтек, Кыркунгей и т.п.), которая прослеживается в левобережной части Западно-Аксайской впадины от указанных обнажений до погружения Тургарттау, маркирует весьма протяженную Центрально-Аксайскую анти-

клинальную зону (76). В ее пределах олигоцен-неогеновые отложения, в том числе шарпылдакская свита, испытали довольно значительные дислокации. Наклон слоев в восточной части зоны достигает $45-80^{\circ}$. Такое крутое залегание отчасти связано с разрывными нарушениями. Последние в большинстве своем являются продольными, простираясь на северо-восток ($65-70^{\circ}$). Они хорошо выражены в рельефе в виде прямолинейных уступов и были достаточно активными в течение четвертичного периода, что фиксируется значительными дислокациями шарпылдакской свиты, а также изменениями в строении террас и даже пойма.

В западной части Центрально-Аксайской антиклинали дислокации неогеновых отложений менее значительны. В них развиты второстепенные складки с наклоном крыльев до $20-30^{\circ}$. Центрально-Аксайская антиклиналь, причленяясь к Торугартской горст-меантиклинали, разделяет Западно-Аксайскую впадину на два синклиналиных прогиба.

Северо-Аксайский прогиб (75) геоморфологически не выражен. На протяжении четвертичного периода он уже не являлся областью аккумуляции, оказавшись вовлеченным в восходящие движения Атбашинского поднятия и представляя его предгорья.

Отрицательная структура прогиба отражена в деформациях палеоген-неогеновых отложений. Рассмотрим его поперечное сечение по долине р. Карагир-Муставас. В 8 км выше устья вскрыта нижняя подсвита нарынской свиты, слагающая здесь ядро Центрально-Аксайской антиклинали. Перекрывающие ее толщи средней и верхней подсвит, вскрытые севернее, падают на север-северо-запад под углами $23-32^{\circ}$. В 14-15 км выше устья реки верхненарынская подсвита перекрыта конгломератами шарпылдакской свиты, падающими также на север, но более полого ($5-7^{\circ}$). Вверх по долине они постепенно выполаживаются, а затем приобретают обратный наклон (около 5°). У самого контакта с палеозоем, который является тектоническим, конгломераты резко задираются и падают на юго-восток (130°) под углом 50° .

Несколько западнее строение Северо-Аксайского прогиба в общем аналогично вышеописанному сечению, отличаясь наличием второстепенных продольных складок в третичных отложениях с углами падения на крыльях от 12 до 25° . Северо-Аксайский прогиб, по-видимому, непосредственно продолжается в Чатыркельскую депрессию.

Южно-Аксайский прогиб (77), в отличие от Северо-Аксайского, выражен в рельефе достаточно хорошо. На большей своей части он выполнен четвертичными отложениями и детали его внутреннего строения мало известны. В общем виде он представляется в виде довольно простой широкой синклинали. Южное ее крыло плавно сопряжено с обрамляющими поднятиями. Обнаженная здесь предорогненная поверхность выравнивания вместе с покровом красноцветных отложений падает к северо-западу под углами $4-10^{\circ}$, редко больше.

На западе Южно-Аксайский прогиб ограничивается четвертичными поднятиями Центрально-Аксайской антиклинали и Таш-Елю, которые здесь смыкаются под острым углом.

На востоке Южно-Аксайский прогиб замыкается палеозойским выступом гор Коджеге. Их западный склон представляет предорогненную поверхность выравнивания, местами перекрытую красноцветами киргизской свиты. Эта поверхность широко распространена по всему юго-восточному обрамлению прогиба, образуя очевидный плавный синклиналиный изгиб, доступный непосредственному наблюдению.

Восточно-Аксайская впадина (78) является восточным продолжением Западно-Аксайской. Она отличается сравнительно малой шириной, не превышающей 15 км, и высоким положением фундамента. Выходы последнего отмечаются и в центральных частях впадины на высотах более 3400 м. На западе Восточно-Аксайская впадина замкнута поперечным выступом гор Коджеге. Он ограничен прямолинейным разрывом северо-западного простираения, который, несколько преломившись в долине р. Мюдюрюм, уходит далеко на юго-восток

в пределы Западно-Кокшальского поднятия. В осевой части последнего разрыв отклоняется на восток. В целом Кугартский разрыв имеет взбросо-сдвиговую природу. Его юго-западное крыло относительно приподнято, амплитуда вертикального смещения увеличивается с севера на юг от 200 до 500 м.

Восточно-Аксайская впадина выполнена главным образом моренными образованиями, а также маломощными отложениями красноцветного комплекса. В структурном отношении она представляет мегасинклиналь, сопряжение которой с Джангжирским поднятием осложнено взбросами и надвигами. В районе долины Кенсу отмечается положительная ундуляция шарнира Восточно-Аксайской мегасинклинали, разделяющая ее на две ячеек.

В восточной части впадины ее синклинальная структура хорошо выражена в деформации покрова красноцветных отложений. Прекрасно сохранившаяся на водоразделах северного склона хр. Кокшал предороженная поверхность выравнивания в основании склона вместе с перекрывающими ее карбонатными красноцветами коктурпакской свиты наклонена под углами около $10-15^{\circ}$. В верховьях рек Карагерме и Кызылунет отмечаются небольшая антиклиналь и сопряженная с нею синклиналь с углами падения на крыльях около $25-30^{\circ}$. В их строении участвуют не только покровы красноцветных отложений, но и палеозойский цоколь. Эти складки являются хорошим примером довольно редких в Тянь-Шане складок основания малого размера. Аналогичные складки были описаны С.С. Шульцем (1948) в Кокджарсуйской депрессии в Северном Тянь-Шане.

В 3-4 км севернее упомянутой антиклинали третичная толща наклонена на юг под углами $15-30^{\circ}$, фиксируя северное крыло Восточно-Аксайской мегасинклинали. В левобережье р. Корумдусу, почти в центре высокогорной депрессии, находится выступ палеозойского основания, сложенный песчаниками силура. Южнее этого выступа у его основания из-под моренного покрова просматриваются красноцветные суглинки и конгломераты киргизской свиты. Аналогичные породы обнаруживаются в высыпках на правобережье р. Корумдусу к северу и северо-западу от выступа палеозоя. Несколько севернее и восточнее они погружаются под покров палеовых отложений неогена, падающих на север под углом $20-40^{\circ}$. Таким образом, упомянутый палеозойский выступ представляется в виде ядра небольшой брахиантиклинальной складки основания, южное крыло которой, возможно, осложнено разрывом.

На восточном замыкании Восточно-Аксайский прогиб с севера ограничен горст-антиклинальным поднятием, которое далее на восток прослеживается в виде взбросовой ступени на орографически едином склоне Кокшальского хребта. Линия взброса проходит от устья р. Айтала в долину Чон-Тюекуйрук и далее на левобережье р. Чон-Узенгеуш в основании гряды Карлакыра.

Вероятно, что выступ палеозоя на левобережье Корумдусу и описанная выше горст-антиклиналь являются частями единого широтного линейного поднятия, условно названного нами Корумдусуйским (79). В виде диагональной перемычки оно отделяет от Восточно-Аксайского Узенге-Бозджалпакский прогиб (80). Последний, как отмечали в свое время С.В. Эпштейн и С.С. Шульд, не сопровождается какой-либо продольной долиной и морфологически является частью южного склона хр. Борколдой. Небольшие продольные (по отношению к структуре) участки речных долин, таких, как Котур, Чон-Узенгеуш, Шалдарак, Тасма-Чон-Капчигаи, Ичкесу, за исключением долины Боз-Джалпака, смещены к северным склонам второстепенных гряд Кокшалтау (см. рис. 50). Прекращение аккумуляции в Узенге-Бозджалпакской тектонической депрессии, ее причленение к склону Южно-Борколдойского поднятия и общее воздымание, более интенсивное, чем воздымание гряд хр. Кокшалтау, произошло уже в конце позднего плиоцена и главным образом в четвертичном периоде.

На всем протяжении Узенге-Бозджалпакского прогиба выполняющие его палеоген-неогеновые отложения падают на северо-запад под углами $7-20^{\circ}$ в соответствии с наклоном предороженной поверхности. Лишь у самого контакта с массивом Борколдойского поднятия, представляющего довольно пологий надвиг или взброс, породы нередко падают в обратном направлении под углами, достигающими $60-80^{\circ}$, а местами даже опрокинуты.

Западнее руч. Эмген единая линия взброса расщепляется на серию чешуйчатых надвигов и взбросов. Наиболее крупным из них является самый северный, амплитуда вертикального перемещения по которому достигает 800–1000 м. Ступенчатое строение этой части депрессии хорошо видно, например, в районе устья р. Котур, описанном С.С. Шульцем (1948; см. рис. 51).

КОКШАЛЬСКАЯ СИСТЕМА ПОДНЯТИЙ

Описанная выше система впадин с юга окаймлена одной из высочайших в пределах Тянь-Шаня систем поднятий, географически объединенных в единый хр. Кокшалтау. По отношению ко всему горному сооружению Тянь-Шаня она является окраинной и граничит с Таримским платформенным массивом, от которого отделена Кучарской системой предгорных впадин.

Кокшальская система состоит из пяти частных поднятий. Они образуют ряд правосторонних кулис, последовательно возвышающихся друг над другом с запада на восток. Максимальные амплитуды воздымания превышают 4500 м в Мейдантагском (северном) поднятии, 4700 м в Сарыбелесском поднятии, достигают 5000 м в Коккиинском, 6000 м в Западно-Кокшальском и 7500 м в Восточно-Кокшальском поднятиях¹.

При общем северо-восточном (60–65°) простирании Кокшальской системы составляющие ее поднятия западнее Барскаунской зоны секущих нарушений имеют субширотное простирание, восточнее этой зоны – северо-восточное простирание. Для всех этих поднятий характерна резко выраженная асимметрия – северные их склоны пологи и плавно сопряжены с описанными выше впадинами, южные более крутые и ступенчато сопрягаются со значительно ниже расположенными предгорными впадинами.

По морфологическим и структурным особенностям в Кокшальской системе можно выделить две части, разделенные тектонической депрессией р. Кокшал и представляющие как бы две гигантские кулисы – Мейдантагскую и Кокшальскую.

Мейдантагская группа состоит из серии горст-антиклинальных почти параллельных друг другу поднятий, последовательно снижающихся к Таримской котловине. Они разделены продольными разрывами типа взбросов. Относительно приподнятыми обычно являются их северные крылья. Каждая ступень чаще всего представляет асимметричное поднятие, пологое и длинное крыло которого обращено к горному сооружению, короткое и крутое крыло по разрыву обрывается в сторону Тарима.

Из поднятий Мейдантагской группы в пределы Советского Союза заходят лишь наиболее высокие ступени. Самая северная из них – Коккиинская (85) – характеризуется наибольшей амплитудой воздымания, превышающей 5000 м. Расположенное южнее Сарыбелесское поднятие (86) несколько ниже. Оба они построены однотипно. Простирание их почти широтное. Северные склоны представляют хорошо сохранившуюся поверхность выравнивания, покрытую ледниками "плоских вершин" и фирновыми полями. Они изрезаны узкими и глубокими каньонообразными ущельями. Поверхность выравнивания образует в обоих случаях очень пологий антиклинальный изгиб, осложненный немногочисленными разрывами (рис. 56).

С южной стороны Коккиинское поднятие оборвано серией ступенчатых взбросов, наиболее крупный из которых проходит в основании скалистого 600-метрового обрыва гор Коккия, представляющего тектонический уступ. Столь же отчетливо он прослеживается далеко на восток, проходя в левобережной части долины Урусу и далее выходя в долину р. Кокшал. Суммарная амплитуда вертикального смещения по Южно-Коккиинским разрывам составляет 400–1000 м, убывая с востока на запад.

¹ В данной работе рассматривается лишь западная часть Кокшальской системы поднятий, исключая Восточно-Кокшальское поднятие.

На северном склоне Сарыбелесского поднятия отмечается ряд разрывов. С ними связан, очевидно, молодой обвал, перегородивший сквозное ущелье р. Кольсу и вызвавший образование озерного водоема. На аэрофотоснимках хорошо видна система диагональных взаимно пересекающихся трещин, по-видимому, сколового происхождения (рис. 57). У нас нет конкретных данных о времени возникновения этой системы трещин. Их отчетливая выраженность в рельефе, в частности — влияние на конфигурацию берегов озерного бассейна, позволяют предполагать, что они были по крайней мере возрождены в течение новейшего этапа горообразования.

С южной стороны Сарыбелесское поднятие также оборвано крупными продольными взбросами, принадлежащими системе древнего Тюекуйрюкского разлома. Они отчетливо выражены в рельефе и прослеживаются далеко на восток, выходя в долину р. Кокшал. Плоскости разрывов падают на север под углами $50-80^\circ$.

Очень интересным является Мюдюрюмский разрыв северо-восточного простирания, рассекающий западные части поднятий Сарыбелес и Коккия. Он отчетливо выражен в рельефе в виде прямолинейной линии уступов и прослеживается на расстоянии более 100 км. Мюдюрюмский разрыв возник в заключительные фазы герцинской складчатости и представлял правый сдвиг с амплитудой горизонтального смещения до 4–5 км. В течение новейшего горообразования этот разлом был также достаточно активным. Вертикальные перемещения по нему в разных его участках проявились по-разному. В одном случае поднятым является северо-западное крыло (район поднятия Сарыбелес), в другом это же крыло является относительно опущенным (поднятие Коккия). При этом амплитуда вертикального смещения изменчива. В районе Кокшальдарьинской синклинали (82), у слияния рек Аксай и Мюдюрюм, и далее на северо-востоке, в долине Мюдюрюма, вертикальные смещения по этому разрыву очень малы. Однако и здесь он прекрасно выражен в рельефе (рис. 58). Происходили ли сдвиговые перемещения по Мюдюрюмскому разлому в новейший тектонический этап, сейчас не ясно. Видимое правостороннее смещение Когартского, а также Южно-Коккийских и Тюекуйрюкского взбросов, возможно, связано с вертикальными движениями по швам, ранее уже сдвинутым. На правобережье р. Аксай (Кокшал) отмечается правостороннее смещение Мюдюрюмского разрыва примерно на 2–2,5 км двумя короткими широтными разрывами. Последние вызывают, кроме того, ступенчатое смещение древней поверхности выравнивания.

Следующей к югу и более низкой ступенью Мейдантагской группы поднятий является поднятие, обрамляющее с юга Тоюн-Балыктыджонскую впадину, которое мы, вслед за В.М. Силиным (1957), называем Мейдантагским (89). Его осевой частью является северный водораздел рек Ходжент (восточной и западной), далее на запад она проходит вдоль государственной границы СССР. Северный склон этого поднятия, сопряженный с депрессией Балыктыджон, характеризуется очень пологим ($4-5^\circ$), почти моноклинальным, наклоном предороженной поверхности. Последняя нарушена серией продольных малоамплитудных взбросов северо-восточного простирания, наследующих, как правило, позднегерцинские нарушения. Кроме них развита система поперечных трещин, по некоторым из которых отмечаются незначительные вертикальные подвижки. Сочетание продольных и поперечных разрывов необычайно ярко подчеркивается речной сетью, которая имеет предельно четкий ортогональный (по отношению к структуре) рисунок (рис. 59).

В западной части Мейдантагское поднятие имеет антиклинальное строение. В восточной части более крутое и короткое южное крыло срезано взбросом, к которому приурочены долины рек Ходжент (западной и восточной). Южнее расположена более узкая ступень, которая в юго-западном направлении продолжается в горах Аtdжайляу и Коктуньтау. С южной стороны эта ступень также ограничена зоной крупных продольных разрывов взбросо-надвигового типа, проходящих вдоль долин рек Мейдан, Карабель, Караджилга, Анктык и хр. Каратэке. Они отделяют Коктуньтаускую ступень от наиболее протяженной,

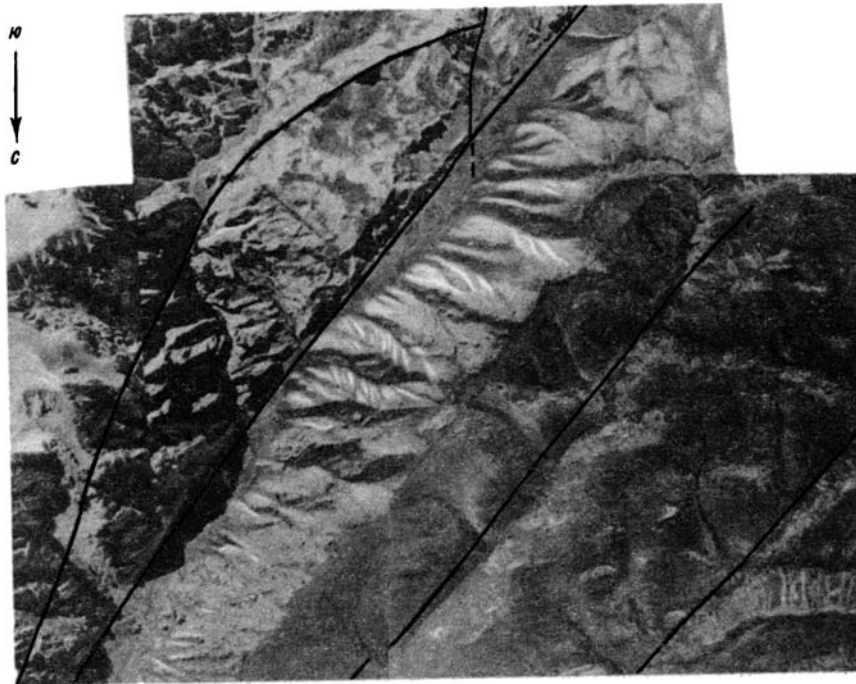


Рис. 56. Разрывы северо-восточного простирания, рассекающие предорогую денудационную поверхность выравнивания на северном склоне Сарыбелесского поднятия



Рис. 57. Системы диагональных разрывов и трещин, проявленных эрозионными ложбинами на северном склоне Сарыбелесского поднятия

Долина р. Кольсу, частично занятая подпрудным озером, также приурочена к зонам дробления и трещиноватости меридионального и диагональных к нему направлений



Рис. 58. Мюджорюмский разрыв выше устья р. Балыкты

расширяющейся с востока на запад зоны поднятий, которым в рельефе отвечает хр. Каратэке, находящийся целиком в пределах Синьцзяна.

Новейшая тектоника Мейдантагской группы структурных элементов рассмотрена В.М. Синицыным (1957) в его сводке по северо-западной части Таримского бассейна. Наиболее низкой ступенью является Чультагская депрессия. Она, по данным В.М. Синицына, до плейстоцена представляла плоский предгорный прогиб северной окраины Таримского массива перед Мейдантагским поднятием. Ширина его достигала 50–60 км. Особенностью этого прогиба была его небольшая подвижность. Мощность палеоген-неогенового покрова, включая толщу серых конгломератов (N_2-Q_1), здесь составляет всего 560–1100 м. Интенсивные движения, начавшиеся в начале плейстоцена, привели к общему воздыманию зоны предгорного прогиба и его сложному дроблению в связи с ростом так называемых Кельпинских кражей. Последние являются узкими линейными асимметричными поднятиями (типа вышеописанных) и расчленяют Чультагский прогиб на ряд изолированных депрессий (Чуль-Тала, Джангал и др.). Для этого района характерно активное проявление не только продольных разрывов, но и поперечных, северо-западного простирания, которые прерывисто прослеживаются далеко на юг, уже в пределы Таримского массива. Интересно отметить их приуроченность к Сонкельской и Барскаунской зонам секущих нарушений. С большинством секущих разрывов связаны не только вертикальные, но и горизонтальные (сдвиговые) смещения (В.М. Синицын, 1957; Фараджев, 1958).

Группа поднятий, составляющих грандиозный хребет Кокшалтау, отличается более простым строением. Она включает несколько частных поднятий, кулисно сопряженных и тесно сомкнутых друг с другом.

Западно-Кокшальское поднятие (81) представляет крупную мегантиклиналь. Она простирается в широтном направлении на расстояние около

150 км при ширине не более 30 км. Северное ее крыло, обращенное к вы-сокоподнятой Восточно-Аксайской впадине, короткое и сравнительно пологое. Поверхность предороженного выравнивания, останцы которой хорошо сохрани-лись в виде плоских водоразделов верховий рек Аксай (восточной) и Чон-Узунгегуш, в основании склона наклонены под углами 10–15°, постепенно вы-полаживаясь вверх по склону.

Южное крыло Западно-Кокшальской мегантиклинали, более крутое и длин-ное, обращено к Кокшальдарьинскому прогибу, дно которого снижается с за-пада на восток от 3400 до 2400 м, т.е. находится на 500–1000 м ниже Восточно-Аксайской депрессии. Судя по геоморфологическим данным, нижняя часть этого крыла осложнена серией почти параллельных друг другу ступен-чатых надвигов, плоскости которых падают в сторону поднятия.

Шарнир Западно-Кокшальской мегантиклинали образует очень пологую вы-пуклую дугу. Максимальное его воздымание отмечается в районе пика Дан-кова (около 6000 м). На западе мегантиклиналь замыкается в междуречье Мюдюрюм – Кокшал. Периклиналь складки прекрасно выражена деформацией хорошо сохранившейся поверхности выравнивания. Широкая седловина, разде-ляющая Западно-Кокшальское и Коккиинское поднятия, представляет изуми-тельный пример пликативной деформации палеозойского массива. Описывая этот участок, В.Н. Огнев (1940) отмечал, что древняя поверхность выравнивания здесь расчленена глубочайшими каньонами и ущельями. Но, как отметил В.Н.Ог-нев, эта поверхность сохранилась еще на таких больших площадях водораздель-ных гряд, что не требует какой-либо реставрации или сравнения гипсометрии отдельных участков и видна непосредственно. Она согнута в широкую синкли-наль, погруженную в западном и в восточном направлениях. Вдоль оси этой синклинали врезался глубоким ущельем Аксай (р.Кокшал), а крылья синкли-нали формируют склоны хребтов Коккия и Кокшалтау. Описанная седловина яв-



Рис. 59. Ортогональная система эрозионных ложбин и речных долин, предопре-деленная системой разрывов и трещин северо-западного и северо-восточного простиранья

Верховья р. Ичке-Кызылсу на южном склоне впадины Балыктыджон

ляется структурным связующим элементом между Западно-Аксайским и Кокшальдарьинским прогибами.

В восточной части Западно-Кокшальская мегантиклиналь замыкается в районе нижнего течения р. Чон-Уээнгегуш, которая, как и р. Мюдюрюм на западном погружении складки, соответствующим образом ее огибает. В этом районе Западно-Кокшальская мегантиклиналь кулисообразно сопряжена с Восточно-Кокшальской. Последняя на западном окончании разветвляется на две ветви, разделенные узкой депрессией, к которой приурочен продольный участок долины Чон-Уээнгегуш и ее левый приток. Восточнее главного водораздела хребта эта депрессия прослеживается в виде шовной зоны, которая выражена в виде седловин на гребнях поперечных водоразделов южного склона.

Северная ветвь Восточно-Кокшальского поднятия в западной части носит название гор Карлакыр. Северный склон их под углами $10-15^{\circ}$ погружается под отложения орогенического комплекса, выполняющие Уээнги-Бозджалпакскую высокогорную депрессию. Южный склон оборван разрывом.

* * *

Таким образом, новейшая структура Центрального Тянь-Шаня представляется в виде последовательно чередующихся (в поперечном сечении) зон поднятий и впадин, сравнительно узких и вытянутых на несколько сотен километров. Каждая из них состоит из кулисообразно сочлененных друг с другом мегаскладок (соответственно мегантиклиналей и мегасинклиналей), в той или иной мере осложненных разрывными нарушениями разного порядка.

Кульсы той или иной зоны не заканчиваются "слепо" в ее пределах, но обычно продолжают более или менее отчетливо в пределы смежных зон на иных гипсометрических уровнях. Таким образом, наряду с четкой геоморфологической обособленностью зон поднятий и впадин отмечается характерное для новейшей структуры Тянь-Шаня явление их взаимного "прорастания". Последнее является следствием одновременного развития и наложения друг на друга (интерференции) разных структурных направлений. С этим же явлением связано закономерное развитие региональных зон нарушений, секущих по отношению к основной субширотной зональности Тянь-Шаня.

Итак, одними из основных качеств новейшей структуры Центрального Тянь-Шаня являются линейная зональность и взаимное наложение (интерференция) структур разных простираций.

АНАЛИЗ МОРФОЛОГИИ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Региональный обзор неотектонических структурных элементов показывает их большое качественное и количественное разнообразие. Основными видами деформаций, возникших в процессе новейшего горообразования, являются изгибы большого радиуса кривизны (мегаскладки), осложненные разрывами различной амплитуды, протяженности и времени заложения.

Проводимый ниже анализ морфологии структурных элементов основан на изучении главным образом "открытых" структур, в пределах которых новейшие деформации палеозойского основания, т.е. суммарные деформации за новейший этап, можно наблюдать непосредственно. Характеристика деформаций палеозойского основания в условиях его погребенного положения на данной стадии изученности является менее достоверной и не приводится одинаково полно.

МЕГАСКЛАДКИ

Одним из главных видов деформаций, возникших на Тянь-Шане в процессе горообразования, являются изгибы палеозойского основания и перекрывающих его отложений орогенического комплекса, характеризующиеся значительными размерами, прежде всего, большими радиусами кривизны. Подобные изгибы в литературе известны под разными названиями — "warping" ("up-warping", "down-warping") Э.Хэнтингтона (Huntington, 1905), "складки фундамента" (plis de fond) или "глубинные складки" Э.Аргана (1935), "большие складки" В.Пенка (1961), "яксартские складки" Г.Штилле (Stille, 1930), "складки облекания" Н.П. Хераскова (1932), "складки основания" С.С. Шульца (1948), "мегаскладки" Б.А. Петрушевского (1955), "складки коры" Г.Д. Ажгирея (1956), "глыбовые складки" В.В. Белоусова (1958) и др.

Английские термины, употреблявшиеся Э.Хэнтингтоном для обозначения изгибов древнего пенеплена Тянь-Шаня, достаточно удобны для характеристики этих своеобразных структурных элементов. Однако их русские переводы (изгиб вверх и изгиб вниз) не являются столь лаконичными и поэтому не нашли применения, также как и "большие прогибы и выгибы" В.В. Белоусова (1954). Термин "складка основания", признанный в среднеазиатской геологической литературе, нельзя признать удовлетворительным из-за его неоднозначности, поскольку его с одинаковым успехом можно отнести к складкам, которые являются внутренним содержанием "основания", в данном случае палеозойского и допалеозойского. Разделение "складок основания" и "складок покрова", принятое С.С. Шульцем (1948), также в значительной мере условно. Если деформация покрова является конформной с соответствующей деформацией основания, то в этом случае о деформации покрова говорится, как о складке основания. К складкам же покрова относятся те, которые не являются непосредственным, прямым отражением складок основания, а развиваются на крыльях складок основания в результате, например, гравитационных перемещений пород орогенического комплекса. По-видимому, более правильно к складкам по-

кровя относить все разнообразие развитых в нем складок, разделяя их по генезису в соответствии, например, с классификацией В.Е. Хаина (1964а).

В данной работе, как это уже видно из предшествующей главы, для обозначения новейших складок основания употребляются термины "мегаскладка, мегантиклиналь, мегасинклиналь". Эти термины, впервые введенные Н.А. Андрусовым (Штрейс, 1947) для обозначения структур Большого Балхана, в последнее время получили признание среди геологов, изучающих тектонику среднеазиатских гор (Б.А. Петрушевский, Н.М. Силин, В.Н. Крестников, Н.П. Костенко, О.К. Чедия, В.И. Кнауф и многие другие).

Мегаскладки Центрального Тянь-Шаня в большинстве своем нарушены разрывными нарушениями различной протяженности, амплитуды и времени заложения (во многих случаях очень молодыми, плиоцен-четвертичными). По степени сохранности складчатой формы мегаскладки Центрального Тянь-Шаня весьма разнообразны. В поле геолог видит чаще всего фрагменты мегаскладок, осложненные мелкими внутренними разрывами и ограниченные с одной, реже с двух сторон более крупными разломами краевого типа. Эти фрагменты мы условно называем складками неполной сохранности (Костенко и др., 1972). Они представляют собой одно крыло и свод (или часть последнего), только сводовую часть или фрагмент крыла и могут быть отнесены к категории горст, мегантиклиналей и грабен-мегасинклиналей. Говорить о чисто глыбовых дислокациях (горстах и грабенах) в данном случае можно лишь условно, так как все эти формы являются элементами мегаскладок.

Повсеместно, где удается наблюдать предороженную поверхность выравнивания, она оказывается значительно изогнутой, с углами наклона, достигающими $20-35^{\circ}$, а иногда и больше.

Нередко удается установить, что срыв той или иной части мегантиклинали (чаще всего более крутого крыла) произошел на поздних стадиях ее развития, и в пределах смежного прогиба можно обнаружить "недостающую" часть складки, относительно опущенную на более низкий гипсометрический уровень (например, южное крыло Байбичетауской мегантиклинали).

Кроме того, складчатая природа так называемых горст и грабенов Тянь-Шаня доказывается их непосредственным переходом по простиранию в мегаскладки полного профиля. На это обращали внимание В.А. Николаев (1928), а затем С.С. Шульц (1948). Из рассмотренных нами мегантиклиналей хорошими примерами таких переходов являются Байбичетау, Джангджир, Западный Терской и особенно Нарынтау. В большинстве случаев степень сохранности складчатой формы увеличивается в западном направлении, в результате чего западные окончания многих поднятий представляют прекрасно выраженные в рельефе периклинали (см. рис. 43). Для восточных окончаний подобная сохранность складчатой деформации не характерна, хотя в ряде случаев имеет место (Акчаташ, Джетимбель).

Кроме отмеченных примеров полноразвитыми мегантиклиналями являются поднятия Сонкельтау, Караджорго, Нуратау и ряд других. Среди мегасинклиналей к подобным же структурам относятся Кокшадарьинский и Восточно-Аксайский прогибы, впадины оз. Сонкель, Арабельсу, Бальктыджон, Акшийрак и некоторые другие. Можно предполагать, что широкие синклинальные деформации фундамента находятся в основе большинства частных прогибов Нарынской впадины. К такому относятся и складки Тоюнской депрессии, в строении которых принимают участие и мезозойские отложения.

Более широкое развитие пликативных дислокаций фундамента в пределах впадин, очевидно, может объясняться спецификой физико-механических условий их образования, а именно глубоким положением фундамента, перекрытого мощной толщей мезо-кайнозойских отложений.

В общем можно констатировать, что в Центральном Тянь-Шане более всего распространены в той или иной степени редуцированные мегаскладки, чаще всего ограниченные с одной стороны разрывами. Наиболее показательными примерами таких структур являются внутри- и окраиннодепрессийные поднятия (Западно-Акшийракское, Каратауское, Аламышикское, Дюдюмельское в На-

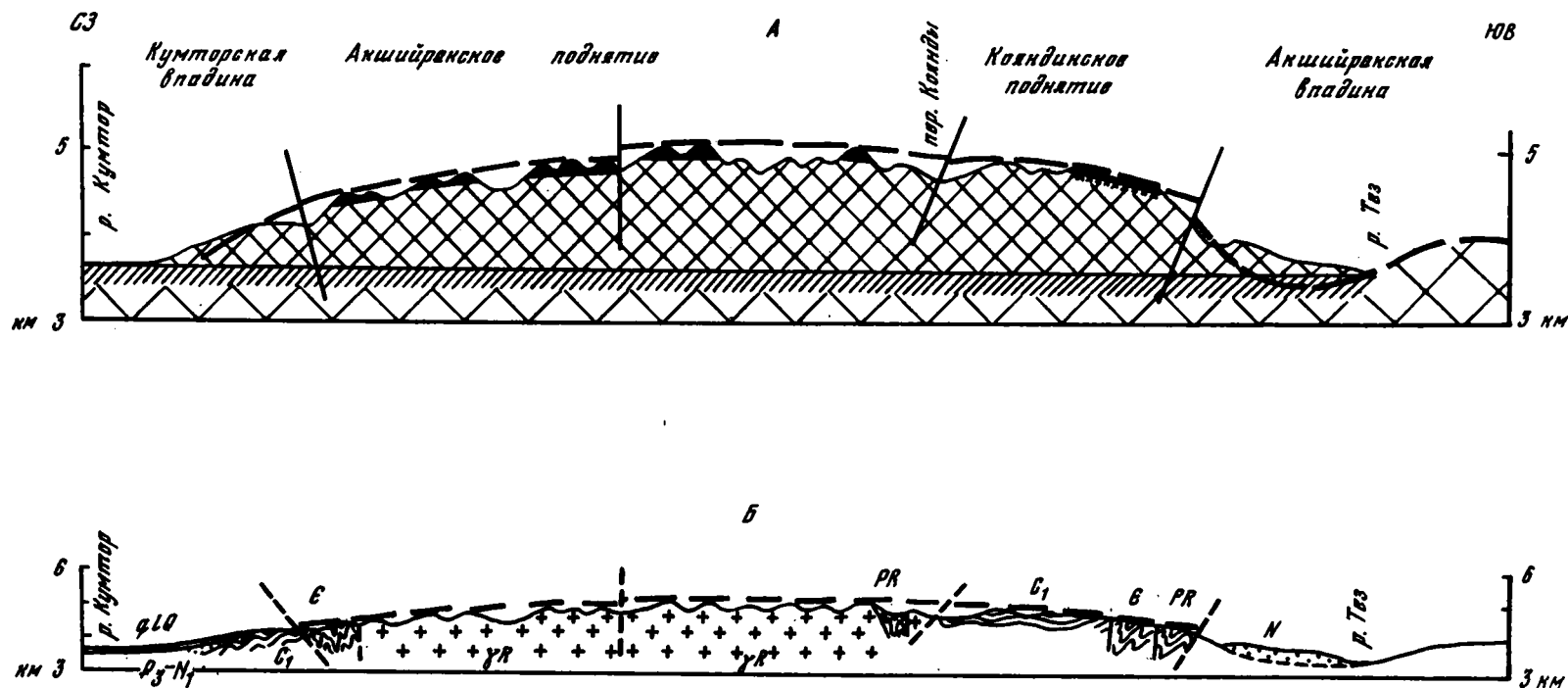


Рис. 60. Геоморфологический (А) и геологический (Б) поперечные разрезы хребта Акшийрак (восточного)
 Условные обозначения см. на рис. 16

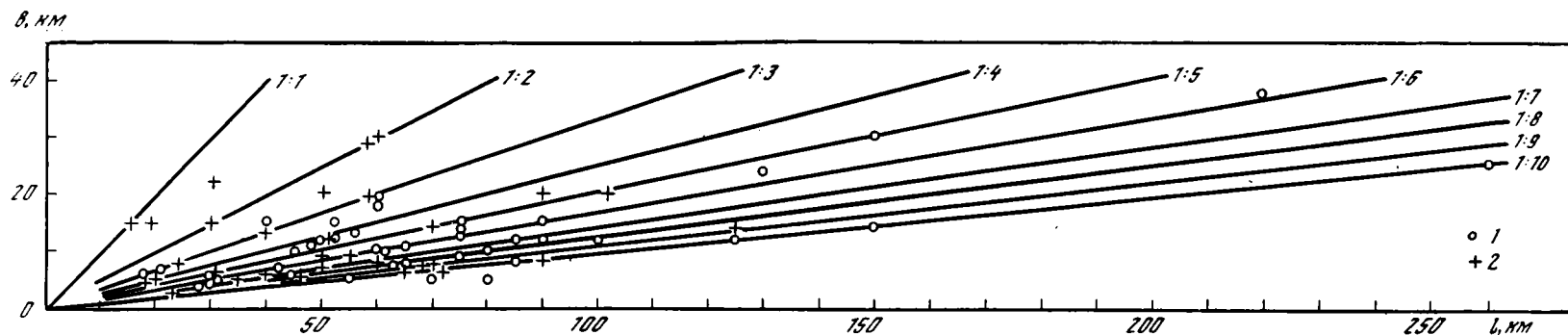


Рис. 61. Диаграмма соотношений длины (l) и ширины (b) мегаскладок Центрального Тянь-Шаня

Параметры: 1 – мегантиклиналей, 2 – мегасинклиналей

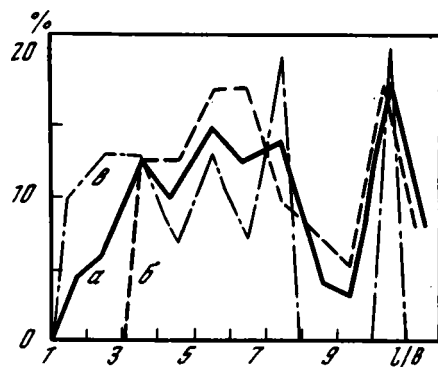


Рис. 62. Характеристика линейности мегаскладок Центрального Тянь-Шаня

a – суммарно для положительных и отрицательных форм, b – для положительных форм, v – для отрицательных форм

рынской впадине, Тегерекское, Кызылтоуское и ряд подобных гряд на южном склоне Иссыккульской впадины). В первом приближении они представляются в виде односторонних горстов. Однако изогипсы прекрасно сохранившейся здесь предороженной поверхности выравнивания обнаруживают ее очевидную антиклинальную деформацию, которая подчеркивается соответствующим залеганием красноцветных отложений. Местами эти деформации видны непосредственно, особенно на периклинальных окончаниях. К такого же рода поднятия относятся, например, Коккиинское и Сарыбелесское в Кокшальской системе.

Из отрицательных структурных элементов аналогичное (грабен-синклинальное) строение присуще чаще всего прогибам, развивающимся в пределах систем поднятий (Коктурпакский, Арчалу-Джиналачский, Узенге-Бозджалпакский, Джалджир-Джагалмайский и др.). Такого же типа прогибы развиты в окраинных зонах межгорных впадин – восточные части Дюдюмельского, Бешкольского, Кутурганского прогибов и др. В Иссыккульской впадине таковыми являются окраиннодепресссионные прогибы в ее юго-западной части.

Реже встречаются мегаскладки, у которых редуцированными или даже полностью срезанными являются оба крыла и сохраняется только сводовая часть (поднятия Карагоман, отчасти Джетимтау, Уланское, Сарыджаз, Иныльчек, Каянды, восточные части Торугарттау).

Наибольшая степень редуцированности мегаскладок Центрального Тянь-Шаня отмечается в зонах наиболее тесного их сближения (сжатия?) и общей положительной ундуляции, как, например, в широкой полосе поперечных поднятий, к которой приурочена перемычка между Нарынской и Верхненарынской впадинами, или в Оргочерской зоне, а также в отдельных более локальных участках. Рост близко расположенных друг относительно друга поднятий привел к их слиянию и возникновению новых обширных поднятий. Это явление было описано В.И. Поповым (1938) в качестве скачкообразного разрастания поднятий.

Отрицательные структуры, разделяющие первичные поднятия, в этих условиях оказываются почти полностью редуцированными, а иногда и тектонически "погребенными" (закрытыми). В качестве примера можно указать на Ашултобинскую зону впадин (в районе Барскаунской и Оргочерской зон секущих нарушений) или Улан-Кокджарскую цепь высоких впадин. На отдельных участках возникших таким путем гетерогенных или сложных поднятий слияние настолько тесное, что частные мегантиклиналы, их составляющие, морфологически почти не различаются. Примером подобного типа сложных поднятий является Восточно-Акшийракское в сечении, проходящем через перевал Коянды (рис. 60). Кояндынское поднятие здесь как самостоятельное почти не обнаруживается, но уже на небольшом расстоянии к востоку и западу от перевала Коянды оно обособлено достаточно отчетливо, отделяясь от Акшийракского массива узкими тектоническими впадинами, фиксированными третичными отложениями.

Аналогичное явление характерно для Восточного Кокшала, для Терскейского и Борколдойского поднятий. Сложной мегантиклиналью является хр. Молдотау, северный склон которого представляет ряд ступеней, в западном направлении обособливающих в самостоятельные узкие поднятия горст-антиклинального типа.

РАЗМЕРЫ И ОЧЕРТАНИЯ МЕГАСКЛАДОК В ПЛАНЕ

По своим размерам отдельные мегаскладки Центрального Тянь-Шаня весьма различны. Из приведенных диаграмм (рис. 61, 62) видно, что длина большинства мегаскладок изменяется в пределах от 15–20 до 100 км, ширина¹ от 5 до 20 км. Для мегасинклиналей, развивающихся в пределах систем поднятий, характерна малая (до 3–10 км) ширина. Большая (около 20 км) ши-

¹ Анализируется максимальная ширина складок, условно определяемая расстоянием между контурами отложений орогенного комплекса.

рина Сонкельской мегасинклинали, резко аномальная для внутригорных депрессий, объясняется ее приуроченностью к разрывно-флексурным зонам секущих нарушений – Курткинской и Сонкельской. С последней же несколько южнее связано достаточно резкое расширение Нарынского прогиба (Онарчинская мегасинклиналь), а также расширение Западно-Аксайской впадины по сравнению с Восточно-Аксайской.

Мегасинклинали, развивающиеся в пределах межгорных прогибов, отличаются, как правило, большей шириной (но не более 30 км), например, упомянутая выше Онарчинская, а также Дюрбельджинская, Мукачинская, Арпинская, Балыктыджонская, Тогузторауская и другие мегасинклинали.

Обратным соотношением в общем характеризуются мегантиклинали, относительно более широкие в системах поднятий и менее широкие в межгорных прогибах. При этом наиболее широкие мегантиклинали приурочены к окраинным зонам систем поднятий, обращенным к межгорным и предгорным прогибам (например, Западно-Терская, Западно- и Восточно-Кокшальские мегантиклинали).

Длины мегаскладок являются примерно одинаковыми для положительных и отрицательных структур. Мегаскладки, длина которых превышает 100 км, встречаются сравнительно редко. Это Западно- и Восточно-Терские, Атбашинская, Нарынтауская, Западно- и Восточно-Кокшальские мегантиклинали. Близкими к ним являются Молдотауская, Джетимтауская, Борколдойская и Джангджирская мегантиклинали.

Из отрицательных частных структур близкими значениями характеризуются мегаскладки, развивающиеся в пределах межгорных и предгорных прогибов сопряженно с перечисленными выше поднятиями. Это – Южно-Атбашинский, Чатыркель-Северо-Аксайский, Карасайский прогибы, а также Ирдынский прогиб в Иссыккульской впадине, Таушкандарьинский и Кучарский прогибы на южной окраине Тянь-Шаня.

В общем среди новейших частных структур Центрального Тянь-Шаня наиболее распространены брахиформные, в меньшей степени линейные. При этом можно констатировать, что более линейными являются мегаскладки Молдотау-Терской системы поднятий, а брахиформные (и в том числе изометричные) более характерны для Нарынской системы межгорных прогибов. Кроме того, отмечается изменение плановых очертаний мегаскладок от узких, линейно-вытянутых на востоке до овальных, ромбо- и трапеиевидных или треугольных на западе. Это явление связано с общим расширением Тянь-Шаня в этом же направлении и усилением влияния секущих нарушений северо-западного и меридионального простираний, в частности, Сонкельской, Курткинской и Ферганской зон, в которых происходит резкое замыкание или, наоборот, расширение прогибов. Изометричность структур еще более характерна для западной части Северного Тянь-Шаня (Кочкорка, Сусамыро-Джумгалский и Токтогульский районы).

О связи морфологии мезо-кайнозойских структур с пересечением структурных элементов разных направлений писали В.Н. Вебер, В.И. Кнауф, Н.П. Костенко, К.Н. Кравченко, И.В. Мушкетов, А.И. Суворов, О.К. Чедия и некоторые другие исследователи. вновь анализируя этот вопрос, мы пришли к выводу, что, кроме характера интерференции структур различных направлений, форма складок и некоторые их другие морфологические особенности, а также несоответствие ориентировки структур разных порядков (кулидность) нередко связаны с особенностями преобразования палеозойского структурного плана в эпоху новейшего горообразования (Макаров, Соловьева, 1975, 1976).

До сих пор речь шла исключительно о частных, в той или иной мере обособленных друг от друга структурных элементах. Однако необходимо подчеркнуть, что все они, закономерно сопрягаясь друг с другом, образуют линейные, чрезвычайно протяженные антиклинальные и синклиналильные зоны. То, что многие частные мегантиклинали (или мегасинклинали) являются непосредственным продолжением одна другой и обособлены лишь незначительными уступами шарнира (Молдотау и Кекиримтау, Сонкельтау и Байдула-Капкатас,

Джангджири Южный Борколдой и др.); еще более подчеркивает общий линейный характер неотектонической структуры Центрального Тянь-Шаня. Это одно из важнейших ее качеств.

В соответствии с отмеченными выше особенностями мегаскладок находится характер их периклинальных (центриклинальных) окончаний. Для западных окончаний наиболее характерно достаточно резкое замыкание без существенного уменьшения их ширины, например, западные периклинали Нуратауской, Нарынтауской, Акташской, Атбашинской, Западно-Кокшальской, Восточно-Акший-ракской и других мегантиклиналей. Для восточных окончаний этих же и большинства других мегаскладок присуще более постепенное погружение и сужение, нередко сопровождающиеся срезанием складок с одной или с двух сторон разрывами краевого типа (например, поднятие Нарынтау). Аналогичная закономерность отчетливо проявлена также в зонах впадин, особенно развивающихся в пределах систем поднятий и в окраинных зонах межгорных прогибов.

Эти особенности мегаскладок очевидно связаны с общим расширением горного сооружения в западном направлении и с большей свободой пространственного развития поднятий в западной части наряду с усилением роли региональных зон секущих разрывно-флексурного типа нарушений, которые вызывают, в частности, ступенчатое погружение структур Центрального Тянь-Шаня с востока на запад. Например, к Сонкельской секущей зоне нарушений приурочено резкое погружение и замыкание мегантиклиналей Нуратау, Нарынтау, Западного Кокшала, а также достаточно отчетливое погружение фундамента и расширение смежных прогибов.

КРИВИЗНА МЕГАСКЛАДОВ

В качестве одного из параметров, характеризующих мегаскладки, можно использовать радиус их кривизны (или кривизну, т.е. величину, обратную по отношению к радиусу). Эти величины Н.П. Костенко (1963) были положены в основу выделения складок различных порядков. Для определения радиуса кривизны нами использовались специальные палетки, которые представляют серию концентрических окружностей, нанесенных на прозрачной пленке и позволяющих производить замеры быстро и с минимальными ошибками. Для характеристики мегаскладок Центрального Тянь-Шаня автором было произведено более 80 замеров радиуса кривизны большинства мегантиклиналей и части мегасинклиналей в разных их частях. Все измерения произведены на поперечных геолого-геоморфологических профилях, составленных без искажения вертикального масштаба, и характеризуют изгибы единой опорной поверхности, которой является предороженная поверхность выравнивания.

Необходимо отметить, что радиус кривизны никоим образом не должен рассматриваться как глубина заложения мегаскладок, с которой он связан, по-видимому, более сложными закономерностями.

Радиус кривизны мегаскладок Центрального Тянь-Шаня изменяется в широких пределах — от первых десятков до первых сотен километров. Наибольшая кривизна характерна в основном для мегантиклиналей внутри- и окраинно-прессионного типа (Акшийрак-западный, Дююмель, Байбичетау, Каратау). Их радиус составляет 10–15–40 км. Однако близкими величинами (30–40 км) характеризуются и некоторые складки Молдотау-Терской системы (Карадзтинская, Бурканская, Сонкельтауская, Джетимбельская, Нуратауская, Джетимтауская), а также Нарынтауская и Уланская мегантиклинали.

Значительно увеличивается радиус кривизны мегантиклиналей, образующих хребты Терской и Кокшал. Западно-Терская мегантиклиналь характеризуется радиусами кривизны от 45 до 130 км, в основном более 70 км, Восточно-Терская мегантиклиналь — радиусами от 35 до 160 км и более. Кривизна уменьшается в области максимальных поднятий шарнира и ширины мегаскладки. В западной и восточной части вместе со снижением шарнира кривизна увеличивается (радиус 35–50 км).

Западно-Кокшальская мегантиклиналь характеризуется радиусами от 80 до 120 км. Максимальные величины и здесь отмечаются в наиболее поднятой части. Близкой кривизной характеризуются древние устойчивые поднятия Атбашинской и Джангджирской мегантиклиналей (70–110 км). Минимальная в пределах Центрального Тянь-Шаня кривизна характерна для Мейдантагской мегантиклинали. Ее обширный пологий свод имеет радиус около 300 км. Большой радиус кривизны характерен и для сложных мегантиклиналей, состоящих из двух или более тесно слившихся в процессе роста частных поднятий. Такие мегантиклинали имеют резко увеличенный радиус кривизны, обычно превышающий 100 км.

Среди отрицательных структур, по-видимому, закономерной является сравнительно большая кривизна мегасинклиналей, осложняющих системы поднятий (радиус около 10–40 км). Близкими величинами характеризуются окраинно-депресссионные прогибы, типа Дюдомельского. Относительно большой радиус Сонкельской мегасинклинали (около 65–70 км) связан с отмеченными ранее особенностями ее структурного положения. Центральнотензионные прогибы типа Дюрбельджинского или Онарчинского имеют меньшую кривизну, но, очевидно, превышающую кривизну крупных мегантиклиналей (Терскайских или Кокшальских). Это можно предполагать исходя из условий деформаций глубоко погруженного фундамента.

Радиус кривизны мегаскладки, зависит, по-видимому, от следующих причин:

- 1) от структурно-литологических (механических) свойств палеозойского фундамента, в частности от глубины залегания кристаллического основания;
- 2) от глубины залегания поверхности фундамента и мощности перекрывающих его моласс орогенического комплекса;
- 3) от положения мегаскладок в общей структуре.

Влияние первого из указанных факторов не является в достаточной степени ясным. Близкой кривизной характеризуются мегаскладки, развитые как в пределах каледонид Северо-Тяньшаньской складчатой области с высоким положением кристаллического основания, так и в позднегерцинских складчатых зонах Южного Тянь-Шаня, характеризующихся глубоким залеганием кристаллического фундамента (сравните мегантиклинали Терская с Атбашинской, Джангджирской и Кокшальскими мегантиклиналями). В то же время в пределах единой в структурно-литологическом и тектоническом отношениях зоны Терскайского поднятия отмечаются весьма значительные изменения радиусов кривизны мегаскладок.

Можно было бы предполагать, что именно глубокое залегание кристаллического основания в Мейдантагской складчатой зоне отчасти определяет чрезвычайно малую кривизну новейших мегаскладок (Мейдантагская мегантиклиналь и Балыктыджонская мегасинклиналь). Однако относительно малые радиусы кривизны новейших мегаскладок, развитых на поздне- и среднегерцинском же основании Кавакской и Джамандаванской зон (меантиклинали Джамантау, Акташ, Байбичетау и др.), заставляют сомневаться в такой связи.

Структурно-литологические особенности фундамента сами по себе не определяют, вероятно, региональной закономерности распространения мегаскладок разной кривизны и проявляются только в частных случаях. Этот вывод влечет другое предположение, что такая особенность является следствием глубинного заложения новейших структурных форм.

Глубина залегания фундамента и мощность перекрывающих его кайнозойских моласс отражается на кривизне мегаскладок более существенно, обуславливая в общем большую кривизну внутридепресссионных структур и меньшую кривизну мегантиклиналей в области устойчивых поднятий.

Наконец, положение мегаскладок в региональной структуре Центрального Тянь-Шаня является, очевидно, главным условием, определяющим их кривизну. Наиболее крупные мегантиклинали с радиусом кривизны около 100 км и более развиваются в окраинных по отношению ко всему орогену зонах поднятий (Киргизская, Заилийская и Кунгейская мегантиклинали по северной окраине

Тянь-Шаня, мегантиклинали Кокшальской системы – по южной его окраине). К подобным структурам приближаются мегантиклинали Терскей-Алатау, развивающиеся сопряженно с обширной межгорной впадиной.

Внутренние поднятия характеризуются в общем меньшими радиусами кривизны. Минимальными размерами и радиусами кривизны отличаются внутридепрессийные мегантиклинали, в частности, развивающиеся в зонах сопряжения систем поднятий и прогибов, т.е. в зонах наибольшей контрастности и дробности тектонических движений. Это, например, Дююмельские мегаскладки, Акчаташская и Чекуджаилоуская мегантиклинали по северной окраине Нарынской депрессии, Кызылкультурская мегантиклиналь и сопряженная с ней Торуйгырская мульда в северной части Иссыкульской впадины, Джетыюгузская, Чон-Курчакская, Тегерекская и ряд других мегантиклиналей по южному борту этой же впадины. Интересные примеры мелких складок, в которых принимает участие палеозойское основание, описаны С.С. Шульцем (1948) в предгорьях Киргизского хребта (район депрессий Кокджарсу).

В общем можно сделать вывод, что кривизна неотектонических складок является функцией целого ряда взаимно связанных условий их образования и предопределена главным образом глубиной заложения мегаскладок и их положением в структуре.

СОПРЯЖЕНИЕ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ И ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ МЕГАСКЛАДОК

В пределах Центрального Тянь-Шаня сопряжение одной и той же мегантиклинали со смежными мегасинклиналями обычно является плавным со стороны одного крыла и контрастным или ступенчатым со стороны другого крыла, что связано с асимметрией большинства мегаскладок.

Плавный переход характерен для сочленения мегантиклиналей Кокшальской системы с мегасинклиналями Аксайской зоны, Байбиче-Каратауских и Западно-Акшийракской мегантиклиналей с мегасинклиналями Нарынской впадины и многих других структур. Нередко плавное сопряжение по простиранию структур осложняется ступенчатостью, связанной с развитием на склоне сопряжения одного или нескольких ступенчатых разрывов различной, но обычно небольшой амплитуды.

Ступенчатое строение зон сопряжения положительных и отрицательных структур наиболее отчетливо проявляется при рассмотрении крупных структур, систем поднятий и прогибов, в которых частные поднятия являются элементами этой ступенчатости. Такая ступенчатость хорошо выражена, например, в зоне сопряжения Иссыкульской впадины с Терскейским поднятием, на сопряжении Ферганской впадины с Туркестано-Алайской системой поднятий, Таримской впадины с Кокшальской системой поднятий.

При сопряжении частных мегантиклиналей и мегасинклиналей, т.е. структурных элементов меньшего порядка, ступенчатость выражена менее отчетливо, но все же распространена достаточно широко. Прекрасные примеры такого типа сопряжения описаны С.С. Шульцем (1948) в верховьях р. Чон-Узенгегуш (см. рис. 51), в восточной части Нарынской впадины (см. рис. 36). Ступенчатыми являются южные крылья поднятий Джангджир и Атбаши, северное крыло Западного Акшийрака, оба крыла Молдотау.

Контрастный тип сопряжения положительных и отрицательных структур представляет собой непосредственный контакт участков с высоко поднятым и глубоко погруженным фундаментом и осуществляется по крупным продольным разломам краевого типа. Это – северный борт Джамантау, южные склоны поднятий Каракатты, Байдула, Капкатас, Джетим, Джемтимбель, Нарынтау, Каратау и др. Нередко такой тип сопряжения сменяется по простиранию ступенчатым.

Иногда контрастное сочленение пространственно и генетически связано с флексуобразными изгибами фундамента на границе контрастно развивающихся структур. Подобная флексуно-разрывная краевая зона проходит вдоль северного борта Нарынской впадины. По-видимому, такого же типа сопряжение

имеет место между Иссыккульской впадиной и поднятием Терская к востоку от Барскаунской зоны секущих нарушений.

В заключение необходимо отметить, что характер сопряжения положительных и отрицательных структурных элементов самым непосредственным образом связан с асимметрией структур.

АСИММЕТРИЯ МЕГАСКЛАДОВ

Асимметрия является характерной особенностью большинства мегаскладов Тянь-Шаня. На это обращали внимание многие исследователи, так или иначе касавшиеся рассматриваемых вопросов (В.А. Николаев, Б.А. Петрушевский, С.С. Шульц и др.). В последнее время анализу асимметрии неотектонических структурных элементов Тянь-Шаня были посвящены работы В.К. Кучая (1966а) и И. Садыбакасова (1972), Н.В. Макаровой и В.И. Макарова (1968б, 1973; Макаров, Макарова, 1974).

В пределах рассматриваемой части Тянь-Шаня подавляющее большинство мегаскладов характеризуется южной асимметрией¹ (рис. 63). Особенно отчетливо это проявлено в южных цепях поднятий, расположенных к югу от Нарынской впадины. Северные крылья мегантиклиналей являются более пологими и более длинными, чем южные. Сопряженные мегасинклинали характеризуются обратными соотношениями. В результате общая структура значительной части территории Центрального Тянь-Шаня предстает в виде серии гигантских асимметричных волн, набегающих на Таримский массив.

В соответствии с асимметрией новейших структур развиваются экзогенные процессы. В результате на пологих склонах поднятий наиболее широко распространены останцы древних денудационных поверхностей и перекрывающие их осадки орогенического комплекса. На склонах, характеризующихся большими уклонами, процессы эрозии происходят более интенсивно и древние поверхности выравнивания, как правило, оказываются разрушенными. В связи с этим же следует отметить, что если асимметрия молодых хребтов (Байбичетау, Каратау, Акшийрак-западный и т.п.) очевидна, то в хребтах, существующих более продолжительное время, она сглаживается, так как более активная эрозия крутых крыльев поднятий приводит к их выполаживанию и удлинению за счет пологих склонов и нередко к смещению водоразделов в сторону последних². В этом отношении наиболее показательным примером является Северо-Мейдантагское поднятие, отделяющее впадину Балыктыджон от Тоюна и Тарима. Агрессивность водных потоков, стекающих в сторону последних, намного превышает эрозионную активность бассейна Акса. Это объясняется тем, что Таримская равнина расположена на 2000–2500 м ниже Акса. В связи с этим, как отмечал В.Н. Огнев (1940), происходит постепенный рост бассейна Тоюна и Тарима за счет территории Аксайского "плоскогорья" и перехвата аксайских истоков. Некоторые долины правых притоков Акса (Кипчак, Тысбель и др.) не имеют нормальных замыканий в своих верховьях, оборваны или обезглавлены. По склонам же ущелий Тоюнской системы долин, по данным В.Н. Огнева, на значительном расстоянии сохранились остатки днищ Аксайских долин. Об этом же свидетельствует состав четвертичных и верхнеплиоценовых отложений правобережной (южной) части бассейна Акса, которые характеризуются наличием обломочного материала, принесенного сравнительно недавно из района современных верховий Тоюнской речной системы.

- ¹ Здесь и ниже мегантиклинали, крутыми крыльями которых являются южные, относятся к структурам с южной асимметрией. Северной асимметрией определяются мегантиклинали, крутыми крыльями которых являются северные.
- ² В этой связи морфология хребтов косвенно отражает относительный возраст существования поднятий в рельефе. В качестве примера можно сравнить Байбиче-Каратаускую группу молодых поднятий с хребтами Нарынтау, Джетим, Кокшалтау и др.

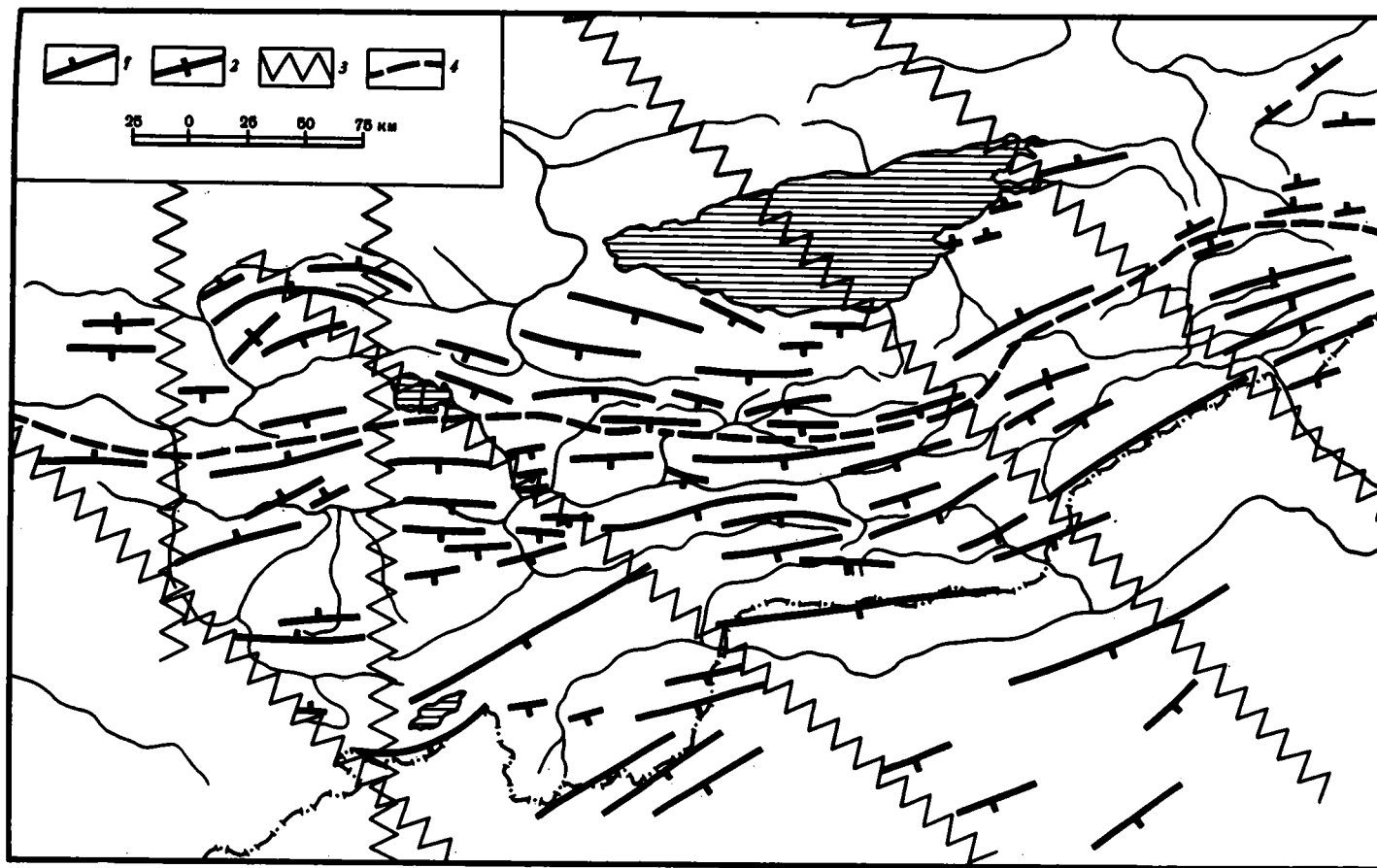


Рис. 63. Схематическая карта асимметрии новейших тектонических поднятий Центрального Тянь-Шаня

1 - оси асимметричных поднятий (стрелка обращена в сторону более крутого крыла); 2 - оси симметричных поднятий; 3 - флексурно-разрывные трансорогенные зоны; 4 - "Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня"

Как показывает анализ процесса аккумуляции обломочного материала во впадинах, структурные "волны" не являются застывшими. Повсеместно проявлено их закономерное однонаправленное развитие. Оно отмечается, в частности, следующим явлением. Наряду с общим сокращением зон осадконакопления происходит их последовательная миграция в направлении поднятий, обращенных к данной впадине своим пологим крылом. Например, область накопления отложений верхенарынской подсвиты, шарпылдакской свиты и особенно четвертичных отложений в Атбашинской впадине оказалась последовательно смещенной и, наконец, "прижатой" к южной окраине впадины. В Западно-Аксайской впадине ось четвертичной аккумулятивной депрессии оказалась на несколько километров смещенной к югу по отношению к оси позднеплиоценового прогиба, так же как последний смещен в том же направлении по отношению к более древним прогибам.

В Восточно-Аксайской впадине позднеплейстоцен-голоценовая долина также смещена к ее южному борту. В Узенгеушской впадине несоответствие оси палеоген-неогенового прогиба и четвертичной уже эрозионной долины еще более выразительно (см. рис. 50)¹.

В восточной части Нарынской впадины и в Верхенарынской впадине четвертичная аккумулятивная депрессия также смещена к их южным окраинам, "накатываясь" непосредственно на палеозойский массив Нарынтауского хребта. В предгорьях Мейдантага четвертичная аккумуляция почти полностью покинула пределы Чультагского позднеогенового предгорного прогиба и переместилась на Таримскую платформу. Небезынтересно отметить, что аналогичная миграция геосинклинальных прогибов происходила в течение герцинского этапа (см. главу вторую).

Однако западная часть Центрального Тянь-Шаня, расположенная между Ферганской и Курткинской зонами секущих нарушений, характеризуется обратной асимметрией новейших структур. Мегантиклинали Джамантау, Акташская, Западного Акшийрака, Дююмель, Кокиримтау и Молдотау имеют северную асимметрию. Все отмеченные выше закономерности, связанные с асимметрией, сохраняются и здесь.

Как далеко на север продолжается эта система "волн" с северной асимметрией? И. Садыбакасов (1972), отнеся перечисленные поднятия к Джамандаван-Киндыкской "системе волн", включает в нее, кроме того, расположенные севернее Сарыкамьшское, Сусамырское, Ойкаиндинское, Джумгалское (западная часть) и Киндыкское поднятия, т.е. продолжает ее до Сусамырской впадины. По простиранию структур северная часть Джамандаван-Киндыкской системы "волн", по его данным, сменяется "Джумгалской системой волн", характеризующихся обратной, южной, асимметрией. Это - восточная часть Джумгалской мегантиклинали, одноименная мегасинклиналь и Кавакская мегантиклиналь.

Данные И. Садыбакасова о северной асимметрии Сарыкамьшского поднятия, однако, не являются очевидными и общепризнанными. Л.И. Турбин, отмечая, что Сарыкамьшское поднятие является асимметричным, более крутым считают южное крыло, срезанное Северо-Кавакским надвигом, падающим на север. Южной асимметрией, по его же данным, характеризуется и Сусамырское поднятие. С этим полностью согласуются результаты наших полевых исследований. Анализируя асимметрию новейших тектонических поднятий Северного Тянь-Шаня, В.К. Кучай (1966а) приводит сведения о том, что Ойкаиндыкское (или Ойгаингское) и Джумгалское поднятия являются симметричными, разделяющими структуры с противоположной асимметрией.

Имеющийся материал позволяет считать, что северная асимметрия, характерная для Джамантау-Молдотауского района Центрального Тянь-Шаня, изме-

¹ Этот рисунок, как и многочисленные другие примеры, показывает, что формы рельефа зависят не только и не столько от степени устойчивости горных пород, как это представляется с первого взгляда, сколько от проявления тектонических движений.

няется на обратную в зоне Минкуш-Кёкёмеренской впадины, т.е. в зоне глубинного разлома "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня", которая разграничивает области с резко различной высотой залегания каледонского фундамента.

Переориентировка асимметрии новейших мегаскладок вдоль и вкрест простирания Тянь-Шаньского горного пояса не исчерпывается приведенными выше примерами. С.С. Шульц, описывая новейшую структуру восточной части Центрального Тянь-Шаня, отмечает, что "на северном склоне его во внутреннем строении палеозоя преобладает наклон складок и разрывов на север. На южном склоне, в восточном Кокшалтау, заметно опрокидывание на юг. Может быть, эта общая, не всегда ясная смена преобладающих падений связана в известной степени с новейшим изгибом всего массива" (Шульц, 1948, с. 40). Из приводимого им разреза видно, что осевая зона, от которой мегаскладки "опрокинуты" в разные стороны, приурочена к Сарыджазскому хребту. Последний развивается в результате неотектонического воздымания Сарыджазского срединного массива, который представлял область поднятия еще в каледонскую эпоху тектогенеза.

Таким образом, осью новейшей структуры Центрального Тянь-Шаня в данном сечении, а также западнее, до Барскаунской зоны секущих нарушений, является древний срединный массив. В меридиональном сечении через те же системы Центрального Тянь-Шаня, проведенном от центральных частей Иссыккульской впадины к Тариму, все мегантиклинали надвинуты на юг. Асимметричное строение частных поднятий и впадин повторяет асимметрию всего горного сооружения в целом.

По данным В.К. Кучая (1966а), в районе верховий Таласа площади с южной и северной асимметрией разделены вертикальным разрывом северо-западного простирания, имеющим, возможно, сдвиговую природу.

Судя по морфологии и асимметрии Тянь-Шаня в целом, преобладающее "движение масс" в новейший этап тектогенеза направлено на юг. Исследования А.В. Горячева, В.К. Кучая, И. Садыбакасова, Б.А. Петрушевского и С.С. Шульца, подтвержденные и нашими данными, показывают, что на фоне общенаправленного "движения масс" происходит постепенное или резкое локальное изменение направления равнодействующих векторов тектонических сил как по простиранию, так и вкрест простирания структур. Причины и механизм пространственного размещения и сопряженного развития районов с различной асимметрией, по-видимому, могут быть разными. Возможно, что некоторая роль при этом принадлежит гравитационному тектогенезу. В.И. Попов (1938) отмечал, что значительные давления, направленные от поднятий к депрессиям, создаются в результате неуравновешенности гравитационного поля, предопределенной неравномерностью и неоднородностью вертикальных движений.

Преломление и перераспределение тектонических сил происходит в зонах крупных разломов, разделяющих участки, которые характеризуются существенно различными структурно-механическими качествами и высотой залегания фундамента. Северная асимметрия Джамантау-Молдотауского участка связана, возможно, с южным давлением, господствующим в юго-западном крыле Ферганского разлома и отчасти, в ослабленном виде, распространяющимся на другую сторону разлома. В зоне "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня" эти напряжения гаснут, поглощаясь обратным давлением высокоподнятого массива каледонид Северного Тянь-Шаня.

Сделанные выводы и предположения об асимметрии неотектонической структуры Центрального Тянь-Шаня и ее закономерностях не являются в достаточной мере законченными. Эта проблема является одной из наиболее сложных и непосредственно связана с вопросами о причинах и механизме формирования новейшей структуры Тянь-Шаня в целом, разрешение которых в настоящее время еще не выходит из рамок гипотетических предположений.

Из регионального обзора структурных элементов (глава пятая) и карты неотектоники следует, что по отношению к мегаскладкам разрывные нарушения могут быть разделены на две большие группы: согласные и секущие.

Согласные разрывы ориентированы в субширотном или восток-северо-восточном, а секущие — в северо-западном, северо-восточном и, реже, меридиональном направлениях. Проявляясь совместно со складчатыми изгибами, разрывы или ограничивают их или находятся внутри них, в той или иной мере осложняя строение мегаскладок. Иначе говоря, разрывы являются краевыми (пограничными) или внутренними.

КРАЕВЫЕ РАЗРЫВЫ

Этим термином Н.М. Сеницын (1960) обозначил большую группу разрывов, одними из основных признаков которых являются их возникновение на границах областей поднятия и опускания, сравнительно большая длительность существования, контролирующее влияние на распределение мощностей (т.е. конседиментационный характер развития). Краевой разлом, по мнению Н.М. Сеницына, является одной из типичных форм взаимоотношения разнородных региональных структур различного порядка, от локальных прогибов и поднятий до геосинклиналей, геосинклинальных систем и платформ. Соответственно к краевым относятся самые разнообразные по протяженности, глубине заложения и длительности существования разломы. В связи с этим краевые разломы разделяются на региональные, в том числе глубинные, соответствующие структурам первого порядка, и локальные, отличающиеся неглубоким заложением и относительно небольшим периодом существования и соответствующие структурам второго и более низких порядков.

В этом понимании ниже рассматриваются разломы Центрального Тянь-Шаня.

Региональные краевые разломы

К этой категории относятся наиболее протяженные преимущественно согласные разломы зон сопряжения крупнейших контрастно развивающихся структур Центрального Тянь-Шаня — систем поднятий (мегантклинириев) и систем прогибов (мегасинклинириев), а также некоторые разломы, разделяющие зоны поднятий и впадин, т.е. структуры меньшего ранга, но характеризующиеся длительным унаследованным развитием и большой глубиной заложения. Вместе с этой же категорией разломов должны, по-видимому, рассматриваться региональные зоны секущих нарушений.

Среди региональных краевых разломов некоторые могут быть, очевидно, отнесены к разряду глубинных. Они характеризуются большой глубиной заложения, значительной протяженностью, длительностью и многофазностью индивидуального развития.

Южно-Иссыккульский разлом, отделяющий Иссыккульский межгорный прогиб от древних устойчивых поднятий системы Терской-Алатау, по данным К.Д. Помазкова (1962), развивается "как глубинная подвижная зона" начиная, по крайней мере, с силура. В эпоху новейшего орогенеза эта зона сохранила свое значение, разделяя области контрастных вертикальных движений, отразившихся в больших мощностях и грубых фациях по всему разрезу моласс в прилегающей полосе Иссыккульской впадины.

В восточной части Южно-Иссыккульский разлом имеет северо-восточное (60°) простирание и выражен в виде единого достаточно прямолинейного крупного шва. В районе Барскаунской зоны секущих нарушений, как отмечалось ранее, Южно-Иссыккульский разлом расщепляется на серию ступенчатых взбросов субширотного простирания. Ни один из этих разломов не может рассмат-

риваться в качестве границы между впадиной и поднятием. Роль пограничного (краевого) разлома здесь играет вся серия разломов¹.

Центрально-Терскеский разлом в своей восточной части представляет достаточно прямолинейный крутопадающий шов северо-восточного ($60-65^\circ$) простирания. Здесь он характеризуется очень малой амплитудой вертикального перемещения (она не везде фиксируется геоморфологическими методами), но тем не менее выражен достаточно отчетливо на всем своем протяжении — к нему приурочены прямолинейные узкие трог и эрозионные долины, седловины на водоразделах северного склона хр. Терскей-Алатау, а также более мелкие формы рельефа (прямолинейные уступы, эрозионные ложбины и т.п.)². Кроме того, этот разлом имеет большое структурное значение, разграничивая поднятия двух различных зон (Восточно-Терскеское и редуцированное здесь Западно-Терскеское). В Барскаунской зоне секущих нарушений этот шов как бы "раскрывается" в зону высоких внутригорных впадин и проявляется, вероятно, в виде серии взбросов уже субширотного простирания, развивающихся по границам Ашултюбинской и Каракуджурской впадин³. Амплитуда вертикального перемещения по этим взбросам неравномерно возрастает в западном направлении, превышая, вероятно, 1000-1500 м в районе Каракуджурской впадины.

Достаточно крупный и тоже древнего заложения Тюлекский субширотный взброс, кулисно подставляющий Северо-Каракуджурские разрывы, вероятно, можно рассматривать в качестве структурного продолжения Центрально-Терскеского шва в новейшей структуре.

"Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня" выделена В.А. Николаевым (1933) в качестве тектонического шва, разделявшего в течение каледонского и герцинского циклов тектогенеза существенно различные по истории развития структуры Северного и Среднего Тянь-Шаня.

Зона этого разлома на значительном участке активно развивается и в течение этапа новейшего горообразования. Очевидно, с нею связаны излияния эоценовых базальтов, широко распространенных в Коктурпакской и Тесыцской депрессиях. Локализация базальтовых излияний именно на этом участке "Важнейшей линии Тянь-Шаня" может объясняться пересечением ее с Сонкельской зоной секущих нарушений⁴.

В новейшей структуре "Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня" выражена серией кулисообразно подставляющих друг друга надвигов и взбросов, простирающихся в широтном направлении от верховий Большого Нарына до Сонкельской зоны секущих нарушений. Амплитуда вертикального перемещения по ним достигает 1000-1500 м. На этом участке "Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня" отделяет Сонкельтау-Джетымбельскую зону поднятий от зоны внутригорных впадин и является, таким образом, межзональной.

В районе рек Малый Нарын и Султансары надвиги испытывают флексурное (в плане) преломление с последовательным смещением их западных участков в югу. Диагональные звенья надвиговой зоны в этих участках со-

¹ Подобное проявление краевых разломов, судя по нашим наблюдениям и многочисленным данным, приводимым для Тянь-Шаня различными авторами, было весьма распространенным в эпоху каледонских и герцинских движений и характерно для новейшей структуры.

² В этом отношении рассматриваемый участок Центрально-Терскеского разлома напоминает некоторые участки Ферганского разлома.

³ Таким образом, устанавливается параллельность и некоторая аналогия в проявлении Южно-Иссыккульского и Центрально-Терскеского разломов.

⁴ Излияние базальтовой магмы в самые начальные этапы орогенических движений определенно свидетельствует о том, что некоторые разломы, вероятно, достаточно многочисленные, развивались изначально одновременно со складчатыми изгибами фундамента и не являются, таким образом, присущими только поздним фазам орогенеза.

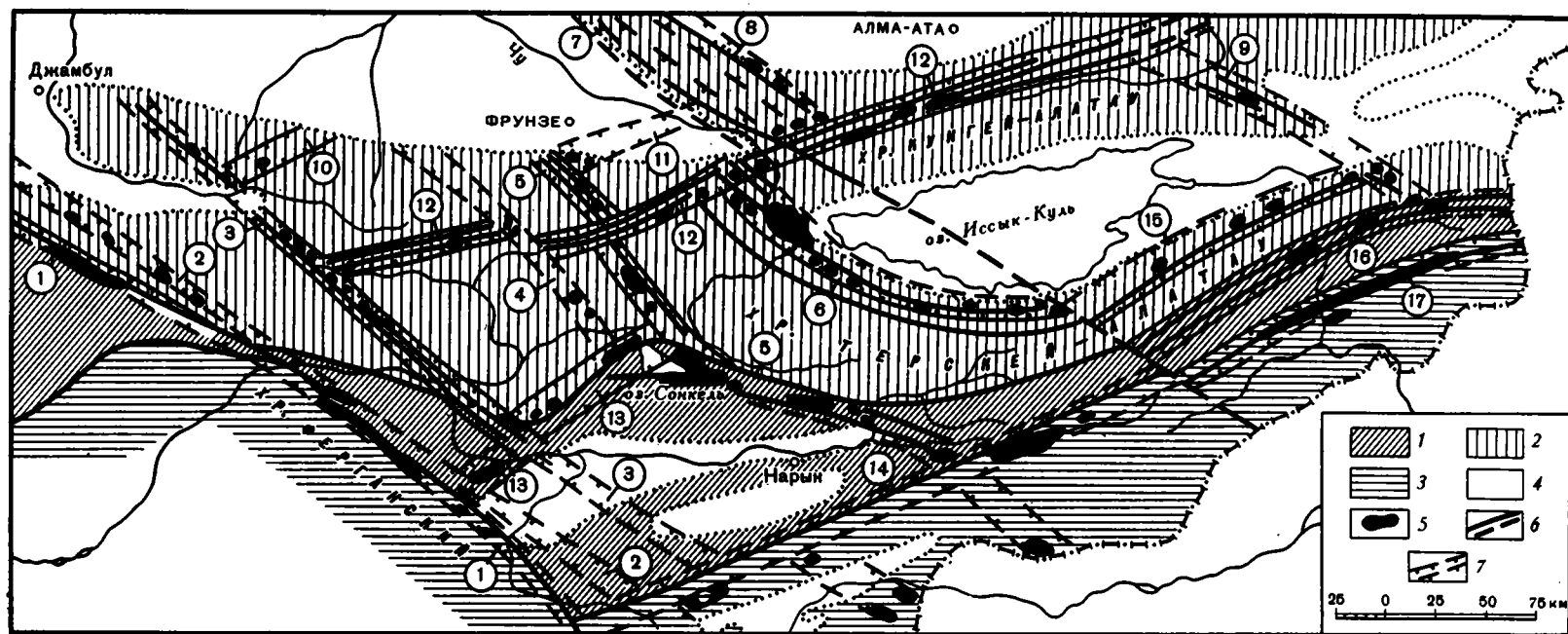


Рис. 64. Схема расположения глубинных подвижных зон Северного и Среднего Тянь-Шаня, по К.Д. Помазкову(1962)

1 - Нарынский срединный массив (область допалеозойской складчатости); области складчатых структур: 2 - каледонских (Северная зона), 3 - герцинских (Алай-Кокшальская зона); 4 - кайнозойские отложения; 5 - герцинские интрузии; 6 - главные разломы; 7 - границы глубинных подвижных зон

Глубинные подвижные зоны (цифры в кружках). Зоны ферганского направления: 1 - Ферганская, 2 - Курганская, 3 - Арамсинская, 4 - Джумгалская, 5 - Сонкёль-Аламединская, 6 - Южно-Иссыккульская, 7 - Кендыктасская, 8 - Курдайская, 9 - Текеская. Зоны кеминского направления: 10 - Каракистакская, 11 - Шекулинская, 12 - Кеминская, 13 - Каракичинская, 14 - Атбашинская, 15 - Джергаланская, 16 - Сарыджазская, 17 - Иныльчекская

пряжены с крутыми прямолинейными разрывами северо-восточного простирания, уходящими в пределы Байдула-Капкатасского поднятия.

Положение "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня" в западной части рассматриваемой территории не совсем ясно, так же как не до конца, по-видимому, выяснен характер ее проявления и механизм связанных с нею перемещений. На большинстве схем тектонического районирования этот разлом проводится из долины Коктурпака по северной окраине поднятия Бауралбас и далее в структурах северного склона Молдотау, Кекиримтау и Тахталыка (см. рис. 2). В новейшей структуре к этой зоне приурочен целый ряд субширотных разломов, в частности, ограничивающих с севера Тесыкскую и Коктурпакскую депрессии.

В.Г. Королев, К.Д. Помазков и некоторые другие исследователи проводят эту линию по северным склонам хребтов Байдула и Сонкельтау, через перевал Долон и далее в район верховий рек Минкуш и Каракиче. Последний участок выделен К.Д. Помазковым в качестве Каракичинской глубинной подложной зоны северо-восточного простирания (рис. 64). В новейшей структуре разрывы, проходящие по северным склонам хребтов Байдула и Сонкельтау, проявлены сравнительно слабо, что находит отражение в их плохой геоморфологической выраженности. Западнее Сонкеля конкретное проявление "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня" в новейшей тектонике является не совсем ясным. Возможно, что с нею прямо или косвенно связана довольно напряженная структура Минкуш-Кекемеренской впадины и северных склонов Молдотау и Кекиримтау, в частности активное проявление многочисленных широтных разрывов взбросо-надвигового типа (Садыбакасов, Ткачев, 1966), а также отмеченное выше изменение направления vergentности мега-складок.

Северо-Нарынские краевые разломы. На участке сопряжения Молдотау-Терской системы поднятий с Нарынским межгорным прогибом, т.е. областей, испытывающих на протяжении новейшего этапа существенно различный режим развития, в частности, имеющих разную скорость и отчасти знак вертикальных движений, развиты крупные разломы преимущественно взбросо-надвигового типа. В целом они образуют единую зону, которая прослеживается на расстояние около 270 км. Условно мы называем эту зону Северо-Нарынской.

В западной части этой зоны разломы развиваются, вероятно, из крупной флексуры, которая отчетливо выделяется по резкому сгущению изобаз на северном крыле Карабулунской и Онарчинской мегасинклиналей. Амплитуда вертикального перемещения здесь достигает 1000 м. По своей морфологии разлом представляет взброс, на отдельных участках переходящий в надвиг. Наклон поверхности смещения изменяется от 80 до 30° при общем падении на север.

На участке общего значительного снижения поднятий в Сонкульской зоне секущих нарушений, амплитуда разлома, вероятно, резко убывает. В связи с этим выраженность его в рельефе существенно изменяется. Так, в районе р. Кокджерты и западнее наблюдается хорошо выраженный тектонический уступ (см. рис. 29). Массив гор Акчаташ и Корго надвинут на верхнеплиоценовые глыбовые конгломерато-брекчии, которые почти целиком состоят из известняков, слагающих горы Акчаташ и Корго. Строение брекчий и их состав свидетельствуют достаточно определенно о том, что формирование этих отложений происходило, очевидно, одновременно с поднятием указанных гор по разрывам и сопряженным опусканием прилегающего с юга участка, заполняемого обломками разрушающегося тектонического уступа, в основном продуктами обвално-осыпного происхождения. В бассейне же Онарчи все эти явления не наблюдаются.

Однако далее на восток, у подножия хр. Нура, мы снова видим четко выраженный разлом взбросо-надвигового типа с вертикальной амплитудой смещения за новейший этап около 600-1000 м. Преломляясь в районе Малого Нарына, он расщепляется на несколько пологих надвигов, угасающих в восточном направлении по мере воздымания дна Нарынской впадины. На участке нового погружения последнего (Верхне-Нарынский прогиб) снова развит крупный тек-

тонический шов, проходящий в основании южного склона Джетим. Его амплитуда составляет около 2000–3000 м.

Сравнивая историю развития "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня" и Северо-Нарьнского краевого разлома и их положение в региональной структуре Центрального Тянь-Шаня, можно сделать вывод о разрастании в эпоху новейшего горообразования Терской герцинской поднятия за счет причленения к нему окраинной зоны Среднего Тянь-Шаня и об утрате "Важнейшей структурной линии" Тянь-Шаня своей роли. Из структурного элемента главного порядка она перешла в менее значительную категорию и является межэональной.

Атбаш-Иныльчекский разлом был выделен Е.И.Зубцовым (1956а) в качестве глубинного тектонического шва, разделяющего герцинские структуры Среднего и Южного Тянь-Шаня. Активное развитие этого разлома в течение этапа новейшего горообразования не вызывает сомнений и доказывается многочисленными фактами. Он разделяет участки, характеризующиеся разнонаправленными и весьма активными движениями (Атбашинская впадина и одноименное поднятие). При этом необходимо отметить унаследованность этих движений, во всяком случае, начиная с герцинского этапа (Зубцов, 1956а,б; Кнауф, 1965).

В восточной части рассматриваемой территории Атбашинский разлом, имеющий субширотное простирание, выражен подобно "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". К нему приурочена зона разрывов взбросо-надвигового типа, ограничивающих узкие грабенообразные, на значительном расстоянии пережатые (тектонически погребенные) впадины долин рек Чакур-Корум, Кокджар, Улан.

Несколько западнее Атбашинский разлом имеет коленчатую (в плане) конфигурацию, будучи составленным из звеньев субширотного и северо-восточного простирания (район рек Уурме, Ичке- и Ача-Каманды). Далее на запад Атбашинский разлом проходит в основании северного склона одноименного поднятия. Как уже отмечалось выше, на большей своей части он скрыт здесь под мощным чехлом четвертичных отложений. Судя по некоторым обнажениям, он представляет нарушение взбросового характера.

В северной части Арпийской впадины, где предполагается продолжение Атбаш-Иныльчекского разлома, с ним, возможно, связана серия субширотных разрывов в породах орогенического комплекса, в том числе затрагивающих и голоценовые отложения (рис. 65).

Южно-Атбашинский разлом в герцинской и новейшей структуре разделяет участки земной коры, характеризующиеся устойчивыми разнонаправленными и весьма контрастными движениями. Это – прямолинейный шов, имеющий северо-восточное (60–65°) простирание. В восточной части он постепенно отклоняется к северу (СВ 40°) и в долине Атбаша сопрягается с Северо-Атбашинским разломом, вызывая его резкое преломление, а может быть, левостороннее смещение с амплитудой около 5000 м. Можно предполагать, что движения по Южно-Атбашинскому разлому в новейший этап носили сдвиго-взбросовый характер. Активность этих движений на поздних этапах новейшего орогенеза доказывается развитием своеобразных фаций моласс, образующихся у основания крутых тектоногенных уступов и характеризующихся глыбовым (местами мореноподобным) строением. Это – позднеплиоценовые молассы, описанные нами в верховьях долины Учмичек-Кашкасу¹. Развитие разлома в течение четвертичного этапа доказывается нарушением ледниковых отложений (см. рис. 47).

Поднятия восточной части Атбаш-Борколдойской зоны (Джангджир и Южный Борколдой) с южной стороны также обрваны сериями взбросов и надвигов, в целом составляющих зону краевых разломов, которая прослеживается до до-

¹ Аналогичного типа отложения, связанные с развивающимся тектоническим уступом, распространены во многих других участках Тянь-Шаня. Повсеместно они свидетельствуют о конседиментационности развития таких уступов, т.е. о длительных перемещениях по разломам.

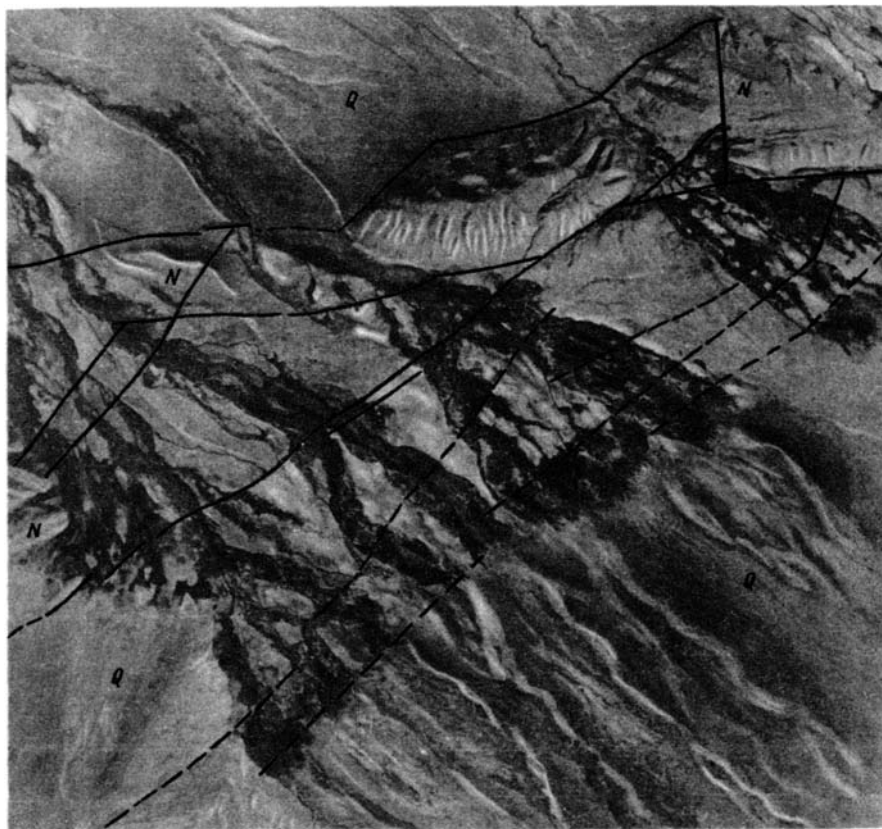


Рис. 65. Проявление четвертичных разрывов в северной части Арпинской впадины

Район пересечения рекой Суек гряды Кичи-Айгырджал

лины р. Сарыджаз, т.е. на расстояние около 250 км. Эти разломы, в отличие от Южно-Атбашинского (который в общем тоже относится к рассматриваемой зоне), имеют гораздо меньшую амплитуду вертикального перемещения. Взбросы и надвиги иногда образуют серию чешуй, ступенчато надвинутых друг на друга и в целом на Восточно-Аксайскую и Узенге-Бозджалпакскую впадины.

Надвиги Южно-Борколдойского краевого разлома характеризуются сложной конфигурацией, далеко не всегда связанной с особенностями рельефа. Некоторые из диагональных участков надвиговых швов имеют, очевидно, взбросо-сдвиговую природу и по геоморфологическим данным прослеживаются за пределы надвиговой зоны в массив Южно-Борколдойского поднятия.

Тюекуйрукский разлом, проходящий в основании южного склона Сарыбелесского поднятия, представлен серией параллельных взбросов широтного простирания. На востоке он уходит в Таушкандарьинскую впадину и, вероятно, сопрягается с глубинными разломами зоны сопряжения Тянь-Шаньской орогенической области с Таримским платформенным массивом.

Западнее Сарыбелесского хребта Тюекуйрукский разлом проявляется в виде малоамплитудных разрывов, затрагивающих позднеплиоценовые и четвертичные отложения. В долинах Орто- и Курчак-Кызылсу прекрасно выражено влияние этих разрывов на характер современной аккумуляции. Здесь с ними связаны восходящие источники, отлагающие карбонатные туфы. Очевидно, с разломами Тюекуйрукской группы связано широкое распространение здесь покровов эоценовых базальтов.

К этой категории нами относятся своеобразные деформации верхних структурных этажей земной коры, связанные, возможно, со значительными линейными нарушениями в более глубоких горизонтах земной коры. Основными критериями для их выделения являются структурно-формационные особенности и закономерности их пространственного расположения.

Целый ряд секущих "глубинных подвижных зон" был описан К.Д.Помазковым (1962) в палеозойской структуре Северного и Срединного Тянь-Шаня (см. рис. 64). Основой их выделения было распространение средне- и верхнепалеозойских осадочных и магматических образований. К.Д.Помазков высказал предположение об их древнем, докаледонском, заложении и длительном развитии, особенно активном в течение герцинского цикла. Общая направленность палеозойских движений в пределах этих зон, по данным К.Д.Помазкова, сводилась к относительному их опусканию сравнительно с окружающими их жесткими блоками и созданию структур типа узких тектонических рвов, в которых происходило накопление эпикаледонских вулканогенных и осадочных формаций, достигающих нередко значительной мощности. К.Д.Помазков предполагает, что "глубинные подвижные зоны" имели прямое продолжение в область Срединного Тянь-Шаня, где современное положение их в значительной мере маскируется покровом пород среднего и верхнего палеозоя. На основании этого глубинные подвижные зоны рассматриваются им как геоструктурные элементы "трансзонального" значения.

Достаточно близкие представления о роли разломов северо-западного простирания, в том числе "транстаньшаньских структурных швов", высказаны В.И.Кнауфом (1962, 1965) в его концепции о "глубинно-глыбовой" природе структуры Тянь-Шаня. Он также считает, что в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня швы, скрытые под покровом осадочных толщ, не всегда отчетливо диагностируются, но фиксируются узкими полосами смены фаций, типов разрезов и мощностей отложений среднего и верхнего палеозоя. Наличием "глыбовых форм" в основании некоторых позднепалеозойских впадин Южного и Срединного Тянь-Шаня В.И.Кнауф, как и многие другие геологи, например А.И.Суворов (1959), объясняет "тупые" ограничения и "геометризованные" очертания некоторых из этих впадин.

Анализ новейшей тектоники Северного и Центрального Тянь-Шаня позволяет наметить ряд подобных секущих нарушений регионального порядка и в неотектонической структуре этих областей. Некоторые из них, по-видимому, наследуют древние "глубинные подвижные зоны". Другие могут рассматриваться как непосредственное продолжение древних (и обновленных в новейший этап) зон Северного Тянь-Шаня на юг¹. При этом кинематическая характеристика региональных секущих нарушений в процессе новейшего горообразования является, возможно, иной по сравнению с палеозойскими швами аналогичного порядка.

В пределах рассматриваемой территории Центрального Тянь-Шаня проходят пять региональных зон секущих нарушений — Ферганская, Каракуль-Балхашская, Курткинская, Сонкельская и Барскаунская. Каракуль-Балхашская и Курткинская зоны имеют меридиональное простирание, остальные — северо-западное.

Наиболее отчетливо выраженной в верхних структурных этажах (открытой или сквозной, по А.В.Пейве) является зона Таласо-Ферганского разлома. Его

¹ Эти "продолжения", по данным новейшей тектоники, проходят в ином направлении, чем это намечено на схеме К.Д.Помазкова. Однако это не должно рассматриваться как отрицание намеченных К.Д.Помазковым зон в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня. Это могут быть либо дополнительные зоны, своеобразно проявленные в условиях глубокого залегания древнего фундамента, либо новообразования, связанные только с новейшим этапом тектонического развития.

характеристике и истории развития посвящена обширная литература. Признавая глубинность этого гигантского шва в земной коре, исследователи расходятся в выводах о его природе. В.Н.Огнев, посвятивший этому разлому целый ряд интересных работ, считает, что Таласо-Ферганский разлом представляет линию гигантского правостороннего сдвига, существование которого может быть поставлено в связь с давлением Джеламского выступа Гондваны (Огнев, 1939).

Близкие представления были высказаны В.А.Николаевым (1946), который считал Ферганский сдвиг глубинной трещиной скалывания диагонального типа, возникшей на границе юго-западной части среднепалеозойского комплекса, находившегося в условиях более резко выраженного перемещения к северу по сравнению с северо-восточной частью, несколько отстававшей в этом движении. Сопряженные направления северо-восточного простирания, по его мнению, выражены складками Чаткальской системы.

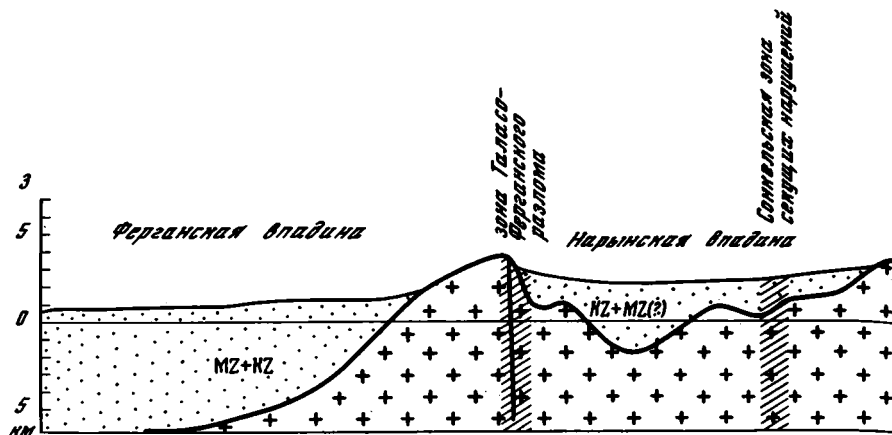
Точка зрения о сдвиговой природе Ферганского разлома развита в работах В.С. Буртмана, Л.Б. Вонгаза, Т.А. Додоновой, А.В. Пейве, А.И. Суворова и других исследователей. Буртман (1964) отмечает смещение молодых элементов рельефа (долин и гребней водоразделов) в зоне Ферганского разлома на 30-40 м. Е.Я. Раншман и Г.Н. Пшенин (1967) на основании данных геоморфологического анализа зоны Ферганского разлома также делают вывод о правосторонних сдвиговых перемещениях по разлому, произошедших и в эпоху новейшего горообразования. Они выразились в правосторонних смещениях долин и водоразделов высоких порядков, моренных накоплений и т.д. Суммарная амплитуда сдвига ими оценивается в 12-14 км.

Серьезная критика указанных представлений дана Н.М. Синицыным (1960), который пришел к выводу об отсутствии сколько-нибудь существенных сдвиговых перемещений по Таласо-Ферганскому разлому. По его данным, перемещения по нему были преимущественно вертикальными, а сам разлом должен относиться к категории краевых. Близкую точку зрения высказывали В.И. Попов (он относил Таласо-Ферганский разлом к категории дискорданогенных), а также А.Е. Довжиков, В.И. Кнауф, Н.И. Николаев, Б.А. Петрушевский. По мнению В.В. Попова и И.А. Резанова (1955), Таласо-Ферганский разлом в неотектонический этап не отличается от рядовых структур Тянь-Шаня, так как находится внутри единой зоны поднятий и не обладает повышенной сейсмичностью.

Сравнительное изучение новейших структурных элементов, развитых по обе стороны от Таласо-Ферганского разлома, позволило Н.П. Костенко (1961, 1964б) сделать вывод об их непосредственном продолжении через зону Ферганского разлома без значительного горизонтального смещения. Действительно, Ферганское поднятие в створе со впадинами Центрального Тянь-Шаня испытывает понижения. Они как бы связывают эти впадины с отрицательными структурами, развитыми на юго-западном крыле поднятия и уходящими на запад в виде более полно развитых мегасинклиналей. Положительные "ундуляции" Ферганского поднятия развиваются в створе с поднятиями Центрального Тянь-Шаня (Костенко и др., 1972). Этот вывод подтверждается данными Б.Д. Мальцева (1973), более детально изучавшего новейшую структуру северной части Ферганского хребта. Последний здесь не представляет единого целого, а состоит из ряда тесно сближенных дугообразно изогнутых поднятий и прогибов, имеющих непосредственное структурное продолжение в северо-восточном крыле разлома.

Итак, Ферганское поднятие является вспучиванием северо-западного направления, которое наложено на структуры широтного и северо-восточного простирания, но не прерывает их. По отношению к системам межгорных впадин, разделяемых Ферганским поднятием, оно представляется в виде крупного флексуорообразного порога (рис. 66).

Таким образом, Таласо-Ферганский разлом в новейшей структуре не является каким-то "непроницаемым экраном" для развития структур "тяньшаньского" направления.



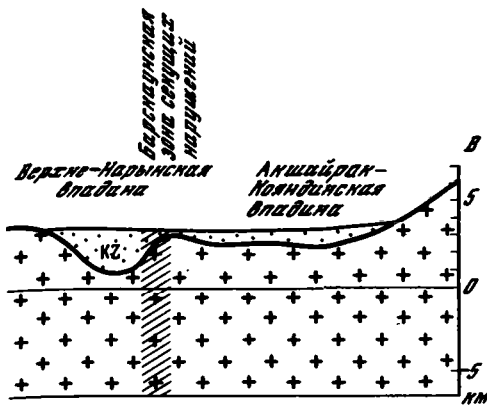
Каракуль-Балхашская трансорогенная зона секущих нарушений пересекает территорию Центрального Тянь-Шаня в самой западной его части и не может быть выделена в качестве таковой лишь на материале Центрального Тянь-Шаня да и, пожалуй, Северного Тянь-Шаня, который она пересекает на значительно большем расстоянии. На Тянь-Шане эта зона была обнаружена впервые на космических снимках мелкого масштаба в качестве линейной зоны субмеридионального простираения (Макаров, Соловьева, 1975, 1976). Она прерывисто прослеживается от Гиндукуша через Памир и Тянь-Шань на западный конец оз. Балхаш. Озерная ванна здесь имеет соответствующую ориентировку и наибольшую ширину, что является, по-видимому, не случайным, поскольку структуры относительного прогибания (растяжения) являются главной особенностью этой зоны, по крайней мере для кайнозоя. Это, например, и расположенный южнее широкий субмеридиональный прогиб между Курагатинским валом Муюнкумов и Кендыктасским поднятием, которые структурно представляют единую зону. К нему приурочен субмеридиональный участок долины р. Чу, который имеет явно антецедентный характер и в котором сходится широчайший веер рек, стекающих с северного склона Кыргызского хребта. В пределах Восточно-Чуйской впадины к этой же зоне приурочено максимальное погружение ее фундамента, а широкая ступень молодых предгорных поднятий, развитых восточнее у подножья Кыргызского хребта, именно здесь резко обрывается (кстати, последнее повторяет резкое различие в гипсометрическом положении палеозойского основания и в Кендыктас-Курагатинской зоне поднятий).

Далее на юг следуют меридиональные сквозные долины рек Карабалты и Аксу, рассекающие глубоко заходящие друг за друга кулисы сложного поднятия Кыргызского Алатау. Эти долины выходят в створ с резким расширением Сусамырской впадины, которая здесь широким заливом вдается далеко на юг, накладываясь на серию субширотных и северо-восточного простираения антиклинальных и синклиналиных складок основания Сусамыро-Джумгалской группы. Это наложение (или, вернее, интерференция) вызвало резкое погружение зеркала складчатости, погружение и замыкание антиклинальных поднятий, углубление и геоморфологическое слияние синклиналиных зон.

Еще южнее Каракуль-Балхашская зона фиксируется отчетливо выраженной отрицательной ундуляцией Хекирим-Молдотауской антиклинальной зоны, к которой приурочено меридиональное антецедентное ущелье, по которому осуществляется сброс рек всего Нарынского бассейна из Нарынской системы межгорных впадин в Токтогульскую и далее в Ферганскую впадины. А непосредственно к югу расположен "треугольник" Тогузторауской впадины, аналогичный с отмеченных выше позиций Сусамырскому.

Преломившись, по-видимому, в зоне Таласо-Ферганского разлома и сопряженной с ним диагональной зоны поднятий, Каракуль-Балхашская линейная зона через Гульчинский грабен в Алайской системе поднятий и Кызылартское

Рис. 66. Схематизированный продольный разрез Нарыно-Ферганской системы межгорных впадин



понижение в структуре Заалайского хребта выходит на Памир, где также фиксируется отрицательными структурными формами новейшей тектоники. Это, в частности, впадина оз. Каракуль. По всей вероятности, Памирский участок Каракуль-Балхашской зоны отвечает глубинному разделу между Западным и Восточным Памиром, которому были посвящены работы Б.А.Петрушевского (1961, 1969), В.Н.Крестникова

(1962), Н.П.Костенко (1964б), М.В.Кулагиной (1971), Л.П.Винника и А.А.Лукка (1974).

Каракуль-Балхашская зона связана, вероятно, непосредственно с Индо-Памирской глубинной зоной разломов Б.А.Петрушевского (1969), которая прослеживается далеко на юг в структуре Индостанской платформы и Индийского океана. Проследивая эту зону на север от Тянь-Шаня, можно предполагать, что ее продолжение фиксируется крупнейшими изломами долины Иртыша близ Омска, через систему Большого Югана выходит в район Сургута и далее на север в Обскую губу. Весь комплекс данных, имеющихся по Каракуль-Балхашской зоне и частично приведенных выше, позволяет говорить о ней как о части планетарной зоны растяжений глубинного заложения.

Природа Курткинской субмеридиональной зоны, которая ограничивает на востоке Джамантау-Молдотауский район, характеризующийся северной асимметрией, не является достаточно ясной. Вероятно, что она связана с наличием соответствующего тектонического шва или флексуры в нижних структурных этажах фундамента. Во всяком случае, по-видимому, не случайным является факт приуроченности к этой зоне резкого флексуобразного (в плане) изменения проседания Сонкельтау-Кавакской зоны поднятий и резкого замыкания Сонкельской впадины. В последней фундамент находится на высоте более 3000 м, а мезокайнозойские отложения (за исключением четвертичных) не известны. Западнее же, в Минкуш-Кёкёмеренской впадине, фундамент опущен достаточно глубоко, а мощность мезо-кайнозойских отложений достигает 4000 м, несмотря на малые размеры впадины.

Аналогичное погружение палеозойского фундамента, приуроченное к этой же меридиональной линии, происходит и в зоне впадин, расположенной севернее. Восточнее Курткинской зоны находится высокоподнятая Тюлекская впадина (мощность кайнозоя до 1000 м), западнее - Джумгалская впадина (мощность мезо-кайнозоя около 2000 м). Здесь же замыкается Каракаттинская мегантиклиналь. При проследивании рассматриваемой зоны далее на север возникает вопрос, не к ней ли приурочена и пермская интрузия щелочных пород в каледонском массиве Джумгала?

Южнее Сонкеля к Курткинской зоне приурочена значительная седловина, разделяющая Молдотау и Бауралбас. По данным В.И.Кнауфа и др. ("Геология СССР", 1972), здесь, в верховьях р.Куртка, расположен участок высокого стояния догерцинского основания. Изгиб западного края "каледонской глыбы" в верховьях р.Куртка отчасти повторяет упомянутый выше изгиб Кавакско-Сонкельтауского новейшего поднятия. Здесь же отмечено развитие поперечных складок и сложных разломов в герцинском структурном этаже.

Далее на юг к рассматриваемой меридиональной зоне приурочена значительная отрицательная ундуляция, разделяющая мегантиклиналы гор Шабыр и Акчаташ, максимальное погружение фундамента Карабулунского и Центрально-

Нарынского прогиба, замыкание Шоройской мегантиклинали и меридиональная флексура в фундаменте Нарынской впадины, ограничивающая на востоке Дюрбельджинский прогиб¹, общее изменение простираний мегаскладок или их зон от северо-восточного на широтное, замыкание Тюекуйрукского второстепенного прогиба и Акташской мегантиклинали. Этой же зоной, кроме того, определяется восточная сторона "треугольника" Арпинской впадины с резким погружением Атбашинского хребта, весьма напоминающего ситуацию в районе Су-самырской впадины.

Сонкельская зона секущих нарушений проходит также через район оз. Сонкель, но в северо-западном направлении, параллельно Ферганскому разлому. Дополняя характеристику, данную нами ранее (Костенко и др., 1972; Макаров, Соловьева, 1975; Макаров и др., 1974), приведем ряд фактов, которые подтверждают существование этой зоны нарушений. К ним относятся:

1. Значительное опускание в пределах Молдотау-Джетимтауской зоны поднятий, выразившееся в резком погружении и замыкании мегантиклиналей Нуратау, Акчаташ и Чекуджайлоу. Последние при этом оказались разбитыми серией ступенчатых взбросо-сдвигов (?) северо-западного простирания. Подобного же типа разрывы развиты в пределах этой зоны и в районе сопряжения Атбашинского и Джангджирского поднятий.

2. Резкое погружение и замыкание Нарынтауской и Западно-Кокшальской мегантиклиналей, а также развитие в пределах последней разрывов северо-западного простирания. Наиболее крупным из них является Кутартский взбросо-сдвиг.

3. Впадины, пересекаемые Сонкельской зоной, испытывают значительное расширение и погружение фундамента в западном направлении (например, Онарчинский прогиб).

4. Интересные молодые поперечные деформации находятся на продолжении Сонкельской зоны в пределах Чультагского предгорного "прогиба". По данным В.М. Силицына (1957) и В.А. Фараджева (1958), мезо-кайнозойские породы, имеющие в Артушском и более западных районах мощность до 6000 м, в районе пос. Пчан исчезают, за исключением конгломератов андижанской свиты, и вновь появляются уже восточнее г. Аксу, в Кучарском прогибе, где мощность отложений только орогенического комплекса ($P_3 - Q$) превышает 4000 м. Резкое выклинивание мезо-кайнозойских отложений связано с поперечным антиклинальным поднятием, которое было отмечено еще П. Грёбером (Gröber, 1909, 1914) и более детально описано Э. Нориным, В.М. Силицыным, В.А. Фараджеевым. Существование его запечатлено в строении уже верхнего палеозоя. На западном склоне рассматриваемого поперечного поднятия, в Пчанском районе, расположены крупные поперечные разрывы, развитие которых обнаруживается в палеогене, но наиболее активно происходило в конце неогена и в четвертичную эпоху.

Пчанский разлом, имеющий северо-западное (350°) простирание, пересекает всю систему предгорных впадин и поднятий, известных под названием Кэлшинских кражей, сдвигая их влево (против часовой стрелки)² на 2-5 км. Однако дислокации, непосредственно продолжающие Сонкельскую зону, прослеживаются значительно восточнее пос. Пчан в юго-восточном направлении и связаны, очевидно, с правыми сдвигами.

5. В пределах каледонид Северного Тянь-Шаня продолжением Сонкельской зоны секущих нарушений, по-видимому, можно считать Джумгалскую "глубинную подвизную зону", выделяемую К.Д. Помазковым (1962) на основании анализа каледонской и эпикаледонской структур фундамента. Достаточно отчетливо она проявлена и в новейшей структуре. В пределах Восточно-Чуйского

¹ Кстати, форма Дюрбельджинского прогиба, определяемая этой флексурой, в плане повторяет изгиб Сонкельтау-Кавакского поднятия.

² Этот разлом прослеживается на север в виде менее отчетливого линеймента, достигая оз. Иссык-Куль в районе р. Тоссор.

прогиба эта зона выходит на западное окончание широкой ступени предгорных поднятий, обрамляющих Киргизскую мегантиклиналь и резко приподнятых над Чуйской равниной. В этом районе, в южной части Чуйского прогиба, Г.А.Гамбурцев с соавторами (1957) отметили в верхней части базальтового слоя существование разрывов, ориентированных в северо-западном направлении. Южнее рассматриваемая секущая зона пересекает Киргизскую мегантиклиналь в районе верховий рек Аксу и Сокулук. Здесь с ней связаны крупные разломы северо-западного простирания, некоторые из них относятся к категории "крупнейших внутриглыбовых разломов" (Геология СССР, 1972).

Южнее, в пределах Джумгалской зоны, происходит достаточно резкое расширение и погружение фундамента Сусамыро-Каракольской депрессии в западном же направлении, а также изменение простирания поднятий и впадин Джумгалтау от широтного (в восточной части) до юго-западного. Здесь же развиты многочисленные разрывы и дайки палеогеновых долеритов (в том числе северо-западного простирания), определяющие сложное "брекчиевидное" строение этого участка южного склона поднятия. Южнее Джумгалского хребта рассматриваемая зона уходит в пределы одноименной впадины. Соотношение Сонкельской и Джумгалской зон секущих нарушений не является ясным. Возможно, что они кулисообразно сопрягаются между собой, разделяясь Куртчинской субмеридиональной флексурно-разрывной зоной.

6. Сейсмичность Центрального Тянь-Шаня, судя по картам плотностей эпицентров землетрясений, приводимых А.В.Горячевым (1959) и В.И.Кнауфом (1962), обнаруживает вполне определенную пространственную и, вероятно, генетическую связь с Сонкельской зоной (рис. 67).

Пространственная связь всех отмеченных явлений, которые оказываются как бы "нанизанными на одну нитку", кстати, заметную на космических снимках, по-видимому, не является случайной и позволяет предполагать наличие прямолинейной зоны флексурно-разрывных нарушений. На всем ее протяжении относительно опущенным является юго-западное крыло. То, что эта зона пересекает все системы Тянь-Шаня и, возможно, выходит за его пределы, позволяет присоединиться к мнению К.Д.Помазкова, который рассматривает подобные структурные элементы в качестве трансзональных. Применительно к неотектонической структуре может быть лучше называть такие структурные элементы трансорогенными, как это предлагает Н.П.Костенко (1961, 1964б, 1966).

Барскаунская зона секущих нарушений прослеживается с северо-запада на юго-восток из района Тамги-Тоссора на южном борту Иссыккульской впадины через район перевала Барскаун, далее на западное погружение Восточно-Акшийракского массива, пересекает систему хребтов Кокшалтау в районе сквозного ущелья Чон-Узенгегуш и уходит в пределы Чультагского предгорного прогиба в районе пос. Калпин. В северном направлении эта зона пересекает Иссыккульскую впадину (в направлении Торуйайгыра) и далее северные цепи Тянь-Шаня.

В Барскаунской зоне секущих нарушений происходит достаточно резкое общее изменение простирания структур от широтного на западе до восток-северо-восточного на востоке. Здесь же, как отмечалось выше, происходит расщепление Южно-Иссыккульского краевого разлома. В районе узла пересечения и расщепления разломов отмечается проявление палеогенового магматизма (долина р. Богумуюз, правого притока р. Тоссор).

В пределах поднятия Терскей-Алатау отмечается серия разрывов северо-западного простирания, а также достаточно резкое выклинивание (срезание) Тюлекско-Ашултюбинской зоны высокогорных впадин. Арабельская мегасинклиналь и Джетимбельская мегантиклиналь не испытывают существенных нарушений их строения в Барскаунской зоне, если не считать поперечных разрывов, которые, однако, широко развиты в пределах и других структур, не будучи связанными с региональными зонами.

Однако южнее к этой зоне приурочено резкое погружение Восточно-Акшийракского поднятия и его своеобразное, тупое, окончание. С этим связано и резкое уменьшение амплитуды разлома, ограничивающего с юга Джетимбельскую мегантикли-

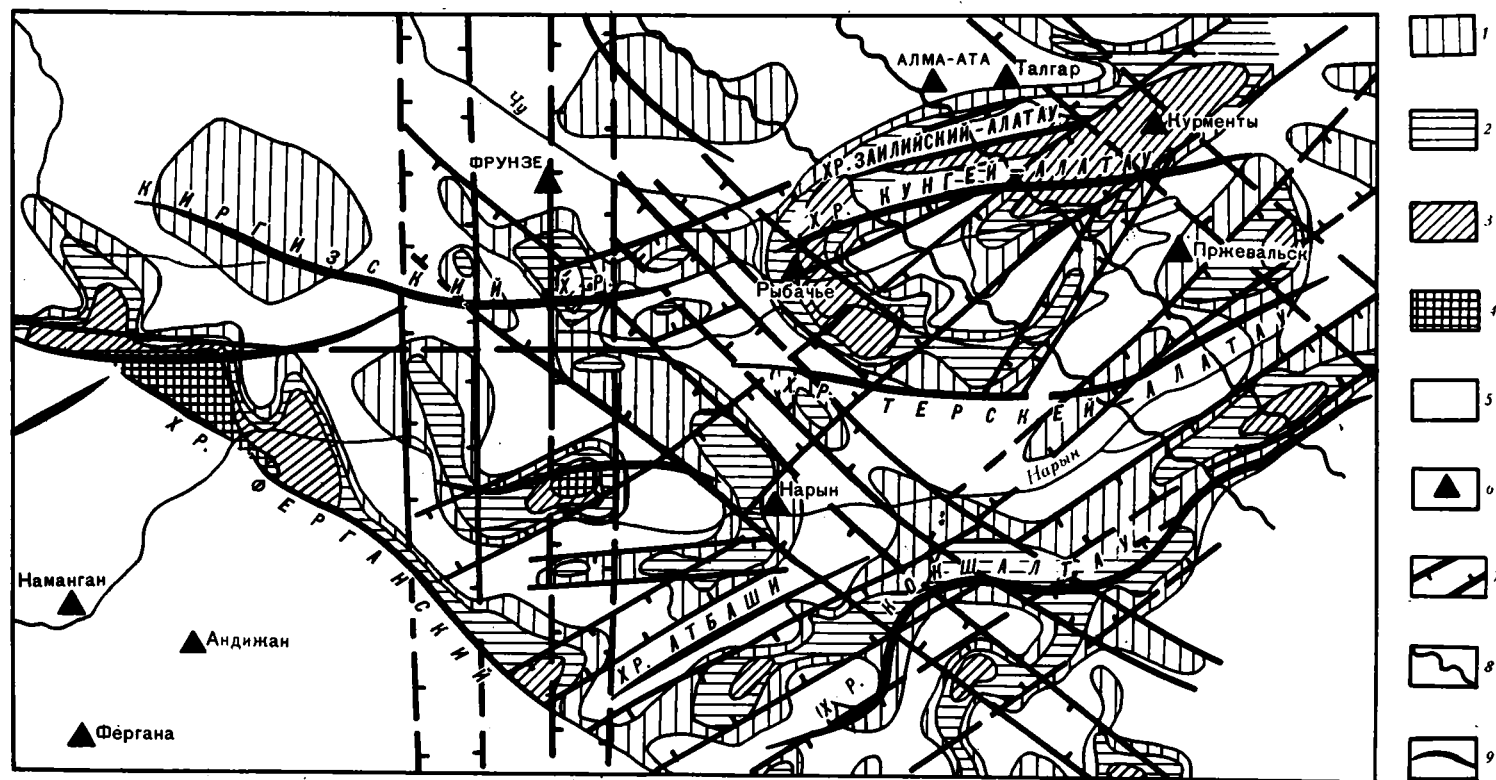


Рис. 67. Система зон повышенной сейсмической активности Северного и Центрального Тянь-Шаня. Составлена на основе карты плотностей эпицентров землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями за период с 1929 по 1956 гг. (Кнауф, 1962)

Количество эпицентров землетрясений на 625 км^2 : 1 – от 1 до 2; 2 – от 2 до 4; 3 – от 4 до 8; 4 – от 8 до 16; 5 – эпицентры не зарегистрированы; 6 – сейсмические станции; 7 – зоны повышенной сейсмической активности; 8 – трансформные флексуально-разрывные зоны, установленные по другим данным (см. рис. 13); 9 – оси хребтов

1 – 6 – по В.И. Кнауфу (1962); 7, 8 – интерпретация автора

наль. Если в районе долины Суек, согласно данным электроразведки, она превышает 2000 м, то уже в нескольких километрах восточнее резко убывает, а разлом выражен лишь в виде узкой шовной зоны, разделяющей примерно равноподнятые (в этой части) и сближенные поднятия Джетимбель и Акшийрак.

Южнее структурное проявление Барскаунской зоны выражено менее отчетливо. Отметим расширение и резкое углубление Акшийракского прогиба (опущено юго-западное крыло), несколько протяженных разрывов и зон трещиноватости северо-западного простирания, а также дайки палеогеновых трахидолеритов в хр. Кокшалтау (район р. Кичи-Узенгегуш). Этот участок Барскаунской зоны находит отражение и в геофизических полях (Кнауф и др., 1970). Сложные поперечные нарушения структуры Чулытагского предгорного "прогиба", поперечные деформации Кэлпинских кражей в окраинной зоне Таримского стабильного массива, описанные В.М. Синицыным (1957), вероятно, связаны также с Барскаунской зоной.

Целый ряд факторов свидетельствует о продолжении Барскаунской зоны секущих нарушений через Иссыккульскую впадину. Некоторые закономерности изменения новейшей структуры, фаций и мощностей отложений орогенического комплекса, отмеченные здесь С.С. Шульцем, а также материалы аэромагнитной съемки позволили высказать предположение о наличии крупного разлома северо-западного простирания, пересекающего впадину и названного Трансиссыкульским (Помазков, 1962; "Геология СССР", 1972). Он проходит от района р. Тоссор на юге в бассейн р. Торуайгыр на северном борту впадины, где проявлен рядом молодых разрывов северо-западного простирания, рвущих четвертичные отложения. Здесь же, на западном погружении палеозойского массива гор Кызыл-Культор, известны покровы эоценовых базальтов, которые, по-видимому, распространены и в мульде Торуайгырской синклинали. Их излияние, как можно предполагать, также приурочено к узлу пересечения разрывов Барскаунской зоны с краевым разломом, по которому на кайнозой Иссыккульской впадины надвинут палеозойский массив Кунгей-Алатау. Последний в Барскаунской зоне испытывает значительное снижение, резкий "пережим" и изменение простирания.

Рассматриваемая зона дислокаций продолжается, вероятно, и далее на северо-запад, вызывая резкое расширение Кеминского грабена с обособлением Новороссийской впадины. Кстати, здесь же локализуется крупный массив пермских граносенитов.

К.Д. Помазков, отмечая структурную связь Трансиссыкульских нарушений с северо-западными простираниями структур Кендыктасских гор, выводит их на юго-западный склон последних, где он предполагает существование "глубинной подвижной зоны" (см. рис. 64). В новейшей структуре этого участка не заметно каких-либо значительных нарушений. Сочленение Кендыктасского поднятия с Чуйским прогибом является спокойным и плавным. Учитывая это обстоятельство, а также положение секущих дислокаций в районе Кунгея и Чон-Кемина, по-видимому, правильнее видеть продолжение Трансиссыкульского разлома в Курдайской глубинной подвижной зоне, которая выделена К.Д. Помазковым (1962) на северо-восточном склоне гор Кендыктас, сопряженном с прогибом долины Копа. Это предположение подтверждается комплексом геофизических исследований, проведенных в последние годы в районе Заилийского Алатау и Илийской впадины (Альтер и др., 1973). Одна из выделенных здесь "зон высокой сейсмической активности" северо-западного простирания точно соответствует Барскаунской зоне секущих нарушений.

Аналогичная же "зона высокой сейсмической активности", проходящая в северо-западном направлении через район Алма-Ата, пространственно совпадает и, вероятно, генетически связана с Оргочерской зоной секущих нарушений. Она прослеживается с северо-запада на юго-восток в 60-65 км восточнее Барскаунской и морфологически выражена главным образом в виде поперечного трансорогенного поднятия. К ней приурочены участки максимального воздымания шарниров всех без исключения продольных мегантиклиналей (4500-5000 м в Заилийском Алатау, 4600-4800 м в Кунгей-Алатау, 5000-5300 м в Терской-Алатау, около 5200 м в Келютау и до 5400 м в Кокшалтау). К

этой же зоне приурочены Чилико-Кеминская и Кёло-Арабельская перемычки в соответствующих зонах внутригорных впадин, а также почти полная редуцированность Аксайской зоны впадин. В пределах Иссыккульской межгорной впадины к рассматриваемой поперечной зоне принадлежат Джетыгоузская и Оргочерские брахиантиклинали. Изометричная форма последних сама по себе предопределена наложением друг на друга Чим-Тасминской зоны поднятий восток-северо-восточного простирания и Оргочерской зоны поднятий северо-западного простирания. В Покровской синклинали, проходящей южнее Чим-Тасминской антиклинальной зоны, в пределах Оргочерской поперечной зоны фундамент поднят до отметок -1500 м, тогда как восточнее и западнее, согласно данным геофизики, он опущен до -2500 - -3000 м. В этом же районе геофизическими исследованиями устанавливаются разрывные нарушения северо-западного простирания.

Несколько севернее к Оргочерской зоне приурочено поперечное валообразное поднятие дна Иссыккульского водоема. На южном склоне Кокшальского хребта западнее устья р. Сарыджаз (Аксу), по-видимому, этой же поперечной зоне дислокаций принадлежат прямолинейные разрывы северо-западного простирания, по которым, по данным В.М. Силицына (1957), происходит правостороннее смещение (ступенчатое в плане) палеозойского массива, надвинутого по разрывам северо-восточного направления на кайнозойские, в том числе плиоцен-плейстоценовые серые конгломераты предгорного прогиба.

Примерно в 50 км восточнее Оргочерской зоны на космических снимках отчетливо выделяется еще один линейament северо-западного простирания, который назван нами Восточно-Иссыккульским или Аксуйским (Макаров, Трифонов, Щукин, 1974). Он прослеживается более или менее отчетливо от северных окраин Таримского массива до antecedentного участка долины р. Или, который пересекает отроги Джунгарского Алатау. Этот линейament не обособлен сколько-нибудь отчетливо в структуре выходящих на поверхность домезозойских пород. Можно отметить лишь приуроченность к нему флексуобразного в плане изгиба Восточно-Терскайского эпикаледонского прогиба со смещением западной его части к югу, причем в зоне линейамента здесь развиты субмеридиональные разрывы (Геология СССР, 1972). Более отчетлива связь линейамента с элементами новейшей структуры. С ним совпадают ограничения молодых поднятий (Мейдангаз и сложно дифференцированной ступени Кэлтинских кражей) или тектонические понижения (antecedentное ущелье р. Сарыджаз-Аксу).

Показательно совпадение Аксуйского линейамента с линейной зоной повышенной сейсмической активности (Альтер и др., 1973). Этой зоне, вероятно, принадлежат и эпицентры сильных землетрясений 1889 г. ($K = 17$) и 1970 г. ($K = 15$). Обследование Сарыкамьшского землетрясения 1970 г. ($I_0 \geq 8$ баллов) показало, что эпицентральной зона его вытянута вдоль разлома северо-западного простирания, устанавливаемого по геолого-геоморфологическим и геофизическим данным и дешифрируемого на космических снимках в восточной части Иссыккульской впадины. Разлом является правым сдвигом, причем его юго-западное крыло взброшено относительно северо-восточного. Предполагается также, что землетрясение связано с развитием сейсмогенного разрыва в северо-западном направлении (Кнауф и др., 1971). Приведенные данные свидетельствуют о современной подвижности отдельных участков линейамента и возможной миграции этой подвижности в пространстве и во времени.

Сравнивая все описанные нами зоны секущих нарушений, можно сделать вывод, что они представляют собой флексурно-разрывные зоны, которые, в частности, предопределяют "каскадное" строение Нарыно-Ферганской системы межгорных прогибов (см. рис. 66). В направлении с востока на запад отчетливость секущих зон усиливается, наиболее всего проявляясь в виде "открытого" глубинного шва Таласо-Ферганского разлома.

Изменяется характер и отчетливость проявления зон секущих нарушений и по их простиранию. В пределах каледонид Северного Тянь-Шаня в условиях высокоподнятого наиболее древнего и жесткого фундамента развитие секущих

зон проявлено наиболее отчетливо, как в неотектонической, так и в более древних структурах. В более южных регионах по мере погружения жесткого каледонского основания под мощные многокилометровые толщи герцинского и мезо-кайнозойского структурных этажей секущие зоны проявляются в виде ряда вторичных явлений. В южной окраинной зоне Тянь-Шаня, созданной отчасти за счет вовлечения в поднятие платформенных образований Таримского массива характеризующегося высоким положением древнего кристаллического фундамента, снова наблюдается открытое и весьма активное проявление секущих нарушений.

Зависимость морфологии и выраженности структурных элементов от глубины залегания кристаллического фундамента в пределах Тянь-Шаня отмечалась В.И. Кнауфом (1962) и К.Д. Помазовым (1962). Здесь мы попытались рассмотреть эти же явления применительно к новейшим структурам. Изложенный выше материал позволяет присоединиться к мнению этих авторов, которые относят структуры описанного типа к глубинным или, вернее сказать, считают их отражением в верхних структурных этажах глубинных тектонических элементов возможно шовного типа. Некоторые из этих элементов имеют, вероятно, планетарное значение.

Локальные краевые разрывы

Разрывы краевого типа, отличающиеся от вышеописанных региональных разломов меньшей протяженностью, малыми глубинами заложения и амплитудой, а также менее продолжительным развитием, распространены в Центральном Тянь-Шане повсеместно и являются наряду с мегаскладками характерными структурными элементами новейшей тектоники.

Мы уже отмечали, что асимметричные мегаскладки Центрального Тянь-Шаня на более крутом крыле почти без исключения осложнены продольными разрывами. Амплитуды вертикальных перемещений по ним достигают иногда весьма больших значений, превышая 1000–1500 м, и по простиранию характеризуются значительной изменчивостью, предопределяясь поведением поверхности фундамента (контрастностью) в пределах разделяемых структур (поднятий и впадин). Из наиболее крупных разрывов такого типа можно отметить взбросо-надвиги, ограничивающие с севера хребты Акшийрак (западный), Джамантау, с юга — хребты Нарынтау, Торугартау и др.

В пределах Центрального Тянь-Шаня весьма многочисленными являются согласные разрывы молодого возраста, которые по своему геоморфологическому выражению и протяженности подобны вышеописанным, но, по-видимому, не могут быть отнесены к краевым с полным правом. Нарынская и Атбашинская впадины разделены цепью асимметричных поднятий, образующих в рельефе единую достаточно высокую гряду. Частные поднятия, ее составляющие, с юга ограничены дугообразными разрывами, вертикальная амплитуда которых достигает 1000 м и более. Они сопряжены друг с другом, образуя единую зону протяженностью около 75 км. По своему структурному положению и выраженности в рельефе они подобны краевым разломам. Но здесь в приразрывной полосе не отмечаются те своеобразные фации третичных отложений, которые можно наблюдать в зоне, например, Северо-Нарынских, Южно-Атбашинского и других краевых разломов.

Анализ верхнетретичных отложений показывает, что рассматриваемые разрывы и столь эффектные тектонические уступы, связанные с ними, в эпоху отложения развитых здесь песчано-глинистых неогеновых осадков в рельефе впадины не были выражены и обязаны своим существованием преимущественно молодым, позднеплиоценовым и четвертичным движениям. Таким образом, эти разрывы являются постседиментационными. Рассматривая их по отношению к молодым (позднеплиоцен-четвертичным) осадкам, одновозрастным рельефу рассматриваемой цепи поднятий, мы убеждаемся, что они (разрывы) не контролируют седиментацию, фации и мощность этих отложений. По существу, эти разрывы внутренние по отношению к более широкому сводообразному поднятию, ядром которых являются рассматриваемые палеозойские гряды.

Аналогичны им разрывы, развивающиеся на северо-западном склоне Акший-ракского поднятия (длина этой зоны разрывов около 75 км, вертикальная амплитуда свыше 2 км).

В качестве примера четвертичных разрывов краевого типа (в геоморфологическом и геологическом смысле) можно привести Кульчукский широтный взброс, разделяющий среднеплейстоценовую одноименную гряду и Карасайский прогиб — область активной четвертичной аккумуляции (длина разрыва не менее 60 км, амплитуда, вероятно, превышает 500–1000 м). К этой же категории следует отнести разрыв, отделяющий Ойнакджарское позднеплейстоцен-четвертичное поднятие от Южно-Атбашинского прогиба (см. рис. 46).

Несколько отличным от вышеприведенного примера является четвертичный разрыв, который ограничивает с севера Дюрбельджинскую аккумулятивную депрессию. Широкие возвышенности адырного облика, распространенные в районе нижнего течения рек Джамандаван, Мукачи, Терек, ограничены с юга хорошо выраженным тектоническим уступом, подпруживающим потоки, стекающие с Джамантау, Акташа и Байбичетау. В результате создаются условия для активной аккумуляции четвертичных отложений. В этом случае рассматриваемый разрыв морфологически представляется также в виде краевого. Подобные структуры весьма характерны и для юго-западного борта Иссыккульской котловины (Семизбель-Конуруленская, Бар-Булакская и другие частные впадины).

Таким образом, рассматривая краевые разломы в широком объеме этого термина, т.е. с геоморфологических и геологических позиций, как это предлагал Н.М. Синицын (1960), мы видим их большое качественное и количественное разнообразие.

ВНУТРЕННИЕ РАЗРЫВЫ

Для новейшей структуры Центрального Тянь-Шаня весьма характерными являются многочисленные мелкие разрывные нарушения, которые, как правило, не выходят за пределы частных мегаскладок. Они сравнительно мало нарушают складчатый изгиб фундамента и чаще всего, по-видимому, являются его производными. В этом отношении такие разрывы, которые нами отнесены к категории внутренних, — образования подчиненные. На приводимой в этой работе структурной карте (см. рис. 15) отражены лишь наиболее крупные, хорошо выраженные и достоверные разрывы. При этом в пределах открытого, высокоподнятого фундамента количество их заметно превышает количество аналогичного типа разрывов в пределах глубоко залегающего, погребенного фундамента. Дело в том, что имеющиеся данные о структуре фундамента в пределах впадин весьма немногочисленны. Кроме того, можно предполагать, что развитие изгибов складчатого фундамента на большой глубине, в условиях значительных давлений, создаваемых толщами моласс, и в условиях синклинального изгиба, менее благоприятно для возникновения разрывных деформаций подобного типа. Таким образом, неравномерность развития внутренних разрывных нарушений вполне закономерна.

По отношению к мегаскладкам осложняющие их разрывы ориентированы по-разному. Здесь выделяются две большие группы — согласные и секущие разрывы.

Согласные разрывы

Согласные разрывы наиболее всего развиты в местах максимальной кривизны мегаскладок. По своей морфологии они чаще всего относятся к категории крутых взбросов, реже сбросов. Возникая в осевой части мегантиклиналей, они нередко вызывают проседание или, наоборот, выжимание свода, а на склонах создают серию ступенчатых крутонадающих взбросов и сбросов. Необходимо отметить, что характер перемещения по мелким внутренним разрывам и создаваемая ими структура подобны деформациям более крупного порядка. Иначе говоря, отмечается соподчиненность явлений разного порядка, но качественно близких. В этом отношении, пожалуй, наиболее выразительным примером явля-

ется Мейдантагская группа поднятий, характеризующаяся однообразным типом деформаций в структурных формах весьма различного порядка – от всего мегантиклинория в целом до мелких частных элементов ("чешуй").

Секущие разрывы

Секущие разрывы геологическими методами устанавливаются труднее, поскольку их зоны чаще всего разработаны эрозийными долинами, а сами швы оказываются закрытыми покровом четвертичных отложений. Однако привлекая геоморфологические данные, в частности – смещение разновозрастных поверхностей, такие разрывы удается выделять достаточно уверенно.

Среди секущих внутренних разрывов по отношению к простиранию мегаскладок следует различать поперечные и диагональные.

Поперечные разрывы являются следствием растяжений, возникающих при росте мегантиклиналей, и имеют, вероятно, раздвиг-сбросовую природу. Такие нарушения установлены или предполагаются нами в хребтах Терской-Алатау, Джетимбель, Джетим, Борколдой, Атбаши, Джангджир, Акшийрак (западный) и ряде других. Они проявлены в виде трещин или зон растяжений, сопровождающихся обычно вертикальными смещениями, амплитуды которых достигают иногда первых сотен метров, однако чаще всего не превышают нескольких десятков метров.

По простиранию поперечных разрывов амплитуда смещений не остается постоянной. Обычно она больше в сводовой части поднятий и уменьшается на крыльях, что может свидетельствовать о неравномерности скорости вертикальных движений, длительности движений по разрывам и разрастании последних по простиранию. При этом, однако, отмечаются своего рода аномалии, которые связаны с влиянием на скорость относительного перемещения блоков разрывов иных направлений.

Поперечные разрывы определяют некоторые характерные особенности рельефа поднятий, на которые в свое время обратил внимание К.И. Аргентов (1911а, б, 1913). Он отметил то резко бросающееся в глаза обстоятельство, что многие долины северных склонов хребтов как бы продолжают на южных склонах симметрично расположенными долинами, носящими нередко то же название. Так, например, на хр. Атбаши это долины Таш-Рабат, Теректы, Кельтубек, Богошты, Каинды, Юрме, на хр. Нарынтау – Ача, Арчалы, Комансу, Байбиче и др. Причина такого расположения долин, по мнению К.И. Аргентова, должна быть общей для всех и, несомненно, заключается в тектонических особенностях местности, вне зависимости от денудационных процессов. В качестве такой причины он предполагал сбросы, по которым заложены эти долины (Чет-Кельтубек, Тюзашу, Комансу, Чон-Богошты в Атбашинском хребте, Аполдой, Чараташ в хр. Джангджир). По изменению простираций слоев палеозойских пород К.И. Аргентов пришел к выводу о сдвиговой природе некоторых поперечных разрывов – долин. Исследования, проведенные нами в этих районах, полностью подтверждают предположение К.И. Аргентова относительно сбросовых перемещений, происшедших вдоль указанных долин в течение новейшего орогенеза.

На периклиналях некоторых мегаскладок отмечаются малоамплитудные разрывы и трещины, радиальные по отношению к периклиналям. Особенно хорошо такие разрывы проявлены на западных окончаниях Нарынтау и Нуратау. Возникновение таких трещин, очевидно, связано с "растрескиванием" периклиналей в процессе сводового воздымания поднятий и увеличения кривизны свода.

Диагональные разрывы представляют не менее распространенный тип деформаций, связанных с возникновением и развитием мегаскладок Центрального Тянь-Шаня. По своей геоморфологической выраженности, амплитудам смещения и протяженности эти разрывы близки к поперечным. При широтной ориентировке мегаскладок диагональные разрывы имеют северо-западное или северо-восточное простирание. Наиболее резко выраженной при этом является система разрывов северо-западного (ферганского) простиранения. Активное развитие таких разрывов отмечается в зонах секущих региональных нарушений.

Анализ структурной карты поверхности предороженного выравнивания позволяет сделать предположение, что многие диагональные разрывы характеризуются незначительными сдвиговыми перемещениями крыльев. При этом по разрывам северо-западного направления отмечаются преимущественно правосторонние, по разрывам северо-восточного направления – левосторонние смещения геологических контуров и элементов рельефа. Отмечается их закономерная связь с продольными надвигами и взбросами, в частности с резкими изломами последних в плане (например, смещения Нарынтауского, Северо-Джамантауского и других краевых разломов).

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

Заключивая рассмотрение морфологии разрывных нарушений, коротко остановимся на характеристике макротрещиноватости. Трещиноватость теснейшим образом связана с теми же процессами, которые предопределили образование описанных выше систем разрывов, т.е. с развитием мегаскладок и региональных разломов. По ориентировке и отношению к мегаскладкам трещины разделяются так же, как и разрывы: они являются продольными, поперечными и диагональными.

В условиях высокоподнятого палеозойского фундамента очевидно развита трещиноватость, связанная с многократными тектоническими движениями, в том числе с предшествовавшими новейшему орогенезу. Это подтверждается сравнением диаграмм трещиноватости палеозойских и мезо-кайнозойских пород одних и тех же участков.

Палеозойские массивы характеризуются преобладанием трещин, направление которых для мезо-кайнозойских отложений в ряде случаев не характерно и хотя все-таки имеет место, но в очень подчиненном количестве (рис. 68, 69). Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что новейшие тектонические напряжения преломляются древними трещинами, омолаживая последние. Поскольку кайнозойским напряжениям подверглись уже анизотропные массивы горных пород, то даже при иных направлениях векторов напряжений, которые возможно предполагать в эпоху новейшего горообразования, возникающие разрывные деформации будут происходить, по крайней мере отчасти, по древним, уже существующим ослабленным зонам трещин. В количественном отношении омолаживание древних трещин разных направлений происходит по-разному, избирательно.

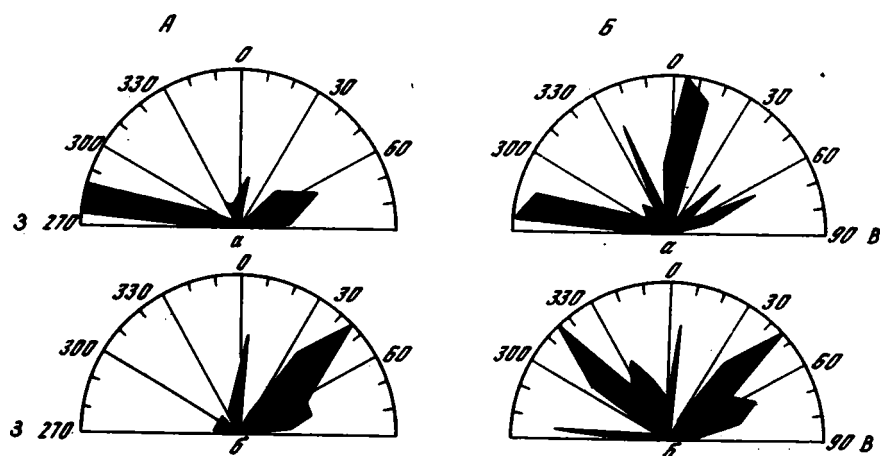


Рис. 68. Диаграммы простираций трещин в палеозойских гранитах (а) и перекрывающих их базальных конгломератах и гравелитах нижней юры (б) на северном крыле Чонкурчакской антиклинали в районе горы Санчик (А) и урочища Джилбулак (Б)

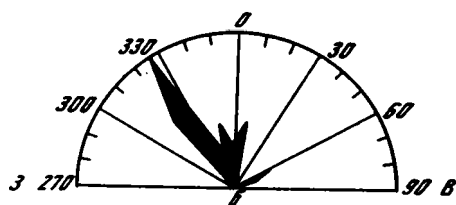
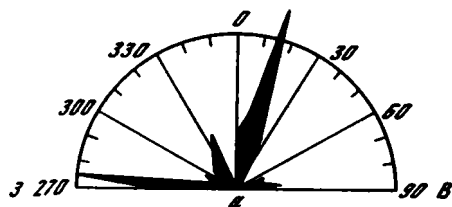
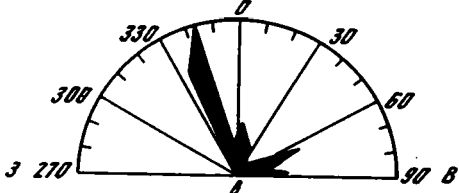


Рис. 69. Диаграммы простираний трещин в палеозойских (а), неогеновых (б) и верхнеплейстоценовых (в) отложениях в районе долины р. Тоссор (южный склон Иссыккульской впадины)



Все это, разумеется, не исключает возможности развития новых трещин, направление которых строго соответствует существующим в данный момент напряжениям. Анализ количественного соотношения трещин одного и того же направления, развитых в разных структурных этажах, позволяет сделать вывод, что часть трещин в палеозойском основании связана с тектоническими движениями кайнозойского времени. Это следует из того факта, что трещины, имеющие незначительное распространение в палеозойском фундаменте, становятся резко преобладающими в породах чехла (рис. 70, см. рис. 68, 69).

В южной части Атбашинской впадины, в долине Ташрабат, нами сделаны замеры трещиноватости палеозойского массива и покровных суглинков голоценовой террасы, разделенных крупным взбросом краевого типа. Сравнение диаграмм (см. рис. 70) обнаруживает удивительную устойчивость направлений трещиноватости в породах, образование которых разделено громадным промежутком времени и которые находятся в разных тектонических блоках. Отличием является лишь незначительный (около 5°) разворот против часовой стрелки всей системы трещин. Аналогичный поворот системы трещин в молодых структурах по отношению к более старым может быть установлен на большинстве других участков. Возможно, что здесь мы встречаемся с явлением "вращения простираний разновозрастных структур против часовой стрелки", описанным В.И. Поповым и О.А. Рыжковым (1955).

Имеющийся у нас фактический материал позволяет сделать заключение, что новейшая трещиноватость палеозойских массивов связана с оживлением древних и образованием новых трещин. Последние развиваются по направлениям, очень близким к древней трещиноватости. Трещиноватость пород покрова в отдельных случаях, вероятно, отражает трещиноватость палеозойского фундамента, преломляющую неотектонические напряжения.

Большинство диаграмм трещиноватости Центрального Тянь-Шаня обнаруживает сопряженное развитие ортогональной и диагональной систем трещин. Ортогональная система трещин включает трещины, имеющие простираение, близкое к меридиональному ($350-15^\circ$) и широтному ($275-285^\circ - 75-85^\circ$); диагональная система характеризуется северо-западным ($310-345^\circ$) и северо-восточным ($30-65^\circ$) простираениями. Эти названия систем трещин применимы по отношению к субширотным мегаскладкам (Кекиримтау, Молдотау, Нура, Нарынтау и др.). По отношению к мегаскладкам северо-восточного простираения ортогональная система трещин морфологически представляется в виде диагональной; трещины северо-западного простираения являются поперечными, трещины северо-восточного простираения — согласными (продольными).

Закономерная и выдержанная ориентировка трещин в породах разного возраста и в разных районах позволяет предполагать единую общерегиональную причину их развития, наследование структурного плана палеозойских и, может быть, более древних дислокаций.

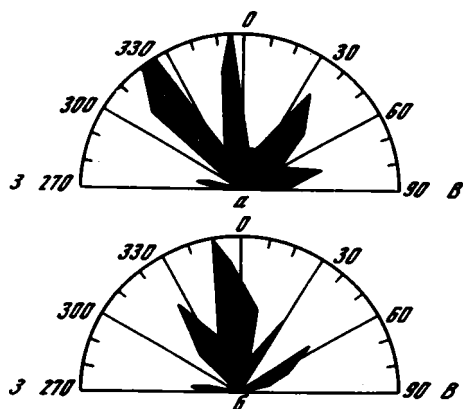


Рис. 70. Диаграммы трещиноватости палеозойских (а) и голоценовых (б) отложений в основании северного склона хр. Атбаша (р. Ташрабат)

формах, в эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенах), показывают, что трещиноватость горных пород — первостепенный фактор в формировании современного рисунка эрозионной сети. Водные потоки являются чутким индикатором структурных неоднородностей и тектонических движений земной коры, "естественным историческим нивелиром, фиксирующим даже незначительные деформации" (Горшков, Костенко, 1953). В этом мы убеждались на каждом шагу, изучая геоморфологию и четвертичные отложения Центрального Тянь-Шаня.

Зарождение и дальнейшее развитие эрозионной ложбины легче всего происходит, очевидно, по наиболее ослабленным линиям, каковыми, при прочих равных условиях, являются наиболее молодые ("живые") трещины. Анализируя роль трещинных нарушений в гидрогеологии Урала, Н.Д. Буданов (1957) отмечает, что древние трещины обычно замкнуты для современной циркуляции вод и оживают только при нарушениях, вызванных новейшими движениями, что одни и те же палеозойские породы могут иметь различную гидрогеологическую характеристику в зависимости от их отношения к зонам и элементам новейших деформаций. Аналогичный вывод необходимо сделать относительно роли "живых" и "мертвых" трещин и в формировании сети поверхностных водотоков. Он подтверждается как непосредственными наблюдениями приуроченности речных долин разных порядков к новейшим разломам и трещинам, так и сопоставлением диаграмм направлений речных долин с неотектонической структурой.

Речная сеть любого участка рассматриваемой территории, будь она развита в пределах высокоподнятых палеозойских образований или в толще рыхлых моласс кайнозоя, поражает удивительными и очевидными закономерностями строения. Преобладающее большинство долин в плане характеризуется коленчатым рисунком. При этом отдельные прямолинейные участки как главных долин, так и их притоков разных порядков подчинены очень немногим и устойчивым направлениям, которые являются основными и в геологической структуре, в частности для трещин и разрывов (рис. 71, см. рис. 68–70).

Сравнительное изучение трещиноватости и закономерностей планового рисунка экзарационно-эрозионной сети Центрального Тянь-Шаня подтверждает ставший уже тривиальным вывод об их непосредственной генетической связи. Эта связь очевидна, когда мы говорим о так называемых тектонических долинах, каковыми являются почти все долины субширотного или восток-северо-

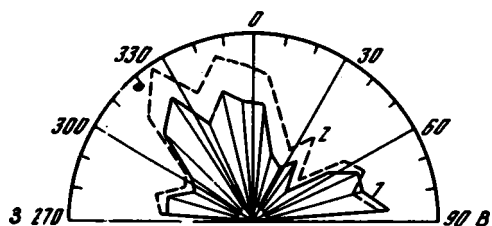


Рис. 71. Диаграмма направлений спрямленных участков речных долин Центрального Тянь-Шаня

Длина вектора пропорциональна длине (1) или количеству (2) участков речных долин данного направления. Замерено 950 отрезков речных долин общей длиной около 8000 км

восточного простирания. По ряду прямых и косвенных признаков она устанавливается для большинства остальных долин самых разных порядков. Эрозийная сеть как бы "проявляет" систему региональной трещиноватости и может быть использована для изучения последней.

* * *

Таким образом, основными видами новейших деформаций Центрального Тянь-Шаня являются складки большого радиуса кривизны (мегаскладки) и закономерно ориентированные по отношению к ним и генетически связанные с ними разрывы различного порядка.

Мегантиклинали и мегасинклинали, располагаясь кулисообразно, реже — эшелонированно друг относительно друга, образуют весьма протяженные линейные зоны (соответственно, антиклинальные и синклинальные). Они осложняют структурные волны более крупного порядка (системы поднятий и прогибов), которые мы условно относим к категории мегантиклинорий и мегасинклинорий¹.

Среди разрывных нарушений выделяются региональные, в том числе глубинные, и локальные. Региональные разрывные нарушения или их зоны представляют структурные образования того же порядка, что и мегаскладки. Они развиваются одновременно с ними, нередко ограничивают их в пространстве, определяя их положение и морфологические особенности. Региональные разрывы в большинстве своем характеризуются длительным унаследованным развитием, большой протяженностью и глубиной заложения (с ними, в частности, связаны излияния базальтовых лав в начальную стадию горообразования и зоны повышенной сейсмичности). Это конседиментационные структурные элементы. Региональные разрывы и мегаскладки являются производными одного и того же поля тектонических напряжений, т.е. это сопряженные структурные элементы.

Локальные разрывы осложняют мегаскладки и, по крайней мере частично, связаны с напряжениями, которые возникают в изгибающемся массиве горных пород. Они являются производными от мегаскладок или отражают в верхних структурных этажах земной коры более крупные разрывы или флексуры, развивающиеся в нижних структурных этажах.

Многочисленные разрывные нарушения Центрального Тянь-Шаня, определяющие блоково-складчатый характер его новейшей структуры, в целом подчинены сравнительно немногочисленным направлениям. Все разрывные нарушения, от региональных разломов до трещин, образуют единую сетку "трещиноватости" земной коры, закономерно ориентированную по отношению к мегаскладкам и вместе с ними испытывающую общие развороты. Последние происходят, как правило, в зонах региональных секущих нарушений разрывно-флексурного типа.

¹ Специальных терминов для определения подобных структур в литературе нет. Хотя сами структуры такого порядка близки к мегантиклинориям и мегасинклинориям, выделяемым в геосинклинальных системах, история их развития существенно иная ("эпиплатформенный" орогенез). Поэтому автор употребляет эти термины условно.

О СВЯЗИ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ С ЕГО ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРОЙ

Как следует из главы второй, неотектоническая структура Центрального Тянь-Шаня создана на весьма разнородном складчатом основании. Возникает важный вопрос о связи новейших деформаций с древними структурами основания. Этот вопрос не является новым. Проблема соотношения новейших и древних тектонических деформаций Тянь-Шаня в той или иной мере рассматривалась многими исследователями – В.И. Кнауфом, В.Г. Королевым, В.Н. Крестниковым, С.А. Несмеяновым, В.Н. Отневым, А.В. Пейве, Б.А. Петрушевским, В.И. Поповым, Д.П. Резвым, В.М. Синицыным, Н.М. Синицыным, Л.И. Соловьевой, С.С. Шульцем и др.

При изучении данной проблемы, как отмечали Н.С. Шатский (1951), А.В. Пейве (1956, 1965), Б.А. Петрушевский (1964), необходимо различать три ее стороны: 1) унаследованность тектонического плана, в частности местоположения подвижных поясов и простираций главнейших тектонических элементов внутри них; 2) унаследованность тектонических форм; 3) унаследованность тектонических движений.

Параллельность простираций основных элементов палеозойских и неотектонических структур (параллельность складчатостей разного возраста) в пределах Тянь-Шаня является очевидной и проявлена повсеместно. Господствующим простираением как древних, так и новейших структурных элементов является восток-северо-восточное или субширотное. Менее развитыми, но также характерными и для древней и для новейшей структуры являются элементы северо-западного простираения.

Данные о развитии палеозойской структуры Тянь-Шаня свидетельствуют об активном, хотя и подчиненном проявлении в палеозое (и особенно в герцинскую эпоху тектогенеза) структур северо-западного простираения (В.И. Кнауф, В.Г. Корольев, В.М. Синицын, Н.М. Синицын, К.Д. Помазов и др.). В течение новейшего горообразования пересечение и сопряженное (одновременное) развитие элементов разных направлений является столь же характерным, проявляясь по-разному в разных частях Тянь-Шаня. Байбиче-Каратауская зона молодых поднятий представляет наглядный пример взаимного наложения тектонических элементов широтного и северо-восточного простираций. При этом последнее является преобладающим и предопределило простираение всей зоны в целом. Широтное простираение является подчиненным и определяет структурные элементы меньшего порядка (частные поднятия, прогибы, разрывы).

Взаимное наложение структурных элементов субширотного и северо-западного направлений отчетливо представлено в пределах Сонкульской и Ферганской зон секущих региональных нарушений. Эти и другие подобные зоны, как отмечалось выше, наследуют по крайней мере частично крупные шовные зоны герцинского цикла развития Тянь-Шаня.

Таким образом, представление И.В. Мушкетова о более молодом (третичном) возрасте секущих (северо-западных) простираций не подтверждается. Речь может идти, очевидно, не о перестройке плана тектонических движений, а о сопряженном (одновременном) развитии структур северо-западного, субширотного и

северо-восточного направлений, из которых в разных участках подвижного пояса наиболее активным является одно, тогда как остальные там же играют второстепенную роль. По-видимому, изменение активности проявления того или иного направления (но не появление существенно иных, новых направлений) могло происходить и во времени, при переходе из одного структурного этажа к другому. Именно поэтому, вероятно, наблюдается удивительная выдержанность простираций трещин в породах различного возраста¹. Изменяется лишь количественное соотношение трещин того или иного направления.

Следовательно, можно присоединиться к выводу А.В. Пейве (19566), что господствующие простирания тектонических структур оказываются исключительно устойчивыми и наследуются из одного структурного этажа в другой.

Сравнительный анализ пространственного размещения палеозойских и кайнозойских тектонических форм Центрального Тянь-Шаня обнаруживает многочисленные факты соответствия не только простираций, но и частных структурных элементов (крупных складчатых деформаций и разрывов), т.е. явление полной (по Б.А. Петрушевскому, 1964) унаследованности. Возобновление движений по многочисленным палеозойским разрывам, их оживление в эпоху новейшего горообразования является достаточно известным фактом как для Центрального Тянь-Шаня, так и для других его областей. Это связано, вероятно, с тем, что напряжения, возникающие в палеозойском фундаменте в результате кайнозойского горообразования, распределяются в соответствии с анизотропией (структурно-литологической неоднородностью) этого фундамента. И в частности, разрывные его деформации происходили прежде всего по уже имевшимся ослабленным зонам, каковыми являются древние разрывные нарушения. При этом кинематическая характеристика молодых движений по разрывам отвечает, вероятно, главным образом неотектоническому полю напряжений, векторы которого могут и не соответствовать древним полям напряжений. Полная унаследованность движений по разрывам является здесь лишь частным случаем. Таковую можно предполагать для Южно-Иссыккульского, Южно- и Северо-Атбашинского разломов, отчасти по разломам, "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня", начиная с герцинского этапа. Для большинства же других, особенно мелких разрывов для подобных выводов необходим их дополнительный анализ.

Теперь остановимся на некоторых примерах унаследованности знака движений и формы складчатых структурных элементов. Прежде всего отметим широко известный пример унаследованного развития Иссыккульской межгорной впадины, описанный Б.А. Петрушевским (1955) и В.Г. Королевым (1956). Она является областью устойчивого (хотя и прерывистого) прогибания, начиная с карбона, а может быть и ранее. Оживление тектонических движений на границе триаса и юры здесь сказалось в развитии довольно значительного юрского прогиба. В течение этапа новейшего горообразования здесь же развивается крупнейший межгорный прогиб, основание которого погружено до -3000 м, а возможно, и более. Интересно отметить, что унаследованным является не только положение, но и асимметрия этого прогиба с максимальными погружениями в его юго-восточной части. В 1965 г. В.Г. Королев демонстрировал группе геологов, среди которых был и автор, интересный пример унаследованного развития сравнительно небольшой Джетьюгузской брахиантиклинали. На ее своде отмечается последовательное сокращение мощности и выпадение из разреза отдельных горизонтов каменноугольных, юрских и третичных отложений.

В пределах Терской блока Иссыккульского срединного массива и Сарыджасского срединного массива относительные или абсолютные восходящие движения происходили в течение всего палеозоя и особенно активными были в эпоху герцинского горообразования. В неотектоническую стадию развития Тянь-Шаня эти движения возобновились и являются весьма интенсивными (Западно-Терское поднятие в пределах Иссыккульского массива, Восточно-Акшийракское, Келютауское и Сарыджазское поднятия в пределах Сарыджазского массива).

¹Нами изучались трещины в породах от силура до голоцена.

Молдотау–Терскойская система неотектонических поднятий в целом также характеризуется весьма длительным проявлением восходящих движений. Обширная ее территория, соответствующая Бурханской складчатой зоне, причленялась к Терскому поднятому блоку Иссыккульского срединного массива и выступала вместе с ним в качестве поднятия начиная уже со среднего ордовика (см. главу вторую). Молдотау–Джетимтауская цепь мегантиклиналей, крайняя по отношению к рассматриваемой системе поднятий, обозначилась несколько позже, в силуре. Сначала это были обособленные поднятия Тахталыкского и Джетимтауского антиклинориев, которые в течение герцинского этапа выступали в качестве приподнятых участков и постепенно разрастались навстречу друг другу. В середине визейского века поднятие произошло на месте мегантиклинали гор Нура, характеризующейся антиклинориевой структурой палеозойских образований. В конце раннего и начале среднего карбона поднятия охватили и Молдотау–Акчешаульский район, однако они уже не были локальными, а связывались с общим замыканием обширного геосинклинального прогиба и формированием на его месте Кавакской складчатой зоны.

На месте каледонид Северного Тянь–Шаня в среднем и отчасти в позднем палеозое существовала горная страна с контрастным рельефом. В ее пределах развивались изолированные и полуизолированные впадины континентального типа. В частности, цепочка таких впадин простиралась вдоль "Важнейшей структурной линии Тянь–Шаня" (Джумгалский, Сонкельский и Восточно–Терский эпикаледонские прогибы). На одних участках они были отделены от расположенного южнее геосинклинального бассейна позднекаледонскими и раннегерцинскими поднятиями (например, Тахталыкским, Джетимтауским, Нуринским и, возможно, Бауралбасским) и представляли прогибы межгорного типа. На других участках они были открыты в сторону геосинклинали Среднего Тянь–Шаня и представляли прогибы предгорного типа.

Нисходящие движения в зоне разломов "Важнейшей структурной линии Тянь–Шаня" на отдельных участках сохранялись до верхнего палеозоя, когда осадконакопление прекратилось почти на всей территории Северного и Среднего Тянь–Шаня. В связи с оживлением тектонических движений в конце триаса – начале юры в этой же зоне (в западной ее части) возобновилось прогибание (Минкуш–Кёкёмеренская впадина). И наконец, в процессе новейшего горообразования в рассматриваемой зоне палеозойских прогибов вновь сформировались отрицательные формы (Минкуш–Кёкёмеренская, Сонкельская, Коктурпакская, Арчау–Джиналачская, Кызылбельская, Кёлойская внутригорные впадины–мегасинклинали и грабен–мегасинклинали).

В главе второй отмечалось, что значительное снижение системы поднятий Терской–Алатау в восточной части (верховья рек Джергалан, Тюп и Каркара) территориально приурочено к району, который и в палеозое отличался тенденцией к нисходящим движениям в широкой полосе, поперечной к основному просираванию структур.

Таким образом, можно сделать вывод, что Молдотау–Терскойская система поднятий и ее структура наследуют в общих чертах достаточно сходную герцинскую структуру. При этом необходимо отметить, что неотектонические прогибы характеризуются более линейными очертаниями по сравнению с эпикаледонскими. Это соответствует выводу Б.А. Петрушевского (1955), что линейность присуща именно неогеновым движениям Тянь–Шаня. Анализируя распространение юрских и верхнепалеозойских отложений в Иссыккульской, Илийской и Локчууской впадинах, он отметил, что в соответствующее время последние имели более изометричную или овальную форму типа мульд Центрального Казахстана. Молодые деформации привели к их резкому удлинению, чего не произошло, вследствие слабости этих движений, в Центральном Казахстане.

Об унаследованности новейших структурных единиц западной части Нарынской системы межгорных прогибов сейчас говорить трудно, так как на обширной территории этой системы палеозойский фундамент скрыт от непосредственного наблюдения под мощной толщей кайнозойских осадков, и структура его в значительной мере остается неизвестной. Можно отметить лишь некоторые

примеры. Так, Дюдюмельская (Казарманская) мегасинклиналь в Тогуз-Торауской впадине наследует герцинский синклиниорий. Акчаташская мегантиклиналь в общем развивается в пределах одноименного герцинского синклинория. Однако в некоторых сечениях мы видим полное качественное соответствие древней и новейшей форм. Сложность герцинской структуры в этом районе делает это вполне понятным.

В пределах Джамандаванского позднепалеозойского прогиба, где нисходящие движения сохранялись вплоть до верхней перми, в течение новейшего орогенеза сформировался обширный синклиниорий Атбашинской впадины и мегантиклиналь гор Джамантау. Последние наследуют, соответственно, позднегерцинские синклинории и антиклинории. По-видимому, уже в перми обозначились также Турасуйская грабен-синклиналь и Акташская мегантиклиналь. Регенерированными в ряде случаев оказываются здесь и более мелкие складчатые формы (см. рис. 40).

Не менее выразительно унаследованность проявляется и в пределах герцинид Кокшальской складчатой области. Так, грандиозное поднятие Атбашинского хребта как положительная структурная форма существует начиная со среднего девона. Столь же древней является, по-видимому, Балыктинская мегасинклиналь (западная часть северного склона хр. Джангджир). Мегантиклиналь Джангджирского хребта наследует антиклинальную структуру Карачукурской складчатой зоны, сформировавшуюся к концу раннего – началу среднего карбона. Антиклинальным же строением характеризуется палеозой Уланской горст-мегантиклинали.

Узкая тектоническая депрессия рек Джалджир и Джагалмай, разделяющая указанные антиклинальные поднятия, наследует соответственно среднегерцинскую синклиналь. Наблюдаемое на склонах долины р. Джалджир довольно крутое залегание известняков среднего палеозоя (падение на север под углами около $50-60^\circ$ на южном борту долины и более пологий обратный наклон на северном ее борту) связано главным образом с неотектоническими деформациями. Это становится очевидным, если принять во внимание наклон предороженной поверхности выравнивания и перекрывающих ее олигоцен-неогеновых отложений, который на южном склоне достигает $40-45^\circ$, а на северном, по-видимому, и того более, сопровождаясь молодым продольным взбросом. Таким образом, палеозойские деформации в этом районе были весьма пологими ($5-15^\circ$).

В связи с этим заметим, что поскольку вышеописанные новейшие деформации по своей величине являются не исключением, а характерны для многих других районов Тянь-Шаня, необходимо учитывать следующее обстоятельство. В практике геологических работ характеристика тектоники древних толщ дается без учета наложенных молодых дислокаций. Совершенно очевидно, что для областей, подобных Тянь-Шаню, где эти дислокации весьма значительны, древние структуры, интенсивность древней складчатости, ее характер, морфология складок и разрывов и т.д. в ряде случаев представляются достаточно искаженными. Кроме того, возможно и неправильное определение возраста той или иной тектонической формы. Большое значение всех этих параметров для практической геологии требует при их характеристике вводить определенную "поправку на неотектонику".

Мезо-кайнозойская Чатыркель-Аксайская впадина наследует среднегерцинский синклиниорий. Мелкие складки и чешуи, характерные для южного крыла синклинория, в новейшей структуре не проявлены, за исключением некоторых разрывов. В то же время герцинская структура Сарыбелесского хребта, в общем представляющая круто наклоненную на север моноклиналь, оборванную с юга Тюекуйрюкским разломом, качественно отражена и в неотектонической структуре. Судя по геологической карте, палеозойская структура мегантиклинали хр. Кокшалтау является также антиклинальной.

И наконец, исключительно длительным существованием характеризуется граница Тянь-Шаньского подвижного пояса с Таримским платформенным массивом. Стабильное состояние последнего унаследовано с конца протерозоя. К

этой границе приурочены предгорные прогибы, наиболее крупным из которых является Кучарский. В отличие от межгорных впадин Северного и Центрального Тянь-Шаня, для них характерны довольно значительные опускания в течение всего мезозоя – первой половины палеогена. Однако в западной части зоны южно-тяньшаньских предгорных прогибов намечаются элементы перестройки. Если Кучарский прогиб характеризуется в общем стабильным положением и устойчивым осадконакоплением в течение всего мезо-кайнозоя, то Чულтагский участок в четвертичное время оказался вовлеченным в поднятие Тянь-Шаня и морфологически в настоящее время выражен плохо, напоминая предгорья Южной Ферганы. Но необходимо отметить при этом, что Чултагский участок и ранее отличался менее активным прогибанием.

Выше мы отмечали, что Центральный Тянь-Шань вместе с областью Ферганской депрессии разделен зонами региональных секущих нарушений северо-западного простирания на четыре гигантских ступени, последовательно снижающихся с востока на запад. Такая поперечная ступенчатость, с нашей точки зрения является унаследованной с мезозоя, а может быть, и с более древних эпох. То, что территория Тянь-Шаня, расположенная к востоку от Ферганского разлома, в мезозое и первой половине кайнозоя была приподнятой относительно Ферганского сектора, показано многими исследователями (Б.А. Петрушевский, В.М. Синицын и др.). Этот вывод является очевидным уже при анализе геологической карты, а именно при анализе распространения мезо-кайнозойских отложений. Менее значительная ступень существовала в мезозое (во всяком случае, в раннеюрское время) и более активно проявилась в эпоху новейшего горообразования в Сонкельской зоне секущих нарушений. Относительно опущенным здесь является также западный сектор (см. рис. 66).

Многочисленные примеры наследования неотектоническими структурами палеозойских и мезозойских структурных элементов в пределах Центрального Тянь-Шаня позволяют сделать вывод, что унаследованное развитие новейшей структуры является характерным для этой области. Речь может идти не только о параллельности, но и об унаследованности (или, может быть, лучше говорить о возрождении) основных структурных элементов.

Таким образом, несмотря на то, что новейший орогенез и древние эпохи мобильного состояния Тянь-Шаня были разделены довольно продолжительным периодом "платформенного" развития, когда структурная дифференциация проявлялась весьма слабо (особенно в Центральном Тянь-Шане), связь новейших и древних структур несомненна. Формы и направление новейших тектонических деформаций, очевидно, были предопределены герцинской и каледонской структурами. Последние играли роль своеобразного "каркаса", соответствующим образом определяющего распределение неотектонических движений.

Наиболее консервативным устойчивым элементом тектоники Тянь-Шаня является структурный план, точнее, основные направления структурных элементов. Частные складки палеозойского фундамента, присущие геосинклинальным условиям развития, в новейшей структуре, как правило, не возрождаются. В эпоху новейшего орогенеза палеозойский фундамент выступает уже как консолидированный массив, в котором образование мелкой складчатости (складок малого радиуса кривизны) является затрудненным. Молодые тектонические деформации наследуют формы наиболее крупных элементов древней тектоники: новейшие мегантиклинали и мегасинклинали (или их зоны) в большинстве своем наследуют соответственно позднепалеозойские антиклинории и синклинории. Более древние структурные элементы наследуются новейшими движениями, если в течение последующих стадий развития (в палеозое) они не претерпели инверсий структурной формы.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В СВЯЗИ С ЕГО НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ

Глубинному строению земной коры Тянь-Шаня в целом или отдельных его областей посвящена достаточно обширная литература. Но необходимо отметить, что степень изученности разных районов Тянь-Шаня весьма различна. Центральный Тянь-Шань и в этом отношении остается наименее изученным. Представления о его глубинном строении основываются лишь на совокупности довольно бедных сейсмических и гравиметрических данных, а также на экстраполяциях и сопоставлениях с Северным Тянь-Шанем и Ферганой, где произведен более полный комплекс специальных геофизических исследований, в том числе глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ). В пределах Центрального Тянь-Шаня относительно хорошо изученной является его северо-западная часть (район хребтов Кекирим и Молдотау и Нарынской впадины), а остальная его территория остается, по существу, "белым пятном".

Центральноазиатский подвижный пояс геосинклинального типа, частью которого является Тянь-Шань, характеризуется максимальными значениями мощности земной коры, достигающими 70–80 км (Хайн, 1964а). Увеличение мощности земной коры в пределах геосинклинальных (эпиplatformенных) подвижных поясов, по мнению В.В. Белоусова (1962), В.Е. Хайна (1964а) и ряда других исследователей, происходит за счет увеличения мощности базальтового слоя. Последнее обстоятельство является одним из основных аргументов в выводах В.В. Белоусова о том, что явление "тектонической активизации" связано с подъемом базальта к поверхности и разрушением гранитной коры. Однако В.И. Попов и Т.Д. Филин (1955) заключают, что в разрезе и по площади Средней Азии гранитный материал преобладает над базальтовым. С этим связано, по их мнению, повсеместное преобладание здесь отрицательных гравитационных аномалий, несколько уменьшенных в пределах Таримского массива. Н.А. Беляевский, А.А. Борисов, И.С. Вольвовский (1967) также считают, что увеличение мощности земной коры в горноскладчатых областях, сформировавшихся на палеозойском или более древнем складчатом фундаменте, происходит за счет разрастания и базальтового и гранитного слоев, но с общей тенденцией преобладания мощности гранитного слоя. Мощность базальтового слоя составляет 40% и менее по отношению к общей мощности земной коры.

В пределах Центрально-Казахстанского щита, расположенного к северу от Тянь-Шаня, глубина залегания поверхности Мохоровичича (поверхности М) составляет 40–50 км (рис. 72). Ее рельеф характеризуется овальными и почти изометричными формами больших размеров. В пределах Тянь-Шаня глубина залегания поверхности М увеличивается от 40–50 км в зоне северных предгорий до 65 км в системе поднятий Кокшалтау, а затем в направлении к Таримскому массиву снова уменьшается до 50 км. На фоне этого несколько асимметричного прогиба подошвы земной коры, зеркальным отражением которого как бы является Тянь-Шаньский свод в целом, отмечаются менее крупные деформации поверхности М. Последние, в отличие от Центрального Казахстана, характеризуются большей амплитудой и линейностью очертаний.



Рис. 72. Карта рельефа поверхности Мохоровичича Тянь-Шаня и сопредельных территорий [фрагмент карты территории СССР и сопредельных стран, составленной Н.А. Беллевским и др. (1967)]

1 - изолинии глубин поверхности Мохоровичича, в км от уровня моря; 2 - территория Центрального

В частности, Фергано-Нарынской системе межгорных впадин соответствует широтная зона уменьшенных глубин (50 км)¹ залегания поверхности М.

Однако центральная часть Ферганской впадины характеризуется прогибом поверхности М, т.е. соответствует отрицательной структуре верхних горизонтов земной коры. В этом состоит известное своеобразие этой впадины. Мощность земной коры в ее пределах достигает 52 км, из них мощность базальтового слоя составляет - 18 км (около 34%), гранитного - 22 км. На Памире эти величины равны соответственно 65, 28 (43%) и 37 км (Беляевский и др., 1967).

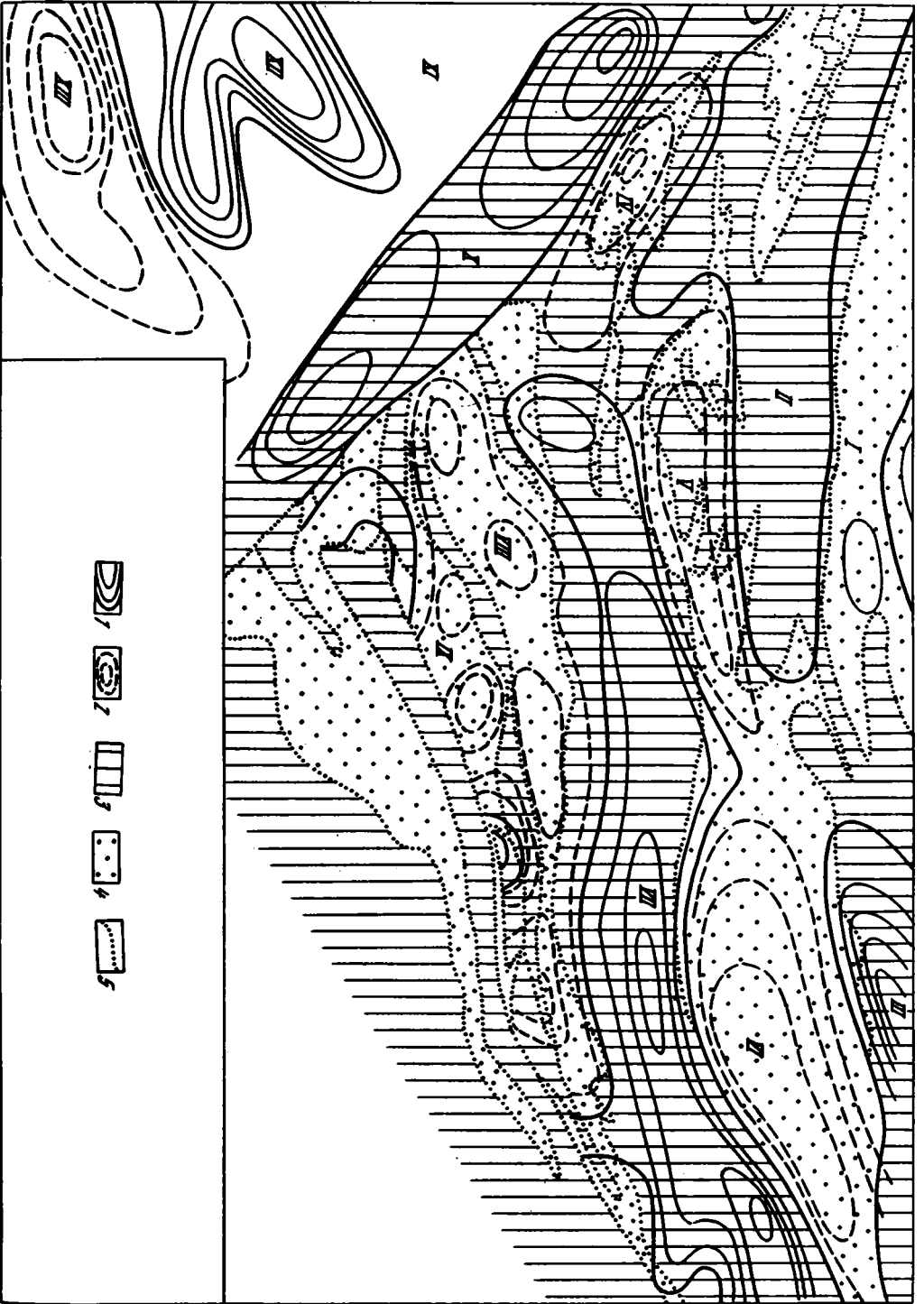
В северной окраинной части Тянь-Шаня соотношение мощностей базальтового и гранитного слоев является существенно иным по сравнению с Памиром, Ферганой и Центральным Казахстаном. Исследования Г.А. Гамбурцева (Гамбурцев и др., 1957) показали, что здесь суммарная мощность осадочного и гранитного слоев земной коры составляет 8-20 км. Значительным изменениям подвержена мощность базальтового слоя: в области мегантиклиналей Киргизского, Кунгейского и Заилийского Алатау происходит ее увеличение (подъем кровли и незначительное погружение подошвы), в области Чуйского, Илийского и Иссыккульского прогибов наблюдается обратная картина. При этом изменение мощности базальтового слоя при переходе от одной структуры к другой происходит достаточно резко - в поднятиях Кунгейского и Заилийского Алатау она составляет 40-42 км (около 80%), в пределах Илийской предгорной впадины - 24-26 км (около 60%). В общем рельеф кровли базальтового слоя (поверхность Конрада) качественно соответствует поверхности палеозойского фундамента и обобщенному рельефу дневной поверхности. Иначе говоря, здесь, как, впрочем, и в Ферганской области, устанавливается прямое соответствие новейших деформаций рельефу поверхности Конрада.

Соответствие новейших деформаций рельефу поверхности М не является, по-видимому, столь тесным. В ней отражаются лишь самые крупные элементы новейшей тектонической структуры. Это, прежде всего, горный пояс Тянь-Шаня в целом. Слабее, но все же достаточно отчетливо отмечаются в рельефе поверхности М системы предгорных и межгорных прогибов (например, Чу-Илийская и Фергано-Нарынская) или системы поднятий (например, Туркестано-Алайская, Северо-Тяньшаньская, Кокшальская)². Отмеченные неотектонические структурные элементы являются, таким образом, глубинными, достигающими подошвы земной коры.

Гравитационное поле Тянь-Шаня в общем подтверждает предположения о погружении поверхности М с севера на юг. На этом фоне также фиксируется слабая дифференциация ее рельефа. Приподнятый участок обозначен западнее линии Рыбачье - Нарын - Чатыркель. Сходная картина рельефа поверхности М этого участка дана в работе И.М. Мелькановицкого (1965). Можно предполагать, что с этим поднятием поверхности М связано наиболее глубокое погружение фундамента Нарынской системы прогибов. Правда, имеется некоторое несоответствие в плане контуров участка относительно приподнятой поверхности М и области глубокого прогибания Нарынской системы межгорных впадин (восточной границей этой области является Сонкельская зона северо-западного простирания). Возможно, что это несоответствие связано с недостаточной геофизической изученностью региона. Во всяком случае, можно предполагать, что в глубоких слоях земной коры, вплоть до ее подошвы, имеет место и поперечная дифференциация структуры Северного и Центрального Тянь-Шаня. Глубинными являются, вероятно, описанные выше зоны секущих (трансорогенных) нарушений регионального порядка. Что касается зон Таласо-Ферганского, а также Западно-Тяньшаньского разломов, то это является уста-

¹ Близкая картина рельефа поверхности М изображена в работах В.Н. Крестникова, И.Л. Нерсесова (1962) и И.М. Мелькановицкого (1965).

² В качественном отношении это соответствие может быть прямым (Ферганская впадина), но чаще всего является обратным.



новленным и общепринятым фактом (Крестников, Нерсесов, 1962; Уломов, 1966; Таль-Вирский, 1972; Макаров, Трифонов, Шукин, 1974).

В отношении качественного несоответствия рельефа кровли базальта и поверхности М данные гравиметрии, по мнению Г.Г. Маринченко, не согласуются с результатами ГСЗ. Он считает, что обе поверхности раздела погружаются на юг, при этом кровля базальта наклонена более круто. Последнее обстоятельство соответствует приведенным выше данным о разрезах земной коры. Интересным для наших выводов является возмущение "базальтовой" составляющей гравитационного поля, территориально (и, вероятно, генетически) приуроченное к району Сонкёльской зоны секущих нарушений: к юго-западу от нее наблюдается погружение кровли "базальта", северо-восточный блок приподнят, т.е. поведение кровли и подошвы базальтового слоя в близких (территориально) границах качественно различно. Таким образом, гравиметровые данные, на наш взгляд, не так уже и расходятся с данными ГСЗ. Вместе взятые, они позволяют распространить установленную для Северного Тянь-Шаня закономерность качественного соотношения кровли базальтового слоя и поверхности М на Центральный Тянь-Шань.

Остаточное гравитационное поле, отражающее поведение гранитного и осадочного слоев земной коры, наиболее хорошо увязывается с планом неотектонической структуры Центрального Тянь-Шаня. Основные аномалии силы тяжести верхних слоев земной коры, по мнению Г.Г. Маринченко, связаны с глубиной залегания кристаллического фундамента и мощностью осадочного покрова. Последние же в значительной мере предопределены новейшими тектоническими движениями. И действительно, относительные гравитационные минимумы совпадают с Иссыккульской и Нарынской системами межгорных прогибов. Четко выделяется полоса относительных гравитационных максимумов, соответствующая Молдотау-Терской системе новейших поднятий (рис. 73).

В.Н. Крестников и И.Л. Нерсесов (1962) предполагают, что на месте предгорных и межгорных впадин Тянь-Шаня уже в начале палеозоя существовали участки земной коры, характеризующиеся малой подвижностью – срединные массивы докембрийской стабилизации. В частности, существование такого массива предполагается в пределах современных Казарманской, Нарынской и Атбашинской впадин ("Центрально-Тяньшаньский массив"). По мнению В.Н. Крестникова и И.Л. Нерсесова, чем ранее был консолидирован тот или иной блок земной коры, тем на меньшую высоту он был поднят в течение новейшего орогенеза и соответственно обладает более тонкой корой. Однако целый ряд фактов противоречит этому выводу. Например, район хребтов Заилийского, Кунгейского и Терской-Алатау и оз. Иссык-Куль представляет срединный массив докембрийской стабилизации, но отдельные участки ("блоки") этого массива в новейшей структуре развиваются по-разному. Центральная часть массива испытывает устойчивое опускание, в новейшей структуре ей соответствует Иссыккульская межгорная впадина. Заилийский, Кунгейский и Терский блоки срединного массива, напротив, характеризуются длительным устой-

Рис. 73. Схема остаточного гравитационного поля Центрального Тянь-Шаня и сопредельных районов, отражающего предположительно поведение кровли "гранитного" слоя и вышележащих отложений (по Г.Г. Маринченко с изменениями и дополнениями)

1,2 – гравитационные аномалии: 1 – относительно положительные, 2 – относительно отрицательные; 3,4 – системы и зоны: 3 – новейших поднятий, 4 – новейших прогибов; 5 – границы поднятий и впадин

Гравитационные минимумы: I – Чуйский, IV – Токтогульский, V – Сусамыр-Кочкорский, VI – Иссыккульский, VIII – Нарынский, IX – Атбашинский, XI – ферганский, XIII – Алайский

Гравитационные максимумы: II – Киргизский, III – Кунгейский, VII – Терский, X – ферганский, XII – Алайский

чивым воздыманием и имеют повышенную мощность земной коры. Сарыджазский срединный массив в течение длительного времени также является областью поднятия. В новейшей структуре ему соответствуют грандиозные поднятия Восточного Акшыйрака, Келютау и Сарыджазского хребта.

Таким образом, зависимость неотектонической структуры и мощности земной коры от историко-геологических предпосылок и древнего структурного плана является, по-видимому, более сложной, чем это предполагают В.Н. Крестников и И.Л. Нерсесов. Но мы должны согласиться с другим их выводом, что современный рельеф поверхности М является главным образом результатом проявления неотектонических движений.

Разнообразные явления свидетельствуют о том, что горообразовательные процессы в Центральном Тянь-Шане продолжают весьма активно и в современную эпоху. Они отражаются в режиме процессов эрозии и осадконакопления, в резких, структурно обусловленных изменениях фаций и мощностей современного аллювия, в морфологии речных русел и пойм, в дифференцированных перемещениях береговой линии оз. Иссык-Куль (Мишина, 1965; Макарова, Макаров, 1968а) и т.п. Одним из проявлений современных движений являются землетрясения. Тянь-Шанская область горообразования известна как одна из наиболее сейсмичных в пределах Советского Союза. Почти все ее районы относятся к зонам 8-9-балльных землетрясений.

Землетрясениям Тянь-Шаня, их связи с геологической структурой и историей ее развития посвящено большое количество статей и монографических описаний. Целью данного раздела не является подробное описание сейсмических материалов. Кратко остановимся лишь на некоторых особенностях сейсмичности Центрального Тянь-Шаня в связи с его новейшей тектоникой.

Хотя связь землетрясений с тектонической, в том числе с неотектонической структурой известна давно, формы проявления этой связи в значительной мере остаются предметом разногласий. На большинстве обобщающих схем сейсмичности Тянь-Шаня обозначены две основные зоны высокой (9-балльной) сейсмичности — Северо-Тяньшанская и Южно-Тяньшанская. Они характеризуются максимальной энергией и повторяемостью сильных и слабых землетрясений. Эти зоны приурочены к окраинным областям неотектонического поднятия Тянь-Шаня, к областям его сочленения с Казахстанским щитом на севере и Таримским платформенным массивом на юге. В их обрамлении находится Центральнo-Тяньшанская область относительно пониженной сейсмической активности. Самые сильные землетрясения, известные здесь, имели 7-8 баллов (в долине Нарына между кишлаками Учкун и Актал в 1948 г. и в районе устья Алабуки в 1954 г.). Известно несколько землетрясений силой 6-7 баллов: Терское в 1933 г., Сонкельское и Кокшальское в 1940 г., Куланакское в 1948 г., Нарынское в 1950 г., Угутское в 1957 г. (Фесенко, 1960; Джанузаков, 1964). Слабые землетрясения здесь происходят также относительно редко.

Исследователи по-разному подходили к оценке причин пониженной сейсмичности Центрального Тянь-Шаня. В.В. Попов и И.А. Резанов (1955) связывают ее с однородностью геологического строения рассматриваемой территории. Однако, как отмечалось выше (глава вторая), структура Центрального Тянь-Шаня весьма разнородна. В частности, значительные изменения происходят с глубиной залегания докембрийского и каледонского фундамента. "Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня", разделяющая области с различно поднятым фундаментом каледонской и более древней стабилизации, по мнению В.В. Попова и И.А. Резанова, в новейшей тектонике и сейсмичности никак не проявлена. Однако этот вывод может быть отнесен лишь к небольшим участкам разлома. С ним, вероятно, связана Кавакско-Сонкельская сейсмоактивная зона широтного простирания, выделяемая М.В. Гзовским, В.Н. Крестниковым, И.Л. Нерсесовым, Г.И. Рейснером (1960). Она характеризуется, в частности, повышенной сейсмичностью хр. Молдотау, в недрах которого проходит "Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня". Но при этом необходимо отметить, что кроме гетерогенности блоков земной коры, соприкасающихся по этому шву,

повышенная сейсмичность Молдотау может быть связана с напряжениями, которые возникают при встречном движении масс в этом районе и тесном сближении частных поднятий, образующих единый свод (см. главу шестую).

Аналогичная структурная обстановка (резкое сближение поднятий), характеризующаяся повышенной сейсмичностью, была отмечена Н.П. Костенко (1960) на Памире и в Гиссаро-Алае. И в северо-западном Тянь-Шане участки, где по разрывам соприкасаются структуры с взаимнообратной асимметрией, как правило, отличаются повышенной сейсмичностью (Кучай, 1966а).

С точки зрения Б.А. Петрушевского (1955), сейсмичность определяется комплексом разнообразных историко-структурных факторов, включающих унаследованность тектонического развития, тип тектонических движений и т.д. Он считал, что связь новейших и современных движений с сейсмичностью может быть установлена лишь в общей форме применительно к крупным региональным структурам и что в пределах последних нельзя выделять участки, сейсмичность которых была бы связана прямой зависимостью с новейшими движениями частных структур. Действительно, внутренние районы Центрального Тянь-Шаня характеризуются весьма интенсивными дифференцированными новейшими и современными движениями, прекрасно выраженными в рельефе этой области. Относительно редкие и слабые землетрясения, происходящие здесь, как будто бы подтверждают вывод Б.А. Петрушевского. Не считая новейшие тектонические движения в их внешнем, геоморфологическом, выражении основным фактором сейсмичности, относительно пониженную сейсмичность Центрального Тянь-Шаня он объяснял малой подвижностью его территории на мезозой-палеогеновом этапе.

М.В. Гзовский, В.Н. Крестников, И.Л. Нерсесов, Г.И. Рейснер (1960) рассматривали сейсмическую активность в прямой связи с величиной градиента скорости новейших и особенно современных движений. Кроме того, энергия землетрясений, по их мнению, зависит от размера нарушения сплошности земной коры. С этих позиций они и объясняли относительно слабую сейсмичность Центрального Тянь-Шаня. Однако с этим трудно согласиться. Для Центрального Тянь-Шаня характерны весьма протяженные (свыше 100 км) зоны необычайно контрастных движений и сопутствующих им разрывов. По амплитуде и контрастности новейших движений эти зоны не уступают таковым, например, в Северо-Тяньшаньской области. Но они не выделяются ни высокой частотой, ни большой силой землетрясений. Отмеченные выше 6-8-балльные землетрясения приурочены к центральным частям Нарынской впадины, а не к ее северной окраине, где градиент скорости движений наибольший.

В Северном Тянь-Шане сильные землетрясения известны в зоне Чилико-Кеминской грабен-мегасинклинали, где проходит серия крупных продольных разломов. Но амплитуда вертикальных перемещений по этим разломам, как и вообще размах тектонических движений за новейший этап в зоне Чилико-Кеминского грабена, намного меньше, чем например, на границе Чуйской впадины с Киргизским поднятием или Илийской впадины с Заилийским Алатау, хотя сейсмичность их примерно одинакова. В то же время в пределах Центрального Тянь-Шаня имеется целый ряд зон, подобных Чилико-Кеминской, столь же протяженных и характеризующихся столь же и даже более высокой контрастностью новейших движений, но не выделяющихся сколько-нибудь высокой сейсмичностью. Аналогичные примеры несоответствия величины градиента скорости новейших движений и степени сейсмичности приводил для северо-западного Тянь-Шаня В.К. Кучай (1966б). Таким образом, сами по себе величина градиентов скорости вертикальных движений за новейший этап и длина разрывных нарушений, сопутствующих зонам высоких градиентов, еще не определяют степень сейсмической активности того или иного района.

А.В. Горячев (1959), проанализировав материал по Иссыккульскому району, отмечает, что вывод Б.А. Петрушевского справедлив только тогда, когда для сейсмогеологического анализа привлекаются данные только по сильным землетрясениям. Для слабых же землетрясений отмечается прямая связь с зонами контрастных неотектонических движений в их геоморфологическом вы-

ражении. Рассматривая сейсмичность Центрального Тянь-Шаня с этих позиций, мы можем присоединиться к мнению А.В. Горячева. Один из сравнительно активных в сейсмическом отношении участков бассейна р.Нарын был отмечен Е.А. Розовой (1956) южнее хр.Молдотау, где к нему примыкают гряды диагональных поднятий Дюдюмель и Акшийрак (Кызылжыр). К этому участку приурочено Дюрбельджинское землетрясение 1954 г., одно из сильнейших в Центральном Тянь-Шане (Трубенко, 1959). Эпицентр этого землетрясения, сила которого по макросейсмическим данным оценивается в 7-8 баллов, предполагается в районе устья р.Алабука, в зоне активных четвертичных поднятий гор Акшийрак и Кызылжыр.

Столь же активная диагональная зона позднеплиоцен-четвертичных внутридепресссионных поднятий Байбиче-Каратау также характеризуется повышенной плотностью эпицентров слабых землетрясений (Введенская, Фогель, 1957; Горячев, 1959; Кнауф, 1962). Повышенная тектоническая напряженность Байбиче-Каратауской зоны связана, вероятно, не только с высокой скоростью роста этих поднятий¹, но и с сопряженным развитием здесь наложенных друг на друга структурных форм двух направлений - широтного и северо-восточного.

Еще одна полоса повышенной плотности эпицентров слабых землетрясений проходит в северо-западном направлении от г.Нарын через оз.Сонкёль в район Беловодска (см. рис. 67). Эта эпицентральной зона, которую мы в дальнейшем назовем Сонкёльской, совпадает с одноименной зоной региональных нарушений и, очевидно, связана с нею генетически. Можно предположить, кроме того, что сравнительно глубокое ($h \approx -28$ км) 7-балльное Сонкёльское землетрясение приурочено к участку пересечения двух региональных шовных зон - "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня" и Сонкёльской секущей зоны. Ранее мы уже высказали предположение о приуроченности катастрофических Беловодских землетрясений к аналогичному тектоническому узлу в пределах южной окраины Чуйской впадины.

К юго-востоку от Нарына Сонкёльская эпицентральной зона не прослеживается. С нашей точки зрения это объясняется недостаточностью инструментальных записей слабых землетрясений. Такое предположение подкрепляется значительным сгущением эпицентров землетрясений в Южно-Тяньшаньской сейсмоактивной зоне, приуроченным к району Пчанских поперечных дислокаций, принадлежащих, по всей вероятности, Сонкёльской зоне секущих нарушений. Данные по новейшей тектонике и сейсмичности Центрального Тянь-Шаня хорошо подтверждают повышенную сейсмичность поперечных структурных элементов и особенно узлов пересечения их с продольными структурами, о чем применительно к среднеазиатским горным сооружениям писали М.И. Ломонович (1956), Д.Н. Казанли (1957), М.В. Гзовский (1957), Н.П. Костенко (1960), В.И. Кнауф (1962), О.К. Чедия (1964, 1968), В.К. Кучай (1966, 1971а,б), Г.П. Горшков и др. (1971) и ряд других исследователей. Интересные для наших выводов данные были получены в последнее время геофизиками (Альтер и др., 1973), которые в районе Заилийского Алатау и Илийской впадины установили ряд зон повышенной сейсмической активности северо-западного простирания. Три из них, как отмечалось выше, находятся на простирании Барскаунской, Оргочерской и Аксу-Илийской зон секущих нарушений и, по-видимому, генетически с ними связаны. Известные Верненское и Кебинское катастрофические землетрясения, по мнению С.М. Альтера и др. (1973), также приурочены к узлам пересечения сейсмоактивных зон северо-западного простирания с известными продольными швами восток-северо-восточного направления.

Таким образом, намечается вполне определенная связь сейсмичности с конкретными неотектоническими структурными элементами. Особое внимание

¹ Сейсмичность локальных поднятий (складок и блоков), активно развивающихся в областях прогибания, по данным Н.П. Костенко (1960), характерна и для западных районов Тянь-Шаня (Фергана, Гиссарский район).

привлекают региональные секущие нарушения, особенно узлы их пересечения между собою и с крупными тектоническими швами субширотного простирания, в которых, как можно предполагать, локализуется большее количество и наиболее сильные, в том числе катастрофические землетрясения (см. рис. 67). Это обстоятельство следует учитывать при составлении карт районирования сейсмоопасных областей. Оно позволяет в некоторой мере уменьшить размеры территорий, где предполагается возникновение разрушительных землетрясений.

С этой точки зрения протяженность крупных продольных тектонических швов и зон (или "полос") высоких градиентов скорости вертикальных тектонических движений, по-видимому, далеко не всегда определяет размеры соответствующих сейсмоопасных зон и одинаковую силу возможных землетрясений по всей длине того или иного шва (Горшков и др., 1971; Костенко и др., 1972).

До сих пор мы рассматривали возможную зависимость землетрясений от латеральных неоднородностей земной коры. Однако заслуживает внимания и представление Э.Аргана (1935) о "складках основания" как о стратоструктурах, связанных со скольжением макрослоев земной коры по разделяющим их поверхностям крупных несогласий. Анализируя с подобных же позиций складки большого радиуса кривизны Тянь-Шаня, В.И. Кнауф (1966) высказал предположение о сейсмогенерирующей роли таких скольжений. Эти предположения хорошо согласуются с данными Е.А. Розовой (1950) о распределении гипоцентров землетрясений Средней Азии по "горизонтальным" зонам раздела земной коры. Такие фокальные поверхности, согласно этим данным, расположены на глубинах 0-10, 35±10, 50-60, 100±20 км. Соответственно землетрясения были разделены Е.А. Розовой на поверхностные, нормальные, промежуточные и глубокие.

По данным С.Д. Макаровой (1955), Е.А. Розовой и В.П. Грина (1955), Н.А. Введенской (1961) и других сейсмологов, землетрясения, зарегистрированные в пределах Тянь-Шаня, относятся к коровым. Их очаги в подавляющем большинстве не опускаются ниже земной коры и располагаются преимущественно в области границы Конрада и выше. В Северном Тянь-Шане большая часть очагов расположена на глубинах 10-25 км, в основном в верхней части базальтового и в гранитном слоях (Введенская, Фогель, 1957). Близкой глубиной характеризуются землетрясения Кавакско-Сонкельской сейсмоактивной зоны (Гзовский, Крестников, Нерсесов, Рейснер, 1960).

Выделяется класс многочисленных землетрясений, в основном слабых, очаги которых расположены в верхних слоях земной коры, в том числе в мезокайнозойском покрове и на его границе с палеозойским фундаментом. Особенностью землетрясений, отмеченных в Нарынской впадине, является их быстрое затухание и небольшая площадь сотрясения, свидетельствующие о малой глубине их очагов (Фесенко, 1960; Джанузаков, 1964). Отмечая распространение подобных землетрясений Средней Азии главным образом в крупных мезокайнозойских депрессиях, С.Д. Макарова (1955) предположила, что гипоцентры этих землетрясений приурочены к поверхности раздела палеозойского основания и мезокайнозойского покрова или возникают внутри последнего. К сожалению, точность определения положения эпицентров нарынских землетрясений такова ($\pm 10-15$ км), что сопоставление их с теми или иными конкретными тектоническими элементами не всегда возможно.

Можно предполагать, что для Центрального Тянь-Шаня вообще характерны мелкофокусные слабые землетрясения. На большей части этой территории, удаленной от сейсмических станций и по существу ненаселенной, многие из подобных землетрясений остались, по-видимому, незафиксированными. Восточная часть Нарынской впадины (восточнее г.Нарын), Атбашинская, Арпинская, Чатыркель-Аксаидская впадины и бассейн Сарыджаза в сейсмическом отношении остаются весьма слабо изученными. Поэтому имеющиеся схемы сейсмичности Центрального Тянь-Шаня, построенные с учетом слабых землетрясений, представляют, вероятно, несколько искаженную характеристику этого явления.

Таким образом, повышенная сейсмическая активность Центрального Тянь-Шаня на фоне его общей относительно слабой сейсмичности создается:

- 1) в условиях взаимного наложения складок и разрывов различных направлений;
- 2) при большой скорости роста молодых поднятий в отмирающих областях прогибаний;
- 3) в зонах тесного сближения поднятий по встречным надвигам;
- 4) в зонах сопряжения участков земной коры, существенно различающихся историей своего развития и структурой (зона "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня", зона Северо-Атбашинского разлома, зона сочленения подвижного пояса Тянь-Шаня с Таримским массивом);
- 5) в зонах диагональных флексурно-разрывных нарушений регионального порядка. Особое внимание обращают узлы их пересечения с продольными швами типа указанных в предыдущем пункте. В этих узлах локализованы наиболее сильные землетрясения Северного и Центрального Тянь-Шаня.

Очаги землетрясений Центрального Тянь-Шаня расположены исключительно в земной коре, главным образом в верхних ее слоях – верхах базальтового, в гранитном и осадочном. Вместе с данными о глубинном строении земной коры это свидетельствует о том, что наиболее активные деформации в недрах земной коры, с которыми непосредственно связано развитие новейших структурных элементов, доступных наблюдению, происходят в области раздела базальтового и гранитного слоев и в пределах последнего.

Закономерности пространственного распределения очагов землетрясений, связи их с новейшей тектонической структурой и глубинным строением, перечисленные выше, характерны для территории всего Тянь-Шаня и рассмотрены вместе с некоторыми другими аспектами тектоники в статьях Г.П. Горшкова, В.И. Макарова, Л.М. Расцветаева и Ю.К. Шухина (1971), Н.П. Костенко, В.И. Макарова, Л.И. Соловьевой (1972). К некоторым из них мы обратимся еще в следующей главе.

К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В результате исследований В.А. Обручева, Д.В. Наливкина, а затем В.В. Белоусова и его последователей утвердился взгляд на области эпиплатформенного орогенеза (Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Прибайкалье, Становой хребет и т.д.) как на глыбовые или сбросовые горы. По поводу Тянь-Шаня такие представления высказывались К.И. Богдановичем, И.П. Герасимовым, М.В. Гзовским, В. Дэвисом, Н.Г. Кассиным, В.И. Кнауфом, В.Н. Крестниковым, Ю.Я. Кузнецовым, А.В. Мишиной, В.В. Поповым, Н.М. Силиным, А.И. Суворовым, Б.А. Федоровичем и др. Согласно их воззрениям, в основе процессов формирования новейшей структуры Тянь-Шаня находятся вертикально ориентированные тектонические силы. Сама же новейшая структура определяется этими авторами как глыбовая или сводово-глыбовая. Например, М.В. Гзовский (1961 и др.) писал о том, что поднятия Тянь-Шаня весьма неоднородны и состоят из многочисленных различно ориентированных мелких слабо удлинённых частных поднятий и впадин — пластически слабо деформированных глыб палеозойского основания, ограниченных круто наклонёнными разрывами типа сбросов и взбросов.

Из-за невозможности отрицать повсеместно развитые и нередко достаточно крутые пликативные деформации палеозойского фундамента, которые произошли в процессе новейшего горообразования, приверженцы блоковой тектоники Тянь-Шаня вынуждены прибегнуть к понятию о так называемых глыбовых складках (Белоусов, 1962), а В.Н. Крестников и И.Л. Нерсесов (1962) высказали в связи с этим мнение о пластичности блоков земной коры в пределах Тянь-Шаня.

С этой концепцией непосредственно связано представление о том, что вследствие растяжений, возникающих в сводах поднятий, по системам молодых и древних швов происходит проседание отдельных блоков с образованием грабенов (Попов, 1954; Герасимов, 1955; Корешков, 1961; Белоусов, 1962; Боголепов, 1968; и др.). Развивая это представление, В.И. Попов со своими коллегами делает вывод о рифтовой природе межгорных впадин Тянь-Шаня (Попов и др., 1974).

Анализ всех положений, на основании которых делается столь ответственный вывод, показывает, что большая часть их не может быть принята в качестве доказательств такого вывода из-за своей неопределённости. Некоторые из этих положений вполне могут быть отнесены и к областям альпийского (эпигеосинклинального) горообразования, которые указанными авторами противопоставляются эпиплатформенным и связываются с условиями тангенциального сжатия. Другие критерии, в частности геоморфологические и ряд структурных, привлечены явно по недоразумению, во всяком случае, без должного критического рассмотрения. Наконец, под магическим воздействием Байкальской рифтовой области, входящей вместе с Тянь-Шанем в единый, по Д.В. Наливкину (1963), Фергано-Саянский горный пояс, авторы старательно не замечают богатейший фактический материал, отличающий от этой области Тянь-Шань. Это тем более удивительно, что рассматриваемая статья написана

"коренными" исследователями Тянь-Шаня, которым он хорошо известен¹.

Как уже указывалось в главе первой, после работ И.В. Мушкетова, Э. Аргана, В.А. Николаева и С.С. Шульца утвердилась другая концепция — о складчатом характере новейших деформаций Тянь-Шаня. Вслед за Э.Арганом, но основываясь уже на богатом фактическом материале, С.С. Шульц (1948) писал, что поднятия и опускания, а также тектонические подвижки по крутым разломам являются только вертикальной составляющей основного складчатого процесса, который в неоген-четвертичную орогеническую эпоху в Тянь-Шане получает непосредственное отражение в рельефе. Эта концепция предусматривает признание существенной роли горизонтальных тектонических напряжений. По этому поводу Б.А. Петрушевский (1955) писал: "Вряд ли можно допускать, что интенсивнейшие альпийские движения Тянь-Шаня и всего Азиатского горного пояса, вызвавшие многочисленные изгибания — как широкие, так и более узкие — домезозойского фундамента, были обусловлены одними вертикальными напряжениями. Надо думать, что большое значение имела и горизонтальная составляющая" (с. 493).

Действительно, многие особенности и детали новейшей структуры не могут быть объяснены с позиций признания исключительной роли вертикальных движений. Отмеченный многими исследователями линейный характер новейшей структуры, преимущественно взбросовый и надвиговый (в том числе покровный) характер перемещения по согласным с мегаскладками разломам и ряд других явлений не могут не привести к выводу, что вертикальное перемещение блоков земной коры происходит в обстановке по крайней мере "некоторого горизонтального сжатия" (Крестников, Нерсесов, 1962).

А.И. Суворов (1968), анализируя неоген-четвертичные глубинные разломы Средней Азии и признавая большую роль вертикальных, главным образом восходящих движений больших площадей, на фоне которых произошло проседание отдельных блоков, отметил, что происхождение подавляющего большинства неоген-четвертичных разломов Казахстана и Средней Азии вполне объясняется меридиональными напряжениями сжатия. При этом горизонтальные перемещения, по мнению А.И. Суворова, широко развернулись только к юго-западу от Таласо-Ферганского разлома. Их выражением является сопряженная динамическая система Таласо-Ферганского сдвига с мегаскладками и надвигами Чаткало-Пскемского района, имеющими северо-восточное простирание. Ферганская впадина трактуется им как структура растяжения, формирующаяся в тылу отмеченной динамопары.

В разные годы разными исследователями описаны достаточно многочисленные факты значительных горизонтальных перемещений (сдвигов и надвигов), произошедших в разных частях Памира и Тянь-Шаня за неоген-четвертичное время (В.С. Буртман, С.А. Захаров, В.К. Кучай, В.А. Николаев, В.Н. Огнев, А.В. Пейве, Г.Н. Пшенин, Е.Я. Ранцман, С.В. Руженцев, И. Садыбакасов, Ю.А. Скворцов, А.И. Суворов, Ю.А. Ткачев, С.С. Шульц и др.). Эти и другие явления заставляют связывать происхождение многих структурных элементов с горизонтальными перемещениями крупных блоков земной коры. Такие предположения не являются новыми. Именно тангенциальным сжатием объяснял третичные деформации Тянь-Шаня И.В. Мушкетов. Позже в более категоричной форме этот вывод был сделан Э.Арганом в его известной монографии по тектонике Азии. В

¹ Некоторыми сибирскими геологами и геоморфологами, распространяющими свои выводы на горные области Средней Азии, которые им, по-видимому, не знакомы, иногда также допускаются безапелляционные, ни на чем не основанные отрицание, забвение или, в лучшем случае, сомнения в справедливости ряда важных фактов, которые, вероятно, либо чужды Восточно-Азиатским (сибирским) орогенам, либо противоречат определенным концепциям. Для примера можно привести статьи К.В. Боголепова (1968) или О.В. Кашменской с соавторами (1970). Подобные работы из данного анализа поэтому исключаются.

последние годы условия горизонтального субмеридионального сжатия были подтверждены сейсмологическими исследованиями Памиро-Гиндукушской и Тянь-шаньской областей (Широкова, 1961, 1963; Панасенко, Мешкова, 1964; Горшков, 1967).

Анализ новейшей структуры Центрального Тянь-Шаня позволяет предложить дополнительные данные о роли горизонтального сжатия в процессе новейшего горообразования. Ниже излагаются некоторые результаты тектодинамической интерпретации неотектонической структуры Центрального Тянь-Шаня, основанной на законе скалывающих напряжений и анализе "структурных рисунков" (Горшков, 1947; Гзовский, 1963; Лукьянов, 1965; Суворов, 1968; Расцветаев, 1973).

Широкое участие разрывов в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня создает благоприятные возможности для тектодинамического анализа, поскольку методика изучения упругих деформаций в этом отношении является более разработанной, чем пластичных. Поэтому остановимся сначала на характеристике основных систем разрывных нарушений Центрального Тянь-Шаня.

Главную роль в разрывной тектонике района играют крупные разрывы, согласные по отношению к простиранию новейших мегаскладок, т.е. преимущественно субширотные. Подавляющее большинство таких разрывов представлено взбросами и надвигами, наклон которых изменяется в весьма широких пределах — от 15 до 80°, но чаще всего составляет 40–70°. Крупные швы нередко сопровождаются более мелкими параллельными разрывами, благодаря чему структура таких зон приобретает чешуйчатый характер. Такими, например, являются Южно-Борколдойский, Нарынтауский и на отдельных участках Северо-Нарынские разломы.

Необходимо отметить, что наиболее пологое заложение продольных разрывов и формирование типичных надвигов (а иногда даже покровов) происходит при широтной ориентировке структур. Таковыми, например, являются Южно-Капкатасский, Северо- и Южно-Кавакский, Северо-Нарынский, Джамантауский, Нарынтауский, Южно-Борколдойский надвиги. При восток-северо-восточном направлении структур продольные разрывы являются более крутыми (взбросами) и отличаются от широтных более прямолинейными очертаниями в плане (например, Северо- и Южно-Атбашинские, Северо- и Южно-Тургутарские разломы).

Следует отметить еще одно обстоятельство, что взбросы и надвиги Центрального Тянь-Шаня не являются результатом гравитационного "разваливания" поднятых по вертикальным разломам блоков земной коры. Этому противоречит следующее широко распространенное и закономерное явление. В районах наиболее тесного сближения поднятий, в целом наиболее поднятых, фундамент впадин находится на высотах 3–3,5 км и более при относительно малом превышении хребтов, поэтому контрастность вертикальных движений, в том числе по разрывам, значительно уменьшена. Здесь мы вправе ожидать соответствующего ослабления гравитационного эффекта, но, напротив, именно здесь развиты наиболее значительные и самые пологие надвиги. Хорошей иллюстрацией этого является система разрывов, развитых вдоль северного края Нарынской впадины.

На большей части Центрального Тянь-Шаня преобладают взбросы и надвиги, падающие на север, что отражает преобладающий наклон и асимметрию мегасклада. Однако достаточно многочисленными являются и надвиги, падающие на юг. Нередко наблюдается встречное надвигание соседних антиклинальных массивов на разделяющие их синклиналильные впадины, иногда вплоть до полного смыкания встречных чешуй и образования тектонически погребенных впадин-синклиналей, доступных наблюдению лишь в склонах поперечных эрозионных ложбин. Такие тектонические пережимы синклиналей известны широко. Они характерны, в частности, для сектора Центрального Тянь-Шаня, заключенного между Сонкельской и Барскаунской зонами секущих нарушений. Здесь происходит наибольшее сближение и сужение всех зон и систем Центрального Тянь-Шаня (см. разрезы), имеющих в этом секторе широтное простирание. Весьма значительное сближение широтных же антиклинальных поднятий по встречным

чешуйчатым надвигом происходит в зонах Минкуш-Кёкёмеренской впадины и хр. Молдотау (Садыбакасов, Ткачев, 1966), а также в Турасуйской и Тюекуйрукской грабен-синклинальных впадин в западном секторе Центрального Тянь-Шаня. Аналогичные явления описаны Ю.А. Скворцовым (1963) в районе долины р. Пскем в Западном Тянь-Шане и характерны для Туркестано-Алайской и Зеравшано-Гиссарской областей Юго-Западного Тянь-Шаня.

Продольные разрывы на отдельных своих участках независимо от рельефа резко отклоняются от общего простирания (преломляются), под косым углом рассекают крылья мегаскладок, а затем снова приобретают широтное простирание. В результате чередования продольных (широтных) и диагональных отрезков некоторые из рассматриваемых швов приобретают характер ломаных линий (Северо-Торугартский, Южно-Борколдойский, Коктурпакский, Северо-Нарынский, Джамантауский разрывы и ряд других). Необходимо отметить, что диагональные отрезки взбросо-надвиговых зон обычно не заканчиваются в пределах этих зон, переходя в продольный надвиг или взброс, но, как правило, продолжают далее в том же (диагональном) направлении, обычно в ослабленном виде или в виде трещин. Это отмечалось нами, например, в хр. Молдотау, в Коктурпакском надвиге, Южно-Нуратауском, Южно-Борколдойском, Северо-Торугартском, Северо-Джамантауском и других разрывах.

Наблюдения показали, что наклон плоскости сместителя в пределах диагональных отрезков надвиговых швов, как правило, является более крутым и вдоль этих отрезков или их непосредственных продолжений проявлены признаки сдвиговых перемещений (правых – при отклонении разрыва вправо и левых – при отклонении разрыва влево).

Диагональные по отношению к мегаскладкам разрывы составляют другую большую группу. При общей широтной ориентировке структуры они имеют северо-западное и реже северо-восточное простирание. Это – крутые прямолинейные швы, вдоль которых в ряде случаев фиксируется правобоковое (при северо-западном простирании разрыва) или левобоковое (при северо-восточном его простирании) смещение геологических контуров или форм рельефа.

Крупнейшим разрывом северо-западного простирания, диагональным по отношению ко всему горному поясу Тянь-Шаня, является Таласо-Ферганский разлом. В процессе новейшего горообразования, в частности, уже в четвертичное время, по Таласо-Ферганскому разлому наряду с дифференцированными, нередко очень незначительными вертикальными перемещениями происходили правосдвиговые смещения геологических элементов и форм рельефа (Раншман, Пшенин, 1967; Буртман, 1965). Зоной смятия, компенсирующей горизонтальное движение юго-западного крыла разлома на северо-запад, является система линейных мегаскладок Угамо-Чаткальского горного сооружения (Николаев, 1946; Суворов, 1968). Эти складки почти под прямым углом отходят от Таласо-Ферганского разлома, постепенно затухая в юго-западном направлении.

Структурным аналогом Угамо-Чаткальской системы складок в северо-восточном крыле Таласо-Ферганского разлома, по-видимому, является юго-западный сектор Центрального Тянь-Шаня, который условно можно назвать Атбашинским. Это – серия крупных складок или зон складок северо-восточного простирания (например, Западно-Акшийракская и Атбашинская горст-мегантиклинали, Байбиче-Каратауская антиклинальная зона).

С влиянием сдвиговых перемещений по Таласо-Ферганскому разлому связан, по-видимому, соответствующий подворот большинства антиклинальных поднятий Нарынского крыла разлома от юго-западного простирания до широтного и северо-западного вблизи Ферганского разлома. Особенно отчетливо это видно на примере Байбиче-Каратауской и Торугартской зон поднятий.

Меньшая степень смятия во фронтальной части северо-восточного крыла Таласо-Ферганского разлома по сравнению с Угамо-Чаткальской зоной смятия в в противоположном крыле последнего связан, вероятно, с более стабильным положением этого сектора Тянь-Шаня, характеризующегося в целом более высоким положением древнего кристаллического фундамента и представляющего относительно более монолитный и более жесткий массив.

В пределах Центрального Тянь-Шаня отсутствуют другие столь же крупные и столь же отчетливо проявленные сдвиги северо-западного простирания. Такого же типа разломами, но развивающимися, вероятно, в глубоких горизонтах земной коры, а в поверхностных структурах проявленными лишь косвенно, являются региональные зоны секущих нарушений северо-западного простирания, которые проходят параллельно Таласо-Ферганскому разлому в более восточных участках Центрального и Северного Тянь-Шаня. Они имеют флексурно-разрывную природу и наследуют, по крайней мере частично, палеозойские "глубинные подвижные зоны". Некоторые признаки сдвиговых деформаций в пределах этих зон были приведены при их характеристике.

Более многочисленными являются сравнительно мелкие разрывные нарушения северо-западного простирания. Вдоль них во многих местах фиксируются правобоковые смещения геологических контуров и элементов рельефа, а в некоторых случаях и отдельных частей мегаскладок. Таковыми, например, являются диагональные разрывы, пересекающие мегантиклинали Молдотау, Джетымтау, Кугартский разлом в западной части Западно-Кокшаальской мегантиклинали и ряд других.

Горизонтальное смещение по этим разрывам достигает первых километров при значительно меньших вертикальных перемещениях. Возможно, что сдвигами по диагональным разрывам вызваны многочисленные примеры резкого преломления (в плане) продольных швов, происходящие в соответствии с правилом правого сдвига независимо от направления падения сместителей продольных швов (Южно-Атбашинский, Южно-Борколдойский, Северо-Торугартский и другие разломы).

Это подтверждается тем, что нередко правосторонние сдвиги фиксируются на продолжении соответственно ориентированных диагональных отрезков надвиговых швов, о которых говорилось выше. Так, например, в склоне долины р. Чон-Узенгеуш в 3,5 км ниже устья р. Ойтал на продолжении одного из северо-западных отрезков Южно-Борколдойской надвиговой зоны проходит молодой почти вертикальный разлом северо-западного же направления ($310-320^\circ$). Он пересекает красноцветные конгломераты $P_3 - N_1$ почти вкрест их простирания. Борозды, которые можно местами видеть на отполированной поверхности сместителя, наклонены к горизонту под углами $30-35^\circ$ и вполне однозначно свидетельствуют о сдвиговом характере перемещения по этому разлому.

Несколько меньше в новейшей структуре Тянь-Шаня развиты диагональные разрывы северо-восточного простирания. Они также характеризуются прямолинейностью и крутым падением поверхности сместителей, вдоль них во многих местах отмечаются левобоковые смещения геологических границ и, в частности, крутых почти вертикальных разломов субширотного простирания (например, Южно-Нуратауского, Северо-Атбашинского, Северо-Торугартского). По разрывам северо-восточного простирания смещены влево оси Кутурганской антиклинали и одноименной синклинали в Атбашинской впадине. Амплитуда смещения по разрывам северо-восточного простирания достигает 2-3 км.

Рассмотренные системы диагональных разрывов образуют основную сетку "макротрещиноватости" Центрального Тянь-Шаня, которая, как мы уже отмечали, прекрасно проявлена в рисунке речной сети и малых эрозионных ложбин временных потоков. Эти разрывы и трещины могут размещаться в различных частях складчатых форм, не испытывая существенных изменений своего простирания, характера и амплитуды перемещения с переходом от сводов складок на крылья или периклинали. Можно заключить, таким образом, что формирование этих разрывов и трещин связано не с частными полями напряжений тех или иных складок, а с некоей более общей динамической обстановкой, в которой были сформированы и сами новейшие складки.

Диагональные разрывы разного направления образуют X- и V-образные пересечения. Однако чаще отмечается сочленение диагональных разрывов с продольными взбросами и надвигами и образование ступенчатых ломаных швов, трапеций или "коленчатых валов".

Все эти морфологические особенности разрывов Центрального Тянь-Шаня позволяют считать основные их системы сопряженными трещинами скола, возникшими в условиях бокового сжатия. Направление этого сжатия было поперечным к простиранию взбросов и надвигов. Надвиги и сдвиги обоих направлений образуют таким образом единое в генетическом отношении семейство разрывов и являются элементами "конуса скальвания" (Горшков, 1947), ось которого ориентирована субмеридионально и лежит в горизонтальной или близкой к ней плоскости. Этому полю сжатия отвечают структуры растяжения - сбросы, поперечные флексуры, трещины растяжения, ориентированные поперек главнейших мегаскладок и надвигов. К ним относится, по-видимому, Курткинская меридиональная флексурно-разрывная зона, а также Каракуль-Балхашский и ряд других "линеаментов", крупных разрывно-флексурных зон, зафиксированных в западной части Тянь-Шаня (Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1975, 1976). Таким образом, подавляющее большинство новейших разрывов Центрального Тянь-Шаня характеризует обстановку субмеридионального горизонтального сжатия.

Тесная морфологическая, пространственная и генетическая связи разрывных нарушений с мегаскладками позволяют предполагать, что образование последних происходило в том же поле напряжений. Это предположение становится тем более вероятным, если учесть синхронность развития крупнейших разрывных нарушений и новейших мегаскладок на протяжении горообразования. Таким образом, тектоническое поле напряжений, устанавливаемое при анализе разрывных нарушений, естественно, являлось той динамической обстановкой, в которой происходило формирование и развитие главнейших складок этого региона. Субширотная ориентировка большинства мегаскладок Центрального Тянь-Шаня соответствует субмеридиональному направлению главного сжатия. Условиям сжатия отвечает и линейный характер новейшей складчатости.

Трактовка мегаскладок Центрального Тянь-Шаня как структур горизонтального сжатия позволяет в свою очередь расширить сферу тектодинамического анализа новейшей структуры этой территории. По соотношению складчатых неотектонических структур Центрального Тянь-Шаня могут быть намечены зоны левосдвиговых деформаций, симметричных правому сдвигу Таласо-Ферганского разлома. Одной из таких зон является Байбиче-Каратауская группа поднятий. В целом она имеет восток-северо-восточное простирание и состоит из серии частных мегаскладок субширотного простирания, оборванных с юга системой сопряженных между собой дугообразных разломов. Смещения по ним носят надвиго- или взбросо-сдвиговой характер. Каждая более северная складка смещена к востоку.

Такая правокулисная система структур сжатия свидетельствует о формировании и развитии этой зоны поднятий в условиях левосдвиговых деформаций. Последние подтверждаются развитием мелких сдвигов северо-восточного простирания. В частности, разрыв северо-восточного (около 20°) простирания, ограничивающий с востока Байбичетауское поднятие, проходит далее на юго-запад, смещая Кутурганские складки. Еще дальше, на его продолжении, но не будучи связанным с ним непосредственно, развит аналогичный разрыв, также сопряженный с субширотными надвигами. В его северо-западном приподнятом крыле в неогеновых отложениях развита система сравнительно мелких параллельных складок, которые образуют правокулисный ряд. Эти "морщины" примыкают непосредственно к разрыву и могли возникнуть при левостороннем сдвиге. В миниатюре они повторяют строение Байбиче-Каратауской зоны поднятий.

Левосдвиговые деформации, по-видимому, играли значительную роль и в формировании самой Нарынской впадины. Ее частные прогибы, имеющие субширотное простирание (Дюрбельджинский, Мукачинский, Центрально-Нарынский и Карабулунский), также образуют правокулисный ряд северо-восточного направления. Характерный трапециевидный контур всей Нарынской впадины в целом определяется различным генезисом обрамляющих ее поднятий. С юга и севера эта впадина окаймлена субширотными структурами нормального сжатия

(Джамантауское и Кекиримтау—Молдотау—Акчаташское поднятия с характерными для них продольными взбросами и надвигами), с запада она ограничена Ферганской правосдвиговой зоной, с востока — Байбиче—Каратауской зоной левосдвиговых деформаций.

Рассматривая с этих же позиций систему поднятий Кокшалтау, можно предположить, что правокульное расположение составляющих ее частных мегантиклиналей, в целом образующих антиклинальную систему северо-восточного простирания, также связано с проявлением левосдвиговых деформаций, которые здесь возникали вдоль границы подвижного пояса с Таримским массивом.

Все многообразие новейшей структуры Центрального Тянь—Шаня не исчерпывается, однако, тектоническими формами главного (субмеридионального) поля сжатия. Как отмечалось выше, в Сонкельской зоне секущих нарушений происходит общее изменение простираний мегаскладок и сопровождающих их надвигов с субширотного на запад—юго—западное (СВ 60° —ЮЗ 240°). Почти под прямым углом они причленяются к Ферганскому разлому, приобретая близ него субширотное направление. Весь этот сектор (назовем его Атбашинским) можно рассматривать в качестве структурного аналога Угамо—Чаткальской системы мегаскладок и связывать его происхождение с горизонтальными напряжениями в северо-восточном крыле Ферганского сдвига.

Менее четкая выраженность зоны "смятия" во фронтальной части Нарынско-го крыла Таласо—Ферганского разлома по сравнению с Угамо—Чаткальской системой в противоположном его крыле, возможно, объясняется более стабильным положением этого сектора Тянь—Шаня, характеризующегося в целом более высоким положением древнего кристаллического фундамента и представляющего относительно более монолитную и более жесткую "глыбу". Это соответствует выводу А.И. Суворова (1968) о том, что горизонтальные перемещения были более всего развитыми именно к юго—западу от Таласо—Ферганского разлома.

Вторичное поле напряжений вызывает соответствующую переориентировку основных систем разрывных нарушений. Взбросы и надвиги имеют здесь восток—северо—восточное простирание (СВ 60°), сдвиговые нарушения ориентированы соответственно в запад—северо—западном (субширотном) и север—северо—восточном (субмеридиональном) направлениях. Разрывы северо—западного направления, широко развитые в хребтах Атбаши и Акшийрак, являются, вероятно, структурами растяжения. В хр. Акшийрак с ними связаны молодые рудопроявления гидротермальных свинцово—цинковых руд (Бездека, 1931; Луйк, 1970). В хр. Атбаши эти трещины предопределили заложение и развитие поперечных перерывных ("сквозных") долин—трещин, в значительной мере отличающихся от ломаного, коленчатого рисунка речной сети, которая развивается по сетке разрывов сколового типа, как, например, в хребтах Молдотау и Кекиримтау.

Вместе с тем следует ожидать, что на характер перемещения по разрывам, кроме вторичного поля сжатия, немалую роль оказывает главное поле сжатия. Поэтому здесь отмеченные надвиги и взбросы, возможно, сопровождались левосдвиговыми подвижками, обусловленными действием главного поля сжатия. Такая интерференция полей сжатия — главного субмеридионального и вторичного северо—западного — определили сложность суммарного структурного рисунка Атбашинского сектора Центрального Тянь—Шаня.

Менее значительные частные поля напряжений локального значения фиксируются и в других местах Тянь—Шаня. Строго говоря, они характеризуют каждый разрыв или складку, вызывая формирование второстепенных оперяющих трещин или мелких складчатых форм. Однако роль этих полей в определении общего структурного рисунка весьма незначительна, и мы не останавливаемся здесь на их рассмотрении. Укажем лишь для примера на радиальные трещины растяжения, веерообразно рассекающие периклиналы, например, Нарынтауской и Нуратауской мегаскладок. Формирование этих трещин, очевидно, не связано с главным полем напряжений и является следствием развития самих мегаскладок.

Таким образом, можно сделать вывод, что вся новейшая структура Центрального Тянь—Шаня сформировалась в обстановке горизонтального сжатия.

Главное тектоническое поле напряжения новейшего времени, определяющееся субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия, привело к формированию субширотных структур нормального сжатия (линейные складки и продольные надрывы), северо-западных структур правого сдвига (соответствующие разрывы различного масштаба и амплитуды перемещения) и северо-восточных структур левого сдвига (мелкие разрывы северо-восточного простирания, правоклиновые ряды складок и надрывов). Первые одинаково хорошо выражены как в дизъюнктивных, так и в пликтивных формах разного масштаба, вторые — почти исключительно в дизъюнктивной форме, а третьи — в виде мелких разрывов и крупных, регионального значения, складчатых зон левосдвиговых деформаций. Сюда же следует относить субмеридиональные структуры растяжения (поперечные к складкам зоны трещиноватости, раздвиги, сбросы и флексуры), играющие в описываемом районе менее значительную роль. Вся совокупность этих структурных элементов, связанных с горизонтальным сжатием, образует единый парагенез структур регионального сжатия. Главный структурный парагенез новейшего времени осложнен структурными элементами вторичных полей напряжений различного масштаба.

С отмеченными закономерностями и предположениями о субмеридиональном сжатии в Центральном Тянь-Шане хорошо согласуются приведенные выше данные об унаследованном характере его новейшей структуры. Прямое соответствие древних и новейших структур логичнее всего связывать с действием горизонтального сжатия, на которое ранее сформированные антиклинальные и синклинали изгибы не могут реагировать иначе, как продолжением своего развития. Как отмечали Б. Уиллис и Р. Уиллис (1932), в условиях горизонтального сжатия однажды зародившаяся компетентная антиклиналь должна продолжать свое прогрессивное развитие. Для определения положения свода такой антиклинали, согласно опытным исследованиям, достаточно отклонения от горизонта в 1° и даже менее. Многочисленные факты возрождения древних структур Центрального Тянь-Шаня в их старом качестве находятся в полном соответствии с этим правилом.

Объяснить же унаследованность подобного рода возрождением вертикальных напряжений, которые вызвали бы вертикальное движение глыб земной коры в тех же местах и в том же направлении, которые существовали в конце геосинклинального этапа развития Центрального Тянь-Шаня, представляется более сложным. Длительная эпоха платформенного или близкого к таковому состоянию Тянь-Шаня, предшествовавшая новейшему орогенезу, была эпохой весьма существенного изменения тектонического режима, связанного, очевидно, с "нивелировкой" глубинных процессов. В связи с этим и допуская, что в основе горообразования находятся исключительно вертикальные движения глыб земной коры, логично было бы предполагать, что место и знак вертикальных движений в эпоху послеплатформенной активизации далеко не всегда и не обязательно должны соответствовать месту и знаку движений, которые существовали в эпоху доплатформенной стадии развития. Однако же в Центральном Тянь-Шане поражает удивительно выдержанная закономерность унаследованного развития в новейшую эпоху древних структурных элементов.

Интересным является также следующее обстоятельство. Глубина заложения частных неотектонических поднятий и прогибов и даже их зон (т.е. структур достаточно крупного размера) находится где-то на уровне поверхности Конрада и "гранитного" слоя. Таким образом, эти структуры являются коровыми и не могут непосредственно связываться с процессами, которые происходят в верхней мантии и на ее границе с земной корой и, как предполагается многими исследователями, являются первопричиной вертикальных движений блоков земной коры.

Предположению о формировании новейшей структуры Тянь-Шаня в обстановке меридионального сжатия соответствуют также и напряжения, действующие в очагах землетрясений. По данным Е.А. Широковой (1961, 1963), в очагах землетрясений Средней Азии сжимающие напряжения действуют в направлении, перпендикулярном к простиранию структур или близком к нему. Азимуты осей

напряжений сжатия в очагах землетрясений изменяются от 130 до 210° . Углы, образованные этими осями с горизонтом, изменяются от 0 до 30° , т.е. сжимающие напряжения действуют в направлении, близком к горизонтальному.

Оси растягивающих напряжений образуют значительный угол с горизонтом (50°), т.е. растяжение действует преимущественно в вертикальном направлении. Оси промежуточных напряжений для большинства землетрясений направлены в азимутах от 50 до 90° , т.е. по простиранию структурных элементов.

В преобладающем большинстве случаев простирание одной из двух возможных плоскостей разрывов, по которым в очагах землетрясений предполагается смещение, соответствует простиранию поверхностных структур. По такой плоскости в большей части проанализированных очагов землетрясений Средней Азии преобладает движение типа надвигов и взбросов, имеющее значительную горизонтальную компоненту. При этом отмечается, что угол между направлением падения сместителя и направлением движения всякого крыла близок к 180° , т.е. сдвиговая составляющая перемещения по разрывам согласного (продольного) типа очень мала. Для секущих разрывов характерны сдвиговые перемещения.

К аналогичным выводам пришли Г.Д. Панасенко и З.С. Мешкова (1964). По их мнению, все землетрясения Средней Азии возникают вследствие активных перемещений гиндукушских масс горных пород в северном направлении при пассивном противодействии этим движениями со стороны Тянь-Шаня. Пространственное расположение очагов памиро-гиндукушских землетрясений, по данным Г.П. Горшкова (1967), также соответствует картине деформаций, характеризующих закон скальвающих напряжений, и отвечает сжатию вдоль меридиана в горизонтальном направлении.

Таким образом, рассмотренные материалы позволяют сделать вывод, что вертикальные перемещения земной коры в пределах Тянь-Шаня, произошедшие в течение новейшего этапа, развивались в поле субмеридионального сжатия. С ним закономерно связаны основные системы новейших разрывов и складчатых деформаций, конфигурация многих частных впадин и поднятых массивов Центрального Тянь-Шаня. Рассматривая приведенные выше выводы как предварительные и сознавая, что для окончательного решения поднятого вопроса необходимы дополнительные исследования, прежде всего тщательное и систематическое изучение динамики разрывных нарушений, представляется возможным говорить о большой роли горизонтальных движений в формировании неотектонической структуры Тянь-Шаня уже на основании имеющихся материалов, в частности на основании анализа среднемасштабных карт новейшей тектоники.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенного исследования можно выразить в следующих положениях.

1. Обобщение данных о строении верхнетретичных отложений, их корреляция с разрезами Северного Тянь-Шаня, Казахстана и Ферганы позволяют считать, что начало новейшего этапа в пределах Центрального и Северного Тянь-Шаня относится к концу эоцена – началу олигоцена. До тех пор слабонапряженная денудационная равнина испытала в это время тектоническую дифференциацию, которая сопровождалась расколами фундамента и локальными излияниями базальтовых лав ($P_2^3 - P_3^1$). Дифференцированные тектонические движения, темп которых с течением времени возрастал, привели к формированию и образованию в рельефе поднятий и сопряженных с ними впадин, заполнявшихся продуктами разрушения поднятий.

2. Частные поднятия (или впадины), чаще всего кулисообразно смыкаясь друг с другом, группируются в весьма протяженные линейные зоны поднятий (или, соответственно, зоны впадин). Зоны поднятий и зоны впадин развиваются сопряженно на фоне структурных "волн" более крупного порядка – систем поднятий и межгорных и предгорных прогибов.

3. Главными типами новейших структурных элементов Центрального Тянь-Шаня являются мегаскладки (складки с радиусом кривизны в несколько десятков километров) и разрывные нарушения разных порядков. Мегантиклинали образуют линейно вытянутые зоны поднятий, мегасинклинали – зоны впадин. Системы поднятий (межгорных прогибов) представляют крупные сложные образования типа мегантиклинорий (мегасинклинорий). Анализ морфологии мегаскладок, возникших в консолидированном древнем основании, выявляет определенные закономерности изменения их различных качеств и параметров (степени сохранности складчатой формы, длины, ширины, характера замыкания, кривизны, асимметрии и т.д.) в зависимости от положения в региональной структуре, от структурно-литологических свойств фундамента, глубины его залегания и т.д.

4. Среди новейших разрывных нарушений важная роль принадлежит краевым разрывам, развивающимся (но не повсеместно и не обязательно) на участках сопряжения систем или зон поднятий и впадин. Важная роль принадлежит региональным зонам секущих нарушений разрывно-флексурного типа, которые пересекают весь горный пояс Тянь-Шаня и в этом отношении могут быть отнесены к категории трансформных нарушений, в том числе планетарного порядка.

Менее значительные, локальные разрывные нарушения, осложняющие мегаскладки, являются отчасти следствием развития последних, отчасти связаны с более общими полями напряжений, в которых развивались и сами мегаскладки. Тип и морфология разрывных нарушений в большинстве своем закономерно связаны со складчатыми структурами. Продольные швы, как правило, являются взбросами и надвигами, диагональные швы, более крутые и прямолинейные, в большинстве своем имеют взбросо-сдвиговую природу. Поперечные разрывы носят характер структур растяжения (раздвигов, сбросов и т.д.).

5. Взаимное наложение друг на друга и геологически одновременное развитие структур разных направлений (широтных, северо-западных и северо-восточных) позволяют высказать представление об "интерференционном" характере новейшей структуры Тянь-Шаня. Закономерное размещение в пространстве складок и разрывов разных направлений и разного морфологического и генетического типа, их закономерное сочетание друг с другом позволяют рассматривать их как генетически единое "семейство", парагенез структур, образованных в условиях субмеридионального сжатия.

6. В Центральном Тянь-Шане широко развито явление полной унаследованности — наследование основных простираний и наиболее крупных складчатых форм (антиклинорий и синклинорий) древних структур. Наилучшая степень соответствия новейших структурных форм устанавливается по отношению к позднепалеозойским структурам.

7. Системы поднятий и прогибов являются, по-видимому, структурами глубинными, охватывающими всю мощность земной коры. Зоны поднятий и впадин, а также формы меньших порядков являются структурами коровыми и чаще всего, вероятно, не выходят за пределы "гранитного" слоя.

8. В сейсмической активности Центрального Тянь-Шаня, которая в общем является относительно пониженной по сравнению с окранными зонами Тянь-Шаня, особое внимание обращает сейсмоопасность зон региональных секущих нарушений, особенно узлов их пересечения с наиболее крупными швами продольных краевых разломов. Эти узлы, вероятно, фиксируют местоположение очагов сильнейших и наиболее глубоких землетрясений, в том числе в пределах Северного Тянь-Шаня.

ЛИТЕРАТУРА

- Абузярова Р.Я. 1966. Неогеновые флоры горных районов Средней Азии и Южного Казахстана. – В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., "Наука".
- Ажгирей Г.Д. 1956. Структурная геология. Изд-во МГУ.
- Альтер С.М., Кунин Н.Я., Лысяков Л.М., Певзнер М.А., Попов К.А., Шацлов В.И. Эренбург М.С. 1973. Результаты и дальнейшее направление комплексных геофизических исследований сейсмоопасного района Алма-Аты. – В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М., "Наука".
- Арган Э. 1935. Тектоника Азии. Пер. с фр. М.-Л., ОНТИ.
- Аргентов К.И. 1911а. О геологических исследованиях в Семиреченской области в 1909 году. – Горн. ж., 1, № 1.
- Аргентов К.И. 1911б. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Пржевальском уезде Семиреченской области в 1910 году. – Горн. ж., 2.
- Аргентов К.И. 1913. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Пржевальском уезде Семиреченской области в 1911 году. – Горн. ж., 4.
- Аргентов К.И. 1916. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Семиреченской области в 1913 году. – Горн. ж., 2, № 4-5.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. 1967. Т. IV (Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды). М., ГУТК.
- Бажанов В.С., Костенко Н.Н. 1958. Схема стратиграфии третичных отложений юго-востока Казахстана и севера Киргизии в свете палеонтологических данных. – В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана, т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Бездека И.И. 1931. Месторождения свинцовых руд в Нарынском районе Киргизской ССР. – В кн.: Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, ч. 2. Л., Изд-во АН СССР.
- Белоусов В.В. 1954. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат.
- Белоусов В.В. 1958. Типы и происхождение складчатости. – Сов. геология, сб. 1.
- Белоусов В.В. 1962. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат.
- Беляевский Н.А. 1948. Мезо-кайнозойские отложения южных склонов восточного Тянь-Шаня. – Докл. АН СССР, 61, № 1.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С. 1967. Глубинное строение территории СССР. – Сов. геология, № 11.
- Боголепов К.В. 1968. О двух типах орогенеза. – Геол. и геофиз., № 8.
- Буданов Н.Д. 1957. Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала. – Сов. геология, сб. 58.
- Буртман В.С. 1964. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). – Труды ГИН АН СССР, вып. 104.
- Буртман В.С. 1965. Современные горизонтальные смещения по Таласо-Ферганскому разлому в Тянь-Шане. – В кн.: Современные движения земной коры, т. 2. Тарту, Изд-во АН ЭССР.
- Введенская Н.А. 1961. Землетрясения Средней Азии. – В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Введенская Н.А., Фогель А.А. 1957. О карте эпицентров Северного Тянь-Шаня. – Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 3.
- Винник Л.П., Лукк А.А. 1974. Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем. – Изв. АН СССР. Физика Земли, № 1.
- Вонгаз Л.Б. 1956. К стратиграфии и вулканизму меловых и третичных отложений Тоюнской депрессии. – Труды Всесоюз. аэрогеол. треста, вып. 2.
- Вялов О.С. 1953. Некоторые замечания о тектонике западной Джунгарии. – Бюл. МОИП, Отд. геол., 28, вып. 5.

- Гамбурцев Г.А., Вейцман П.С., Давыдова Н.И., Тулина Ю.В. 1957. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане. - Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 3.
- Геология СССР. 1972. Т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание, кн. 1, 2. М., "Недра".
- Герасимов И.П. 1955. Новейшие тектонические движения и их роль в развитии современного рельефа Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М., Изд-во АН СССР.
- Гзовский М.В. 1957. Тектонофизические обоснования геологических критериев сейсмичности. - Изв. АН СССР. Серия геофиз., № 2, 3.
- Гзовский М.В. 1961. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня. - В кн.: Нео-тектоника СССР. Рига, Изд-во АН ЛатвССР.
- Гзовский М.В. 1963. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М., Изд-во АН СССР.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Леонов Н.Н., Резанов И.А., Рейснер Г.И. 1960. Карта новейших тектонических движений Средней Азии. - Изв. АН СССР. Серия геофиз., № 8.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Рейснер Г.И. 1960. Новые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР. Серия геофиз., № 2, 3.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Рейснер Г.И. 1959. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменения наклона) земной коры и некоторые результаты их применения. - Изв. АН СССР. Серия геофиз., № 8.
- Горшков Г.П. 1947. Дизъюнктивная тектоника Копет-Дага и закон скалывающих напряжений. - Вестн. МГУ. Серия биол., почвовед., геол., географ., № 1.
- Горшков Г.П. 1967. К вопросу о природе землетрясений. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 42, вып. 3.
- Горшков Г.П., Костенко Н.П. 1953. К методике изучения неотектонических движений в связи с сейсмичностью. - Вестн. МГУ. Серия биол., почвовед., геол., географ., № 10.
- Горшков Г.П., Макаров В.И., Расцветаев Л.М., Шукин Ю.К. 1971. Напряженное состояние земной коры и сейсмостектоника складчатых областей юга СССР и прилежащих территорий. - В кн.: Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах. М. ВНИИГеофизика.
- Горячев А.В. 1959. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР.
- Грин В.П. 1958. О сейсмичности Кокшаала. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР.
- Грин В.П., Кнауф В.И., Чедия О.К. 1973. Исходные положения и задачи изучения сейсмичности Киргизии. - В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. Верхняя мантия, № 11. М., "Наука".
- Джанузаков К. 1964. Землетрясения Киргизии и сейсмическое районирование ее территории. Фрунзе, "Илим".
- Дэвис В.М. 1962. Геоморфологические очерки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Захаров С.А., 1970. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, "Дониш".
- Зубцов Е.И. 1956а. О важнейших разломах Тянь-Шаня. - Докл. АН СССР, 111, № 3.
- Зубцов Е.И. 1956б. Чаткало-Нарынская структурно-фашиальная зона Тянь-Шаня. - Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия, вып. 8.
- Ибрагимов И.М., Талипов М.А. 1965. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Иссык-Кульской впадины. - В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Иванова М.Ф., Макаров В.И., Макарова Н.В., Соловьева Л.И. 1973а. О реконструкции предоросенной поверхности выравнивания в Тянь-Шане. - В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, № 5. Изд-во МГУ.
- Иванова М.Ф., Макаров В.И., Макарова Н.В., Соловьева Л.И. 1973б. Предоросенная поверхность выравнивания и условия ее сохранности в Тянь-Шане. - Вестн. МГУ. Серия 4. Геол., № 6.
- Казанли Д.Н. 1957. Геология Северного Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. - Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 3.
- Кашменская О.В., Милеева Л.С., Проводников Л.Я., Хворостова З.М., Якименко Э.Л. 1970. Изучение горных поверхностей выравнивания в связи с выявлением новейших тектонических движений. - В кн.: Поверхности выравнивания, вып. 2. Иркутск.
- Кнауф В.И. 1962. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня. - Труды Упр. геол. и охраны недр при СМ КиргССР, сб. 2.
- Кнауф В.И. 1965. Тектоническое районирование Северной Киргизии. - Геотектоника, № 5.
- Кнауф В.И. 1966. К проблеме изучения глубинных геологических структур Тянь-Шаня. - Объединенная научная сессия (АН КиргССР), посвященная 40-летию

- Киргизской ССР и Коммунистической партии Киргизии. Тезисы докладов. Фрунзе, "Илим".
- Кнауф В.И. 1972. Тектоника. - В кн.: Геология СССР, т. XXV. Киргизская ССР. Геол. описание, кн. 2. М., "Недра".
- Кнауф В.И., Королев В.Г., Трофимов А.К., Утиров Ч.У., Чедия О.К. 1971. Предварительные данные о Сары-камышском землетрясении 5 июня 1970 г. - Изв. АН КиргССР. Серия естеств. и техн. наук, № 1.
- Кнауф В.И., Лобанченко А.Н., Маринченко Г.Г. 1970. Опыт анализа взаимоотношений геофизических полей и региональных геологических структур Тянь-Шаня. - В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Корешков И.В. 1961. Области сводовых поднятий и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат.
- Корнилова В.С. 1966. Региональные особенности миоценовых флор Северного Тянь-Шаня и их место среди синхронных флор Евразии. - В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северного Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Королев В.Г. 1956. Об унаследованном характере некоторых мезо-кайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня. - Труды Ин-та геол. АН КиргССР, вып. 7.
- Королев В.Г. 1961. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. - Изв. Кирг. фил. Всесоюз. геогр. о-ва, вып. 3.
- Костенко Н.Н. 1964. Континентальные кайнозойские отложения Южного Казахстана. - Науч. труды Среднеаз. ун-та. Нов. серия, вып. 249.
- Костенко Н.Н., Попов В.И., Теленков А.С. 1965. Схема стратиграфии неогеновых отложений территории республик Средней Азии и Южного Казахстана. - Труды Проблем. лаб. осадочных формаций и осадочных руд. Ташк. ун-та, вып. 7.
- Костенко Н.П. 1960. Изменение наклонов земной поверхности и сейсмичность (на примере горных стран юга Средней Азии). - Бюл. Совета по сейсмолог. АН СССР, № 8.
- Костенко Н.П., 1961. Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. - В кн.: Сборник трудов Геологического факультета Московского университета (к XXI сессии МГУ). Изд-во МГУ.
- Костенко Н.П. 1963. Геолого-геоморфологический метод изучения новейших и современных деформаций (на примере Средней Азии). - В кн.: Современные движения земной коры. т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Костенко Н.П. 1964а. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов. - В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., "Наука".
- Костенко Н.П. 1965б. К неотектонике Ферганской впадины и ее горного обрамления (опыт геоморфологического анализа процесса становления структурных форм в рельефе). - В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., Изд-во МГУ.
- Костенко Н.П. 1966. К методике анализа развития горных стран в неоген-четвертичный этап. - В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. Изд-во МГУ.
- Костенко Н.П. 1970. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М., "Мысль".
- Костенко Н.П. 1972. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., "Недра".
- Костенко Н.П., Макаров В.И., Соловьева Л.И. 1966. Об особенностях развития предгорных и межгорных впадин областей горообразования (на примере Северного и Центрального Тянь-Шаня). - Совещание по проблеме "Прогибы". Тезисы докладов. Л.
- Костенко Н.П., Макаров В.И., Соловьева Л.И. 1972. Новейшая тектоника. - В кн.: Геология СССР, т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание, кн. 2. М., "Недра".
- Костенко Н.П., Макарова Н.В., Макаров В.И., Соловьева Л.И. 1970. Фации подпруживания в долинах некоторых рек Тянь-Шаня и Памира. - Вестн. МГУ. Серия 4, геол., № 5.
- Кравченко К.Н. 1957. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кучарского прогиба (Таримская межгорная область). Автореф. канд. дисс. М., МГУ.
- Кравченко К.Н. 1958. Новые данные по стратиграфии Кучарского прогиба (Синьцзян). - Сов. геология, № 8.
- Кравченко К.Н., Смирнов Л.Н. 1957. О пересечении различных структурных элементов в Тянь-Шане. - Вестн. МГУ. Серия биол., почв., географ., № 1.
- Крестников В.Н. 1962. История развития колебательных движений Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР.
- Крестников В.Н., Нерсесов И.Л. 1962. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. - Сов. геология, № 11.
- Крылов А.Я. 1960. Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня. - В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. (Международ. геол.

- конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., Изд-во АН СССР.
- Кузнецов В.В., Карабалаев К.К., Ибрагимов И.М. 1964. Ископаемая наземная черепаха из Киргизии. - В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 4. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР.
- Кулагина М.В. 1971. Особенности рельефа поверхности Мохоровичича в пределах Афгано-Таджикской впадины, Памира и Южного Тянь-Шаня. - Докл. АН ТаджССР, 14, № 8.
- Курдюков К.В., 1962. К вопросу о границе неогена и антропогена в Северной Киргизии. - Труды Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, вып. 20.
- Кучай В.К. 1966а. Асимметрия неотектонических поднятий Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе, "Илим".
- Кучай В.К. 1966б. О сейсмогеологическом районировании северо-запада Киргизии. - Изв. АН КиргССР. Серия естеств. и техн. наук, № 3.
- Кучай В.К. 1971а. Использование палеосейсмодислокаций при изучении сейсмического режима (на примере плейсто-сейсмической области Чаткальского землетрясения 1946 г.). - Геол. и геофиз., №4.
- Кучай В.К. 1971б. О возможном механизме Среднеазиатского орогена. - Докл. АН ТаджССР, 14, № 11.
- Кучай В.К. 1972а. Количественная оценка новейших движений вдоль линии Таласо-ферганского разлома в связи с его сейсмичностью. - Изв. АН СССР. Физика Земли, № 4.
- Кучай В.К. 1972б. Особенности максимального сейсмического воздействия по палеосейсмогеологическим данным. - Геол. и геофиз., № 12.
- Личков Б.Л. 1943. О природе новейшей тектоники Тянь-Шаня. - Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Личков Б.Л. 1945. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. - Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 77, вып. 4.
- Ломонович М.И. 1956. О связи сейсмичности со структурами и рельефом. - Изв. АН КазахССР. Серия геол., вып. 24.
- Лузгин Б.К., Макаров В.И. 1966. О морфологических особенностях древнего оледенения Северного Тянь-Шаня в связи со структурно-тектонической обстановкой. - Докл. АН СССР, 168, № 6.
- Луяк А.А. 1960. Наиболее молодые свинцовые месторождения Центрального Тянь-Шаня. - Геол. рудных месторождений, №3.
- Луяк А.А. 1970. Проблемы гевезиса юноальпийских гидротермальных свинцовых месторождений Тянь-Шаня. М., "Недра".
- Лукьянов А.В. 1965. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. - Труды ГИН АН СССР, вып. 136.
- Макаров В.И. 1973. Дешифрируемость тектонических структур областей молодого эпиплатформенного горообразования на космических снимках Земли. - Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разведка, № 7.
- Макаров В.И., Макарова Н.В., Соловьева Л.И. 1973. Рельеф и сохранность поверхностей выравнивания Тянь-Шаня в связи с новейшей тектонической структурой. - В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе, "Илим".
- Макаров В.И., Макарова Н.В. 1974. Асимметрия хребтов Тянь-Шаня и ее влияние на условия формирования и сохранности четвертичных отложений и рельефа. - Вест. МГУ. Серия геол., № 6.
- Макаров В.И., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г., Флоренский П.В., Щукин Ю.К. 1974. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. - В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геол. и геоморфол., т. 2. М., ВИНТИ.
- Макаров В.И., Соловьева Л.И. 1966. К истории развития поднятий и впадин Центрального Тянь-Шаня в кайнозое. - Вестн. МГУ. Серия 4. Геол., № 2.
- Макаров В.И., Соловьева Л.И. 1975. Неотектонические поперечные структуры Тянь-Шаня и их выражение на космических снимках. - Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 2.
- Макаров В.И., Соловьева Л.И. 1976. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты). - В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геол. и геоморфол. т. V. М., ВИНТИ.
- Макаров В.И., Трифонов В.Г., Щукин Ю.К. 1974. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках. - Геотектоника, № 3.
- Макарова Н.В., Макаров В.И. 1968а. О современных перемещениях береговой линии озера Иссык-Куль и их связи с тектоническими движениями. - В кн.: Современные движения земной коры, вып. 4. М.
- Макарова Н.В., Макаров В.И. 1968б. О характере распределения ледниковых отложений в связи с новейшей тектоникой (на примере Тянь-Шаня). - В кн.: Вопросы морфолитогенеза в вершинном поясе горных стран. Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР.
- Макарова Н.В., Макаров В.И. 1973. Асимметрия четвертичных оледенений в хребтах Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР. Серия геогр., № 4.
- Макарова С.Д. 1955. О некоторых вопросах сейсмотектоники Средней Азии. -

- Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, вып. 7.
- Мальцев Б.Д. 1973. К характеристике новейшего строения Таласо-Ферганского разлома и Таласо-Ферганской зоны поднятий. - В кн.: Геофиз. бюлл., № 2. М., "Наука".
- Марков К.К. 1947. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. - Вопр. географии, сб. 3.
- Мельканович И.М. 1965. Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геофизическим данным. - В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики (Междунар. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., "Недра".
- Методы изучения осадочных пород. 1957. Т. 2. М., Гостеолтехиздат.
- Мишина А.В. 1964а. О внутренних линейных поднятиях в альпийских впадинах Центрального Тянь-Шаня. - Сов. геология, № 8.
- Мишина А.В. 1964б. Типы альпийских структурных форм во впадинах Центрального Тянь-Шаня. - Вестн. МГУ, Серия 4. Геол., № 5.
- Мишина А.В. 1965. История формирования западной части Центрального Тянь-Шаня в кайнозое. Автореф. канд. дисс. М.
- Мушкетов И.В. 1886. Туркестан. Т. 1. СПб.
- Мушкетов И.В. 1906. Туркестан. Т. 2. СПб.
- Наливкин Д.В. 1926. Очерк по геологии Туркестана. Ташкент-Москва, "Туркпечать".
- Наливкин Д.В. 1928. Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эпоху. - Изв. Геол. ком., 47, № 2.
- Наливкин Д.В. 1936. Палеогеография Средней Азии. - В кн.: Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. М., Изд-во АН СССР.
- Неймышев М.В. 1965. Стратиграфия неогеновых отложений Кочкорской впадины в свете новых палеонтологических данных. Фрунзе, "Илим".
- Несмеянов С.А., Макаров В.И. 1970. Схема корреляции верхнечетвертичных моласс Тянь-Шаня. - 5-я Научная отчетная конференция Геол. фак. Тезисы докладов Изд-во МГУ.
- Несмеянов С.А., Макаров В.И. 1974. Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня. - Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 41.
- Несмеянов А.С., Макаров В.И. 1975. Корреляция верхнетретичных моласс Тянь-Шаня. - В кн.: Жизнь Земли, № 10. Изд-во МГУ.
- Николаев В.А. 1928. К вопросу о характере альпийских движений в северных дугах Тянь-Шаня. - Геол. вестн., 6, № 4-6.
- Николаев В.А. 1930. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня. - В кн.: Труды III Всесоюзного съезда геологов, вып. 1. Ташкент, Изд-во Среднеазиат. отд. Геол. комитета.
- Николаев В.А. 1933. О "Важнейшей структурной линии Тянь-шаня". - Зап. Всерос. минерал. о-ва. Серия 2, 62, вып. 2.
- Николаев В.А. 1946. Об изображении структурно-фациальных комплексов на геологической карте. - Материалы ВСЕГЕИ. Общ. серия, вып. 7.
- Николаев Н.И. 1962. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Гостеолтехиздат.
- Николаев Н.И., Рыжова А.А. 1966. О содержании карт новейшей тектоники масштабов 1:1 000 000 и более крупных. - Изв. выш. учеб. завед. Геол. и разведка, № 1.
- Обзорная геологическая карта Киргизской ССР. 1965. М., ГУТК.
- Обручев В.А. 1948. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 5.
- Огнев В.Н. 1939. Таласо-Ферганский разлом. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 4.
- Огнев В.Н. 1940. К геологической истории долины Аксай в Тянь-Шане. - Уч. зап. Геогр. фак. Моск. обл. пед. ин-та, 3, вып. 1.
- Огнев В.Н. 1949. Палеогеография р. Нарын в геологической истории Западного Тянь-Шаня. - Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 81, вып. 4.
- Панасенко Г.Д., Мешкова З.С. 1964. О направлении действия тангенциальных напряжений в зоне очагов Гиндукушских землетрясений. - Докл. АН СССР, 155, № 1.
- Пейве А.В. 1937. О границе Северного и Южного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, Серия геол., № 3.
- Пейве А.В. 1938. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 5-6.
- Пейве А.В. 1956а. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 1.
- Пейве А.В. 1956б. Принцип унаследованности в тектонике. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 6.
- Пейве А.В. 1956в. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 3.
- Пейве А.В. 1965. Горизонтальные движения земной коры и принципы унаследованности. - Геотектоника, № 1.

- Пенк В. 1961. Морфологический анализ. М., Географгиз.
- Петрушевский Б.А. 1955. Урало-Сибирская эпигеринская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР.
- Петрушевский Б.А. 1961. Некоторые особенности тектоники Памира. - Бюл. МОИП, Отд. геол., 36, вып. 4.
- Петрушевский Б.А. 1964. О принципе унаследованности развития вертикальных движений и проблеме крупных горизонтальных перемещений. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 39, вып. 1.
- Петрушевский Б.А. 1969. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение. - Геотектоника, № 2.
- Помазков К.Д. 1962. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение. - Труды Упр. геол. и охраны недр СМ КиргССР, сб. 2.
- Попов В.В. 1954. Новейшие тектонические движения Тянь-Шаня. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 29, вып. 2.
- Попов В.В., Резанов И.А. 1955. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. - В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Попов В.И. 1938. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент.
- Попов В.И. 1955-1956. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, ч. 1-2. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Попов В.И. 1972. О геономии и ее значении для понимания геологии Средней Азии. - В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии (Материалы пробл. лаб. осадочных формаций и осадочных руд Ташкентск. гос. ун-та). Л., "Недра".
- Попов В.И. 1974. Некоторые вопросы теоретической тектоники и развитие Тихоокеанского кольца. - Узб. геол. ж., № 2.
- Попов В.И., Рыжков О.А. 1955. О вращении пространств разновозрастных структур против часовой стрелки. - Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, вып. 7.
- Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Горянин А.Б. 1974. О трансазиятском неотектоническом рифтовом поясе Навикина. - Узб. геол. ж., № 5, 6.
- Попов В.И., Филин Т.Д. 1955. Материковые блоки (провинции), ядерные и междудерновые участки Средней Азии и Южного Казахстана. - Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, вып. 7.
- Райцман Е.Я., Пшенин Г.Н. 1967. Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-ферганского разлома по данным геоморфологического анализа. - В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра".
- Расцветаев Л.М. 1973. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенческих областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. - В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, № 5. Изд-во МГУ.
- Резвой Д.П. 1955. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов. - В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Розова Е.А. 1950. Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии. - Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 10 (137).
- Розова Е.А. 1956. К вопросу о сейсмичности бассейна р. Нарын. - Изв. АН КиргССР, вып. 3.
- Розова Е.А. 1959. О сейсмической деятельности на территории Киргизии. - В кн.: Статьи и доклады Отдела сейсмологии (АН КиргССР). Фрунзе, Изд-во АН КиргССР.
- Розова Е.А., Грин В.П. 1955. Расположение эпицентров землетрясений, происшедших на территории Киргизии. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР.
- Рябинин А.Н. 1927. Новая черепаха из нижнетретичных отложений Семиречья. Изв. Геолкома, 46, № 3.
- Садыбакасов И. 1972. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Садыбакасов И., Ткачев Ю.А. 1955. Тектоника и история мезо-кайнозойского развития Минкуш-Кокомеренской межгорной впадины (Центральный Тянь-Шань). - Сов. геология, № 11.
- Синицын В.М. 1957. Северо-Западная часть Таримского бассейна. Геологический очерк. М., Изд-во АН СССР.
- Синицын В.М. 1959. Центральная Азия. М., Географгиз.
- Синицын В.М. 1962. Палеогеография Азии. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Синицын В.М. 1965, 1966. Древние климаты Евразии. Ч. 1, 2. Изд-во ЛГУ.
- Синицын В.М. 1948. О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алае. - Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 80, № 1.
- Синицын В.М. 1957. Схема тектоники Тянь-Шаня. - Вестн. ЛГУ, № 12, серия геол. и геогр., вып. 2.
- Синицын В.М. 1960. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ.
- Синицын В.М., Синицын В.М. 1958. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники. - Изв. АН СССР. Серия геол., № 4.
- Скворцов Ю.А. 1950. Метод геоморфологического анализа и картирования. - Изв. АН СССР. Серия геогр. и геофиз., № 4-5.
- Скворцов Ю.А. 1950. Неотектоника гор Средней Азии. - В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М.-Л.

- Скворцов Ю.А. 1963. Новейшие тектонические движения в бассейне р. Сыр-Дарья. — В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР.
- Соколов Б.С. 1949. К стратиграфии третичных и древнечетвертичных отложений Нарынской депрессии (Тянь-Шань). — Докл. АН СССР, 66, № 4.
- Страхов Н.М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
- Суворов А.И. 1959. О мезо-кайнозойских складчато-глыбовых структурах Северного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Серия геол., № 4.
- Суворов А.И. 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., "Наука".
- Таль-Вирский Б.Б. 1972. Тектоника и геофизические поля нефтегазоносных областей центральной части Средней Азии. Автореф. докт. дисс. М.
- Тарасов С.А. 1968а. Ископаемые позвоночные мела, палеогена и неогена Северо-Восточной Киргизии и их стратиграфическое значение. — Изв. АН КиргССР. Серия естеств. и техн. наук, № 2.
- Тарасов С.А. 1968б. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины (Киргизия) на основе изучения ископаемых позвоночных. Автореф. канд. дисс. Фрунзе.
- Тарасов С.А. 1970. К вопросу о стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины. — В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Трифонов В.Г., Бызова С.Л., Ведешин Л.А., Деревянко О.С., Иванова Т.П., Копп М.Л., Курдин Н.Н., Макаров В.И., Скобелев С.Ф., Флоренский П.В. 1973. Вопросы методики геологического дешифрирования космических изображений Земли. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геол. и геоморфол. М., ВИНТИ.
- Трубин В.Ф. 1959. Дюрбельджинское землетрясение 3 декабря 1954 г. — В кн.: Статьи и доклады Отдела сейсмологии (АН КиргССР). Фрунзе.
- Турбин Л.И. 1966. К альпийской тектонике Тянь-Шаня. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе, "Илим".
- Турбин Л.И., Александрова Н.В., Конюхов А.Г. 1972. Палеоген и неоген Северо-Восточной Киргизии. — В кн.: Геология СССР, т. XXV, Киргизская ССР. Геологическое описание, кн. 1. М., "Недра".
- Турбин Л.И., Конюхов А.Г. 1967. Основы неотектоники Тянь-Шаня. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра".
- Турбин Л.И., Кучай В.К., Конюхов А.Г. 1964. Основные черты новейшей тектоники Тянь-Шаня и принципы построения карты неотектоники этой территории. — В кн.: Проблемы неотектоники. Изд-во МГУ.
- Уиллис Б., Уиллис Р. 1932. Структурная геология. Баку.
- Уломов В.И. 1966. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии. Ташкент, "Фан".
- Фараджев В.А. 1958. Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня (КНР). — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 5-6.
- Федорович Б.А., Штейнванд Э.Ф. 1935. Некоторые рудные месторождения гор Кавказ-тау в Тянь-Шане. — Труды Киргизской комплексной экспедиции 1932-1933 гг. (СОПС АН СССР), 1, ч. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Фесенко Ю.В. 1960. Макросейсмические данные о землетрясениях Центрального Тянь-Шаня. — Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 8.
- Ханн В.Е. 1964а. Общая геотектоника. М., "Недра".
- Ханн В.Е. 1964б. Новейший тектонический этап развития земной коры и его отношение к более ранним этапам. — В кн.: Проблемы неотектоники. Изд-во МГУ.
- Ханн В.Е. 1973. Общая геотектоника. Изд. 2. М., "Недра".
- Херасков Н.П. 1932. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилегающих районов. Бюл. МОИП. Отд. геол., 40, вып. 3-4.
- Херасков Н.П. 1967. Тектоника и формация. М., "Наука".
- Чедия О.К. 1964. Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере Средней Азии). — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе.
- Чедия О.К. 1968. Неотектонические исследования как один из основных критериев выделения сейсмогенных структур. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск.
- Чедия О.К. 1971, 1973. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1, 2. Фрунзе, "Илим".
- Шатский Н.С. 1951. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследования в развитии платформ). — В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти А.Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР.
- Широкова Е.И. 1961. О напряжениях, действующих в очагах мелких землетрясений Средней Азии. — Изв. АН СССР, Серия геофиз., № 6.

- Широкова Е.И. 1963. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений северо-западной части Азиатско-Среднеземноморского сейсмического пояса. - Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 15.
- Штилле Г. 1964. О взаимосвязи складчатых зон Европы и Средней Азии. - В кн.: Штилле Г. Избр. труды. (Пер. с нем). М., "Мир".
- Штрейфс Н.А. 1947. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 22, вып. 5.
- Шульц С.С. 1936. Геологическое описание маршрута вдоль Тянь-Шаня из Оша в Каракол. - Труды Таджикско-Памирской экспедиции. 1934 г., вып. 38. Л., Изд-во АН СССР.
- Шульц С.С. 1939. О новейшей тектонике Тянь-Шаня. - В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 2. М., ГОНТИ.
- Шульц С.С. 1940. Опыт генетической классификации речных террас. - Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 72, вып. 6.
- Шульц С.С. 1948. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географиз.
- Шульц С.С. 1958а. Легенда карты новейшей тектоники СССР. - Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разведка, № 8.
- Шульц С.С. 1958б. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. - Научн. докл. высш. школы. Геол. и геогр., № 1.
- Шульц С.С. 1961. Поверхностные гравитационные перемещения и гравитационная тектоника. - Уч. зап. ЛГУ. Серия геогр. наук, вып. 6, № 298.
- Шульц С.С., Брунс Е.П. 1955. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. - В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Davis W.M. 1904. A flat-topped range in the Tian-Schan. - Appalachia, 10, N 3, Boston.
- Davis W.M., Huntington E., Pumpelly R. 1905. A Journey across Turkestan. - Publ. Carnegie Inst., 25, Washington.
- Gröber P. 1909. Carbon und Carbonfossilien des nördlichen und zentralen Tian-Schan. - Abhandl. d.k. Bayer. Akad. der Wiss., Kl.2, 24. Abt. 2.
- Gröber P. 1914. Der Südliche Tian-Schan. - Penck's Geogr. Abhandl., 10, H. 1. Leipzig - Berlin.
- Huntington E. 1905. A Geologic and Physiographic Reconnaissance in Central Turkestan. Explorations in Turkestan in Expedition of 1903, under the Direction of R. Pumpelly. Washington, Carnegie Inst.
- Leuchs K. 1930. Grundzüge der Entwicklungsgeschichte des Tian-Schan-Systems. - В кн.: Труды III Всесоюзного съезда геологов, вып. 1. Ташкент.
- Stille H. 1930. Formenfolge der Tektonik in Mitteleuropa und Zentralasien. - В кн.: Труды III Всесоюзного съезда геологов, вып. 1. Ташкент.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава первая	
ОБЗОР РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О НОВЕЙШЕЙ ТЕКТЕНИКЕ ТЯНЬ-ШАНЯ	6
Глава вторая	
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ДОКАЙНОВОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ИСТОРИИ ИХ РАЗВИТИЯ	12
Глава третья	
СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ НОВЕЙШЕГО ОРОГЕНИЧЕСКОГО КОМП- ЛЕКСА	24
Глава четвертая	
МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТЕНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ	36
Глава пятая	
РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР НОВЕЙШЕЙ ТЕКТЕНИКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	43
Глава шестая	
АНАЛИЗ МОРФОЛОГИИ НОВЕЙШИХ ТЕКТЕНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	101
Глава седьмая	
О СВЯЗИ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТЕНИКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ С ЕГО ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРОЙ	136
Глава восьмая	
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В СВЯЗИ С ЕГО НЕОТЕКТЕНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ .	141
Глава девятая	
К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕОТЕКТЕНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	151
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	160
ЛИТЕРАТУРА	162

CONTENTS

INTRODUCTION	3
Chapter the first	
REVIEW OF DEVELOPMENT OF CONCEPTS ON THE NEOTECTONICS OF TIEN-SHAN	6
Chapter the second	
THE MAIN CHARACTERISTIC FEATURES OF PRE-CENOZOIC STRUC- TURES OF THE CENTRAL TIEN-SHAN AND HISTORY OF THEIR DEVE- LOPMENT	12
Chapter the third	
DEPOSITS OF THE RECENT OROGENIC COMPLEX.	24
Chapter the fourth	
METHODS OF STUDYING THE NEWEST TECTONIC STRUCTURE	36
Chapter the fifth	
REGIONAL REVIEW OF THE NEOTECTONICS OF THE CENTRAL TIEN- SHAN	43
Chapter the sixth	
ANALYSIS OF MORPHOLOGY OF THE NEOTECTONIC DEFORMATIONS OF THE CENTRAL TIEN-SHAN	101
Chapter the seventh	
ON RELATION OF THE NEOTECTONICS OF THE CENTRAL TIEN-SHAN TO ITS PALEOZOIC STRUCTURE	136
Chapter the eighth	
STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST AND SEISMICITY OF THE CEN- TRAL TIEN-SHAN RELATIVE TO ITS NEOTECTONIC STRUCTURE	141
Chapter the ninth	
ON MECHANISM OF FORMATION OF THE NEOTECTONIC STRUCTURE IN THE CENTRAL TIEN-SHAN	151
CONCLUSION	160
BIBLIOGRAPHY	162

Владимир Иванович Макаров
НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА
ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор издательства *И.М. Ерофеева*
Художественный редактор *А.Н. Жданов*
Технические редакторы *Н.М. Бурова*
и *Г.В. Лазарева*

Подписано к печати 12/IV-77 г. Т-03885
Усл.печ.л. 15,1 + 1,4 вкл. Уч.-изд.л. 17,7
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тип.зак. 32 Цена 1 р. 77 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 77 к.