



## Неогеновые отложения

В Восточно-Чуйской впадине (Тянь-Шань) к неогену отнесены серафимовская ( $N_1^{1-2sr}$ ), джельдусуйская ( $N_1^{2-3dj}$ ), сарыагачская ( $N_1^3-N_2^1sg$ ), чуйская ( $N_2^{1-2cs}$ ) и шарпылдакская ( $N_2^3sh$ ) свиты.

Серафимовская (соленосная) свита сложена зеленовато-серыми глинами, сильно засоленными и содержащими прослой и гнезда галита и мирабилита. Мощность свиты 1000—2000 м.

Джельдусуйская (пестроцветная) свита представлена чередованием пестроцветных глин, алевролитов, песчаников и мергелей мелкогалечных конгломератов. Вверх по разрезу увеличивается количество грубообломочных пород: песчаников, конгломератов, параллельно происходит увеличение количества карбонатных пород и уменьшение прослоев гипса. Общая мощность пород свиты в долине р. Норуз 200—400 м. Возраст джельдусуйской свиты на основании находок В.Н. Огнева, Ю.А. Орлова и Р.Ф. Геккера (Шульц, 1948) костных остатков гиппариона (*Hipparion* sp.), газели (*Gazella deperdita* G.), саблезубого тигра (*Machairodus* sp.) определен Ю.А. Орловым как сармат—понт.

Сарыагачская (красноцветная) свита залегает согласно на породах джельдусуйской свиты. Она состоит из переслаивающихся пород кирпично-красных, красновато-бурых песчаников и конгломератов с прослоями коричневых и зеленых алевролитов. Мощность свиты, по данным С.С. Шульца (1948), 400—600 м. Раннеплиоценовый возраст свиты устанавливается на основании меотис-понтической фауны, найденной Ю.А. Орловым и В.Н. Огневым.

Чуйская (палевая) свита сложена чередованием бурых, желтых, желтовато-бурых глин, алевролитов, песчаников и конгломератов. Мощность свиты, наибольшая по долинам рек Аламедин и Ала-Арча — 1691 м, сокращается к востоку до 300—400 м (долины рек Кечети, Шамси). По находкам костей млекопитающих, а также спорово-пыльцевым комплексам и остаткам возраст пород свиты определяется как миоцен-плиоценовый.

Шарпылдакская (серая) свита сложена почти сплошным галечником, средне-, крупногалечными, иногда валунными конгломератами и конгломератобрекчиями с прослоями палевых суглинков и глин с примесью песка и гравия. Мощность 300—1100 м.

В Иссык-Кульской впадине в составе неогеновых отложений выделяются следующие свиты: согутинская ( $N_1^{1-2}-N_2^1sg$ ), джуукинская ( $N_2^2dg$ ) и шарпылдакская ( $N_2^3sh$ ).

Согутинская свита сложена паттумами, гравийниками, конгломератами с прослоями алевролитов и песчаников. В целом в ней преобладают более мелкоземистые отложения, чем в джетыгузской свите. Мощность свиты 40—1155 м.

Джуукинская свита согласно, с постепенным переходом залегает на отложениях согутинской свиты и отличается от нее палево-бурой и палевой окраской. Свита состоит из чередования слоев средне- и крупногалечных конгломератов, гравелитов и гравийно-песчаных паттумов. Широким распространением пользуются озерные осадки. В пределах центрально-депрессийного типа разреза свита представлена озерными отложениями. Она состоит из песчаников, глин, мергелей и известняков. Мощности свиты 60—1600 м, возраст определяется по фауне млекопитающих как верхи позднего плиоцена.

Шарпылдакская свита венчает разрез дислоцированных толщ неогена. Она залегает на породах джуукинской свиты (в пределах антиклиналей Тасма, Оргочор, Бирбаш с угловым несогласием). Свита сложена конгломератами, гравийниками и прослоями песчаных паттумов. Цвет пород серый. Снизу вверх по разрезу происходит увеличение мощностей конгломератных слоев, верхняя часть свиты целиком сложена из конгломератов и галечников. В центральных

частях депрессии свита состоит из мелкозернистых осадков, гравийников, песчаников, глин и суглинков. Мощность свиты 30—660 м.

В Нарынской впадине неогеновые отложения расчленены на следующие шесть свит: джолмама ( $N_1^{2-3}dg$ ), макмальская ( $N_2^1m$ ), коксайская ( $N_2^2kk$ ) и аксайская ( $N_2^3ak$ ) (Омуралиев, 1978). Причем грубообломочные породы свит джолмама и макмальской, представляющие предгорный тип разреза, в центрально-депресссионном типе полностью замещены соленосными отложениями. Эти фациальные аналоги соответственно названы карангытокойская ( $N_1^{2-3}kr$ ) и улутузская ( $N_2^1u$ ) свиты.

Свита джолмама представлена грубообломочными осадками-конгломератами, гравелитами, песчаниками красно-бурого цвета. В верховьях долин рек Макмал, Чонташ свита сложена ритмично-чередующимися породами; элементами ритмов служат гравелиты, песчаники и алевролиты.

Карангытокойская свита представлена уже мелкоземистыми породами с мощными пластами сульфатов, галита, глин. Наиболее типичные разрезы этой толщи развиты в районе долин Джолмама, Карагытокой, Шор.

Мощности пород описываемых свит меняются от 60 до 608 м. Возраст свит джолмама и карангытокойской условно определен как средне-позднемиоценовый.

Макмальская свита представлена грубообломочными породами ритмичного строения: конгломерато-гравелитами, песчаниками и глинами. В средней части найдены ископаемые остатки гиппарионовой фауны, а также крупных млекопитающих — жирафа и носорога (Омуралиев, 1978).

Улутузская свита сложена серыми и серо-зелеными мелкоземистыми соленосными отложениями — сульфатами, каменной солью и глинами. Мощность тенардитов белого цвета достигает 22 м. Каменная соль представлена в виде кристаллов, рассеянных в глинистых слоях. Глины зеленовато-серые и серые комковатые с четко выраженной слоистостью.

Мощность пород нижнего плиоцена, относящихся к двум различным свитам — макмальской и улутузской, варьирует от 300 до 1880 м. Возраст этих свит определяется по найденной нами фауне млекопитающих как раннеплиоценовый (определения сотрудников Института зоологии АН КазССР В.С. Кожамкуловой, П.А. Аубекировой, М.Д. Бюрюкова, Б.А. Байшешева, Л.Т. Абдрахманова).

Коксайская свита сложена песчаниками, алевролитами и глинами пестрого облика — красно-бурого, серо-зеленого и палевого цветов. Мощность свиты 180—300 м.

К верхнему плиоцену в Нарынской области отнесены две свиты, соответствующие двум фациальным зонам: грубообломочные породы подгорно-веерной зоны включены в аксайскую свиту, мелкоземистые разности равнинно-долинной зоны составляют джергетальскую свиту.

Аксайская свита сложена конгломератами, галечниками серого облика с прослоями суглинков, алевролитов и песчаников.

Джергетальская свита представлена песчаниками, алевролитами, алевритами, глинами с прослоями гипсов и тенардитов.

Возраст джергетальской и аксайской свит условно определяется как поздний плиоцен. Неполная мощность верхнеплиоценовых пород 70—1512 м.

В Кочкорской впадине, по данным С.А. Тарасова (1970), к неогену относятся следующие свиты: шабыркольская ( $N_1^{1-2}sb$ ), джуанарыкская ( $N_1^{2-3}-N_1^{1-3}dg$ ) и шарпылдакская ( $N_2^3-Q_{1sh}$ ).

Характерной чертой осадконакопления в Кочкорской впадине в неогене является выделение двух седиментационных (южного и северного) бассейнов, разделенных Южно-Кочкорским разломом. В южном бассейне накопились грубообломочные осадки незначительной мощности, в северном — мощные толщи соленосных пород.

Характерной чертой шабыркольской свиты является чередование зеленовато-серых и буровато-серых пород. Большая часть разреза свиты сложена пере-

слаивающимися глинами, мергелями, алевролитами и песчаниками, которые в долине р. Чон-Туз замещаются солями. В южном бассейне преобладают обломочные породы — конгломераты, гравелиты, песчаники. Мощность свиты в этом бассейне 200—250 м, в северном — 1300 м. Большое количество обнаруженных в свите насекомых, флоры и спорово-пыльцевых комплексов дает возможность отнести ее к нижней половине миоцена (Тарасов, 1970).

Джуанарыкская свита делится на две подсвиты: нижнеджуанарыкскую и верхнеджуанарыкскую. Нижнеджуанарыкская подсвита в южной седиментационной зоне сложена глинами, песчаниками с обломками и галькой гранитов, в северной зоне состоит из характерных ритмично чередующихся отложений гравелитов, а иногда мелкогалечных конгломератов, лежащих с размывом на глинах предыдущего ритма, постепенно сменяющихся сначала песчаниками серо-бурого цвета, а затем глинами. Средняя мощность каждого ритма 3—4 м. Мощность подсвиты в южной зоне 100 м, в северной — 1500 м. На основе изучения обнаруженных костей млекопитающих, а также черепов и флоры С.А. Тарасов относит формирование свиты ко второй половине миоцена (1970).

Верхнеджуанарыкская подсвита сложена толщей переслаивающихся буровато-красных глин, буроватых гравелитов, серо-кирпичных глинистых песчаников и песчанистых глин. Отличительной особенностью подсвиты является общий пестроцветный облик и общий грубый состав осадков. Мощность — 100—600 м. Найденные С.А. Тарасовым в свите кости носорога и гиппариона, а также ранее определенные из Ортока остатки млекопитающих дают возможность определить возраст подсвиты как плиоценовый.

Шарпылдакская свита венчает разрез палеогеновых и неогеновых отложений и состоит в основном из серых конгломерато-брекчий с прослоями серых мусористых глин. Нижняя часть разреза состоит в основном из слоев песчаников и суглинков, верхняя — более грубообломочная. В горах Айгыр-Джал, а также в антиклиналях, расположенных восточнее р. Чон-Булак, породы свиты залегают на верхнеджуанарыкской с угловым (10—15°) несогласием. Мощность свиты 200—300 м.

В Джумгальской впадине неоген представлен следующими свитами: орто-кугандинской ( $N_1^{2-3}$ ), бакельской ( $N_2^1$ ), чон-эмельской ( $N_2^2$ ) и шарпылдакской ( $N_2^3-Q_1$ ).

Орто-кугандинская свита состоит из соленосных пород долины р. Кичи-Кул — мергелистых и гипсоносных глин с мощной линзоватой залежью мирабилита и тенардита. На других участках впадины породы свиты сложены терригенными осадками. Мощность свиты в долинах рек Кичи-Кул — 312, Орто-Куганды — 270 м.

Бакельская свита сложена грубообломочными породами — крунообломочными галечниками, переслаивающимися глинами бурого цвета. Мощность пород бакельской свиты 260—340 м.

Чон-эмельская свита представлена преимущественно глинистыми и мергелистыми породами, мощностью 90—465 м. Найденные Н.М. Синицыным, Е.И. Зубцовым и К.Д. Помазковым в мергелисто-глинистых породах остатки фауны (моллюски) и флоры позволяют отнести их к плиоцену.

Шарпылдакская свита повсеместно представлена исключительно серыми брекчиями, галечниками, конгломерато-брекчиями, валунниками. Неполная мощность свиты, замеренная в районе с. Чаек, — 133, в долине р. Кольме — 100 м.

Неогеновые породы в Минкуш-Кокомеренской впадине представлены крупнообломочными галечникам и валунниками мощностью 1000 м.

В Сусамырской впадине неогеновые осадки имеют миоценовый и плиоценовый возраст. К миоцену относятся красно-бурые гравелиты и конгломераты, переслаивающиеся с глинами и известняками. Мощность описываемых пород 200—225 м. Плиоценовые осадки сложены глинами с подчиненным количеством прослоев песчаников, гравелитов и конгломератов. Глины голубовато-серые карбонатные с гипсом. Содержат раковины пелиципод, кости рыбы и остатки остракод.

В Таласской впадине к неогену отнесены ичкелетауская ( $N_{1i\check{c}}$ ) и шарпылдакская ( $N_{2sh}$ ) свиты.

Ичкелетауская свита сложена чередованием палевых песчаников, гравелитов, алевролитов, конгломератов с линзами и пропластами суглинков и глин. Мощность свиты 350 м.

Шарпылдакская свита повсеместно сложена серыми разногалечными конгломератами, конгломерато-брекчиями с прослоями гравелитов, песчаников, суглинков и "каменных лессов". Мощность свиты 110—1000 м.

Неогеновые отложения Индо-Гангской впадины представлены формацией сивалик, которая расчленяется на нижний, средний и верхний сивалик. Это разделение в целом хорошо выдерживается для всего региона Субгималаев. Хотя, как справедливо замечает А. Гансер (1967), нет полной уверенности в правильности литолого-стратиграфической параллелизации пород сивалика друг с другом даже между двумя соседними регионами: Пенджабскими и Кумаонскими Субгималаями.

Нижний сивалик, или нахан, в районе Потварской впадины подразделяется, по А. Гансеру (1967), на два стратиграфических горизонта — камлиал и чинджи. Осадки камлиал состоят из темно-серых, красноватых и красновато-бурых песчаников, перекрываемых темно-малиновыми алевролитами и глинистыми сланцами. Породы чинджи четко определяются по преобладающим в них ярко-красным глинистым сланцам и алевролитам, переслаивающимся с тонкослоистыми слабосцементированными пепельно-серыми песчаниками.

В Восточном Пенджабе, по данным Р.С. Чоудри (Chaudhri, 1975), нижний сивалик представлен полимиктовыми межформационными конгломератами, кварцевыми песчаниками, глинами и суглинками. В отложениях описываемой формации найдены многочисленные растительные остатки, главным образом листья, стебли и стволы деревьев. Мощность толщи, по данным И.А. Воскресенского с соавторами (1971), 500—1500 м.

На западе Кумаонских Субгималаев, в бассейне р. Сатледж, нижний сивалик называется породами нахан, которые ложатся на слои касоли, являющиеся эквивалентом верхов серии марри. Породы нахан широко развиты вдоль предгорий Куманских Гималаев, в то время как отложения среднего и верхнего сивалика распространены незначительно. Породы нахан — это зеленовато-бурые мягкие песчаники, шоколадно-зеленые глины, переслаивающиеся с конкрециями.

В восточной части Субгималаев, по данным Мисра и Валдия, на границе с Непалом, где ширина предгорий всего 8 км, нижний сивалик сложен фиолетовыми, красными и зелеными глинами с конкрециями и мощной толщей хорошо слоистых, частично известковистых песчаников (Гансер, 1967).

Мощность пород нижнего сивалика в бассейне Потвар 200 м, в Восточном Пенджабе, по данным Р.С. Чоудри, 1300—2500 м. Возраст пород нижнего сивалика — средний миоцен (Chaudhri, 1975).

Средний сивалик, по данным Гилла (цит. по: Гансер, 1967), в районе Потвара делится на два горизонта — нагри и джок-патхан (в Восточном Пенджабе они не выделяются).

Горизонт нагри состоит в основном из песчаников с прослоями тонких красноватого цвета сланцев. Эти сланцы по простиранию фациально замещаются пачкой желтых и оранжевых глин и пестрыми глинами и алевролитами с прослоями серых и бурых песчаников. В Восточном Пенджабе средний сивалик полностью сложен слюдистыми песчаниками бурого цвета, содержащими кости и зубы крупных млекопитающих. Фаунистическая и литологическая границы не совпадают.

Среднесиваликские песчаники в Непальских Гималаях составляют основную часть песчаников, в них содержатся известняковые конкреции и небольшие

Сусамырская впадина (28) с севера обрамлена Киргизским хребтом (5), с юга — Сусамырским. Через узкий "пролив" в самой широкой своей части она связана с Арамсинской впадиной. Сусамырская впадина представляет собой типичную грабен-синклиналь асимметричного строения, заполненную кайнозойскими осадками (рис. 12). С севера она ограничена в основном разломами вертикального заложения, а с юга — взбросами. Наибольшая ширина впадины 30 км, длина более 70 км. Углы падения пород кайнозойского покрова на крыльях структуры в среднем равны 10—20°, а в самых краевых частях достигают 30—40°.

Бурундинская мегантиклиналь (35) асимметрична: с южным пологим (10—15°) крылом и северным крутым. Мегантиклиналь небольшая (15 км в длину) и имеет северо-восточное простирание.

Кызылойская впадина (36) резко асимметрична, т.е. представляет собой моноклинал, падающую к югу под углом 10—15°. Впадина заполнена отложениями палеогена и неогена мощностью до 1000 м. С юга она оборвана разломом типа надвига, по которому палеозойские массы хребтов Сусамыр и Бурунду надвинуты на неогеновые осадки описываемой структуры.

Ойгаинская мегантиклиналь (34) северо-восточного простирания имеет также небольшую протяженность (27 км). Абсолютная отметка поднятия 4273 м. Структура асимметрична: с южным пологим крылом (10—12°) и северным крутым (20—25°).

Ойгаинская впадина также резко асимметричного строения, представляет собой подобно Кызылойской впадине моноклинал, падающую к юго-востоку под углом 15°. Впадина с юга оборвана разломом типа взброса, поверхность сместителя которого падает к юго-востоку под палеозойские массы Ойгаинской мегантиклинали под углом 60—70°.

Джоуджурекская впадина — это мегасинклиналь, на западе постепенно сливающаяся с Сусамырской впадиной (28). Она также асимметрична и представляет собой, по существу, моноклинал, падающую к югу под углом 8—12°. По своему строению она аналогична Ойгаинской и Кызылойской впадинам. С юго-востока отграничена от Джумгальской мегантиклинали разломом типа крутого взброса, по которому палеозойские породы последней надвинуты на север на неогеновые накопления описываемой впадины.

Киндинская мегантиклиналь (30) также асимметрична: южное крыло пологое (8—12°), северное крутое (25—30°) короткое. Строение ее аналогично строению поднятий, расположенных южнее — Джумгальского, Ойгаинского и Бурундинского. Протяженность Киндикской мегантиклинали 27 км. Наибольшая высота 3440 м. С севера структура оборвана разломом типа крутого взброса, по которому

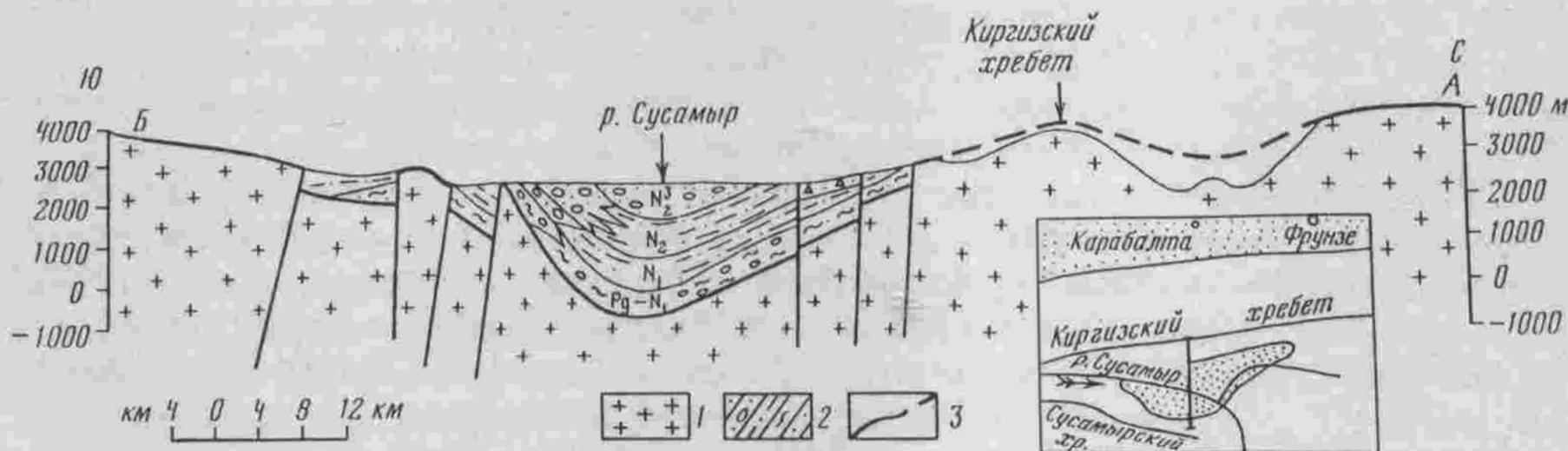


Рис. 12. Поперечный профиль через Сусамырскую впадину

1 — палеозойские породы; 2 — паттумные конгломераты неогена; 3 — донеогеновая поверхность выравнивания, выработанная на палеозойских породах

ее палеозойские массы надвинуты на север в сторону Сусамырской впадины.

Верхнекаракольская впадина является продолжением Сусамырской впадины на восток и имеет длину 10—12 км. Впадина заполнена осадками неогена мощностью 500 м, которые образуют моноклираль, падающую к югу. С обеих сторон впадина ограничена нормальными сбросами.

Мегантиклиналь Карамойнок (32) имеет длину 60 км. Абсолютная отметка поднятия 4300 м. Строение асимметричное: северное крыло пологое, южное — крутое.

Заканчивая описание структур горного обрамления Сусамырской впадины, отметим, что все они имеют северовергентный характер (рис. 13); неотектонические напряжения, проходящие через эти структуры, ориентированы на север.

*Джумгальская впадина* (38) окаймлена с севера мегантиклиналью одноименного названия (31), с юга — мегантиклиналью Северный Кавак-Тоо (158). Высота поднятий достигает 4000 и 4200 м. На севере впадина осложнена структурами второго порядка — Окторкой-Кошбулакской грабен-синклиналью и Сарыбулак-Бозалаташской горст-антиклиналью (37). Последняя, отделяя Джумгальскую впадину от Окторкой-Кошбулакской, образует поднятие, наибольшая высота которого 3600 м. Джумгальская впадина имеет в плане овальную форму. Протяженность ее составляет 60 км при ширине 25 км. Она представляет собой отчетливо выраженную асимметричную мегасинклираль, осложненную с севера и северо-запада разломами. Наибольшие погружения палеозойского основания приурочены к северной и северо-западной окраинам впадины (северо-западнее с. Чаек на 2600 м и более). На южном пологом крыле палеозойское основание погружено на глубину 1000—1300 м.

По геологическим и геофизическим данным в собственно Джумгальской впадине устанавливаются три крупные структуры (рис. 14): северная и южная синклинали и разделяющая их внутренняя антиклиналь. Джумгальская мегантиклиналь (31) состоит из двух кулис: собственно Джумгальской и Сандыкской, расположенных относительно друг друга левосторонне. Сандыкская структура, начинаясь в западной части Кочкорской впадины и воздымаясь на запад, в районе Кольме, где она кулисно сочленяется с собственно Джумгальской мегантиклиналью, достигает высоты около 4000 м. Структура почти симметрична. Собственно Джумгальская мегантиклиналь (31) имеет в плане дугообразную форму, выпуклостью обращенную к северо-западу. Максимальная высота поднятия 4100 м. Структура также почти симметрична.

Южнее Джумгальской мегантиклинали расположена Окторкой-Кошбулакская асимметричная мегасинклираль, представляющая собой, по существу, моноклираль, падающую к северу. С севера она оборвана разломом типа взброса.

Еще южнее расположена Сарыбулак-Базалаташская мегантиклиналь (37), отделяющая Окторкой-Кошбулакскую впадину от собственно Джумгальской. Высота описываемого поднятия в среднем составляет 3000 м, максимальная отмечается в северо-западной части поднятия — в горах Супа (3631 м). Эта мегантиклиналь асимметрична: с северным пологим ( $6-23^\circ$ ) и южным крутым ( $20-30^\circ$ ) крыльями. Впадину с севера отграничивают разломы типа надвигов, сместители которых падают к северу под углом  $7-45^\circ$ .

С юга Джумгальскую впадину окаймляет мегантиклиналь Северного Кавак-Тоо (158) с высотами, достигающими 4122 и 4144 м. Мегантиклиналь Северного Кавак-Тоо имеет резко асимметричное строение: с северным пологим ( $8-15^\circ$ ) длинным крылом и южным коротким крутым. В плане она имеет дугообразную форму, выпуклостью обращенную к югу; на западе ее продолжением является мегантиклиналь хребта Сарыкамыш; на востоке она сливается с мегантиклиналью Сонкуль-Тоо.

*Кочкорская впадина* (142) с севера окаймлена восточными отрогами Киргизского хребта, с юга — поднятиями Кызарт, Укок. Ее длина 85 км, ширина 15—20 км.

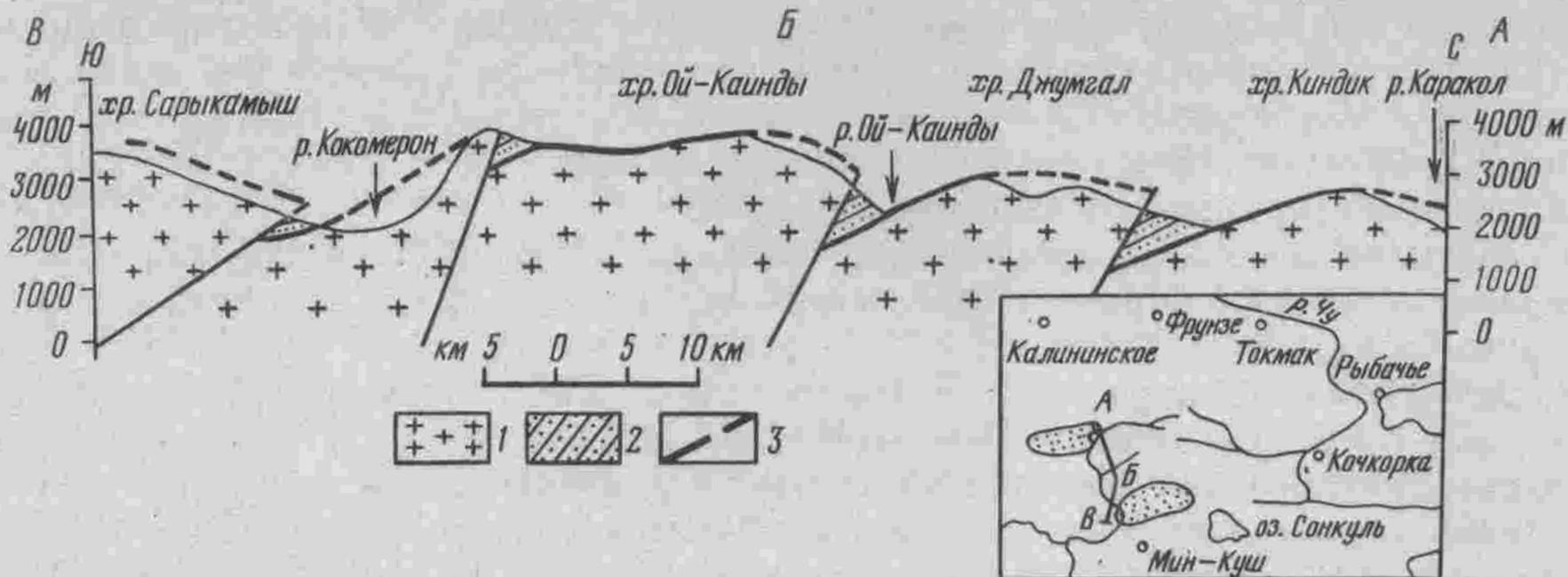


Рис. 13. Поперечный профиль через структуру горного обрамления Сусамырской впадины  
1 — палеозойские породы; 2 — неогеновые породы; 3 — донеогеновый пенеплен



Рис. 14. Поперечный профиль через Джумгальскую впадину

1 — палеозойские породы; 2 — конгломераты, галечники; 3 — песчаники; 4 — глинистые породы; 5 — аллювиально-пролювиальные породы четвертичного возраста; 6 — донеогеновый пенеплен

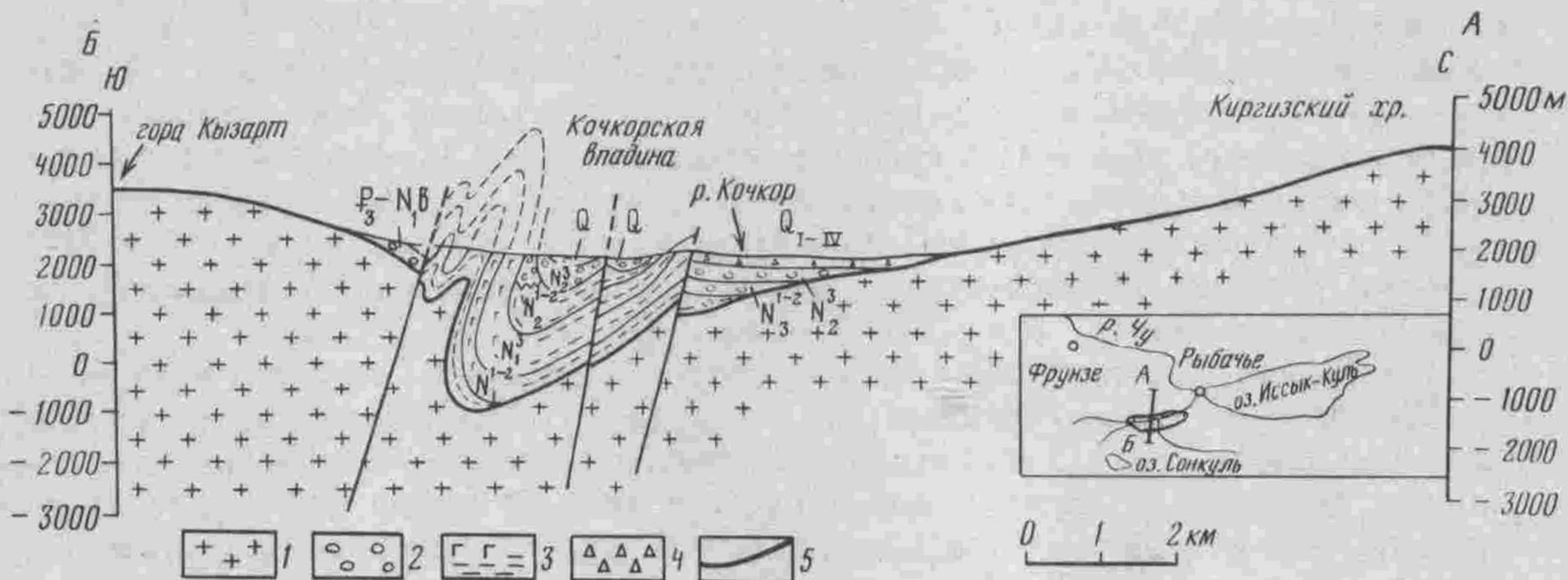


Рис. 15. Поперечный профиль через Кочкорскую впадину

1 — палеозойские породы; 2 — конгломераты, галечники; 3 — соленосные и глинистые породы; 4 — аллювиально-пролювиальные отложения четвертичного возраста; 5 — донеогеновый пенеплен

Структура Кочкорской впадины по геологическим и геофизическим данным является асимметричной: наибольшие прогибания палеозойского основания приурочены к южному борту впадины, где оно опущено на глубину 3000—3500 м. Здесь палеогеновые и неогеновые отложения смяты в брахиантиклинальные и брахисинклинальные, часто асимметричные складки, запрокинутые на север. В районе долины р. Туз установлено, что многокилометровая соленосная толща неогена, развитая в северном более глубоком прогнутом блоке, находится в перевернутом залегании, тогда как слои падают на юг (рис. 15).

Разрывные структуры в Кочкорской впадине представлены взбросами и сбросами. Главный Кочкорский разлом (XII) в междуречье Джуанарык—Биже является взбросом, плоскость которого падает на юг под углом  $45^\circ$ . На красноцветные глины киргизской свиты с юга надвинуты каледонские граниты гор Биже. В районе рек Чонтуз, Чатыр-Куль описываемый разлом имеет, видимо, вертикальное падение. Здесь Кочкорский разлом носит конседиментационный характер, влияя на фации и мощности заполняющих впадину кайнозойских толщ. Так, в неотектонический этап северный блок опускался намного быстрее южного. Мощность неогеновых толщ на северном блоке составляет 3500, а на южном — всего 500—600 м. К северному более прогнутому блоку приурочены соленосные осадки, которые на южном блоке фациально переходят в терригенные отложения.

Отличительной чертой Кочкорской впадины является структура предгорий, приуроченных к южному ее обрамлению и ныне представляющих собой низкие горы, сложенные палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Последние здесь смяты в брахиантиклинальные и брахисинклинальные структуры. Южная часть зоны предгорий полностью вовлечена в процесс поднятия. В северной ее части брахиантиклинальные структуры в четвертичное время претерпели процесс поднятия, а брахисинклинальные — процесс опускания с наложенной аккумуляцией четвертичных отложений. Этот процесс продолжается и в настоящее время.

Кочкорскую впадину с юга обрамляют расположенные левосторонние кулисы мегантиклиналей Кызарт (157) и Укок (156).

Мегантиклиналь Кызарт (157) имеет длину 55 км при ширине 18 км. Высота поднятия 4400 м. Структура в целом асимметрична: с южным пологим крылом и северным крутым. Кроме того, южное ее крыло находится на большей высоте (3500 м), нежели северное (2500 м). Западная половина структуры раздваивается на две кулисы равноценной величины, затухающие к западу в пределах Джумгалской впадины.

Мегантиклиналь Укок (156), по существу, представляет собой западное продолжение мегантиклинали Терскейского хребта и достигает абсолютной высоты 4500 м. В районе верховья долины р. Кольукок описываемая структура аналогично Кызартской мегантиклинали раздваивается на две ветви, затухающие в пределах Кочкорской впадины. Описываемая структура также асимметрична: южное крыло более пологое, северное — крутое. Асимметрия ее выражается также в том, что южное крыло находится на большей высоте (3000 м), чем северное (2500 м).

Восточная часть мегантиклинали Киргизского хребта (5) описана выше, здесь отметим лишь, что ее асимметрия аналогична асимметрии мегантиклиналей Кызарт, Укок: северное крыло крутое короткое, южное — пологое длинное.

Брахиантиклиналь горы Орток (144) имеет длину 20 км, высоту 3200 м. Ее строение также асимметрично: северное крыло крутое ( $15-20^\circ$ ) короткое, южное — пологое ( $10-12^\circ$ ) длинное. Кызыл-Омпульская мегантиклиналь имеет длину 23 км, высоту 3183 м. Она также асимметрична: южное крыло пологое ( $10-12^\circ$ ) длинное, северное — крутое ( $25^\circ$ ) короткое.

*Таласская, Арпинская, Тогузтороуская,  
Кетменьтюбинская впадины*

*Таласская впадина* (8) протягивается в северо-западном направлении на 200 км (рис. 16). Она осложнена структурами второго порядка: антиклиналью Карамолдо и Карабурунской синклиналью. Последние составляют зону предгорных поднятий. Кроме того, в северном ее крыле в четвертичное время возникли внутренние поднятия: Эчкили-Тоо, Караджилга, Орто-Тоо. В это же время оформились отрицательные структуры второго порядка: Покровская и Кенкольская. Таласская впадина представляет собой мегасинклиналию северо-западного простирания. Впадина асимметрична: максимальные прогибания палеозойского основания приурочены к ее южному борту, следовательно, северное крыло впадины пологое длинное, южное — крутое короткое. Палеозойский фундамент в Таласской впадине опущен на глубину 2500—3000 м. Впадина заполнена молассовыми отложениями палеоген-неогенового возраста.

Мегантиклиналь Сусамыр-Тоо (39, 29) состоит из двух субпараллельно расположенных кулисообразных структур. Восточная кулиса мегантиклинали, Сусамыр-Тоо (39), протягивается в субширотном направлении и имеет длину 80 км, высоту 3800—4000 м. Описываемая структура имеет в плане коленообразный изгиб. Характер асимметрии восточной и западной частей этого изгиба различный: восточная часть описываемой структуры запрокинута к югу с северным относительно пологим ( $20^\circ$ ) длинным крылом и южным крутым коротким. Западная половина структуры запрокинута к северу с северным крутым коротким крылом и южным пологим длинным. Таким образом, восточная и западная части описываемой структуры запрокинута своими массами в противоположные стороны. Поэтому коленообразный изгиб представляет собой поперечное нарушение типа правостороннего сдвига. Амплитуда горизонтального движения по нарушению равна 10 км.

Западная кулиса мегантиклинали (29) окаймляет Кетменьтюбинскую впадину с северо-запада и является самой протяженной структурой в описываемом регионе — 155 км. На востоке она погружается в пределах Сусамырской депрессии, а на западе затухает в юго-восточной части Таласской впадины. Восточная ее часть, называемая Арамсинской, протягивается в широтном направлении. Высота поднятия 4000 м. Описываемая структура в целом асимметрична: южное крыло

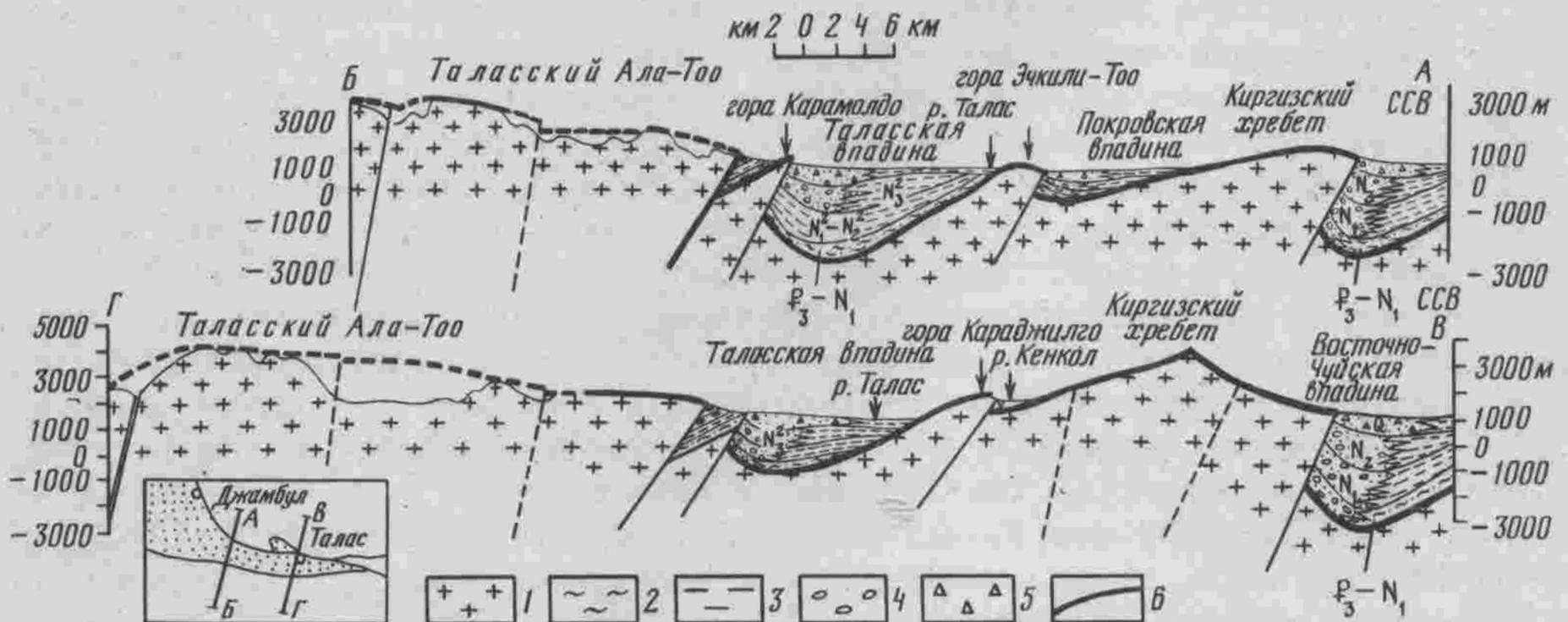


Рис. 16. Поперечные профили через Таласскую впадину

1 — палеозойские породы; 2 — кирпично-красные паттумы палеогенового возраста; 3 — глины; 4 — конгломераты, галечники; 5 — грубообломочные отложения конусов выноса четвертичного возраста; 6 — донеогеновая поверхность выравнивания, выработанная на палеозойских породах

пологое и длинное, северное — крутое короткое; структура в целом запрокинута к северу.

Мегантиклиналь Таласского Ала-Тоо (12, 24—26) состоит из целого ряда кулисных структур, расположенных правосторонне. Главная структура Таласского Ала-Тоо (12) северо-западного простирания достигает высоты 4200 м. Северо-восточное ее крыло обширное, юго-западное короткое, оборвано Таласо-Ферганским глубинным разломом. Структура восточной части Таласского Ала-Тоо поднята на высоту 4400 м. Северное ее крыло обширное, между восточной кулисой Таласского Ала-Тоо и Сусамырским поднятием развита синклинальная структура, к которой приурочены долины рек Каракаин и Итагар.

*Арпинская мегасинклиналь* (90) имеет широтное простирание и асимметричное строение: северное крыло пологое ( $10-12^\circ$ ) длинное, южное — короткое и крутое. На востоке она сливается с Атбашинской впадиной, на западе косо срезается Таласо-Ферганским разломом. Наибольшие прогибания палеозойского основания приурочены к югу — (-2000—2500 м). Северное крыло впадины пологое с нормальным залеганием кайнозойских отложений на денудированной поверхности палеозойских пород Джамандаванского хребта. Кайнозойские отложения Арпинской впадины с палеозойскими образованиями мегантиклинали Торугарт-Тоо контактируют по разлому типа взброса, падающего своей поверхностью к югу.

Джамандаванская мегантиклиналь широтного простирания состоит из южной (89) и северной (87) ветвей, разделенных синклинальной структурой (88). Северная ветвь погружается в западном направлении и поднята на абсолютную высоту 4300 м, она является западным продолжением мегантиклинали Байбиче. Описываемая структура асимметрична: южное крыло пологое, северное — крутое. С севера со стороны Алабугинской впадины она ограничена разломом типа надвига, поверхность которого падает к югу. К востоку постепенно погружается под кайнозойские отложения Атбашинской впадины. На западе косо срезается Таласо-Ферганским разломом. Абсолютные отметки мегантиклинали достигают высоты 4500—4700 м. Обе ветви Джамандаванской мегантиклинали расположены относительно друг друга правосторонней кулисой.

*Чаарташская (Акшийракская) мегантиклиналь* (80) протягивается в северо-восточном направлении. При сравнительно большой длине (70 км) имеет небольшую ширину (5—8 км). Мегантиклиналь резко асимметрична: южное крыло пологое ( $15-20^\circ$ ) длинное, северное — крутое ( $25-30^\circ$ ) короткое. На южном крыле на денудированной поверхности палеозойских пород Чаарташской мегантиклинали нормально залегают палеогеновые отложения Алабугинской впадины, тогда как на северном крыле палеозойские породы Чаарташской мегантиклинали с кайнозойскими осадками севернее расположенной Тогуз-Тогоузской впадины сочленяются по разлому типа надвига, поверхность сместителя которого падает к югу под углом  $40-45^\circ$ . По мнению многих исследователей [Крестников, 1955], описываемая структура как поднятие появилась в рельефе только в четвертичное время.

*Тогузтороузская мегасинклиналь* (79) имеет в плане форму неправильного треугольника. Мегасинклиналь имеет асимметричное строение: северное крыло пологое ( $15-20^\circ$ ) длинное, южное — крутое. Наибольшие прогибания палеозойского основания приурочены к южному обрамлению впадины и достигают, видимо, глубины 1500—2000 м. На северном крыле неогеновые отложения с несогласием залегают на денудированной поверхности палеозойских образований хребта Молдо-Тоо. В пределах описываемой мегасинклинали неогеновые осадки залегают непосредственно на денудированной поверхности палеозойских пород, минуя более древние, палеогеновые. Причина выпадения из разреза наиболее древних слоев кайнозойского покрова будет рассмотрена в следующей главе. В восточной части впадины из-под соленосных пород неогена в виде островка выступает палеозойское основание, образующее здесь небольшое поднятие Дю-

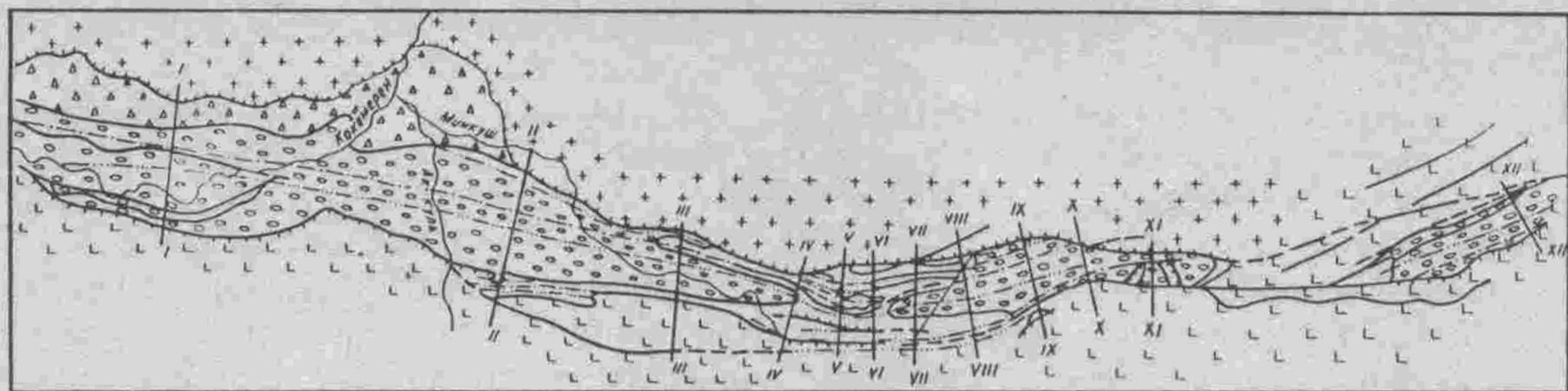


Рис. 17. Тектоническая схема Минкуш-Кокомеренской впадины

1 — палеозойские гранитоиды; 2 — палеозойские осадочные и метаморфические породы; 3 — палеоген-неогеновые конгломераты; 4 — нижнечетвертичные конгломератобрекчии; 5 — юрские отложения; 6 — надвиги и взбросы; 7 — линии стратиграфических подразделений; 8, 9 — оси: 8 — антиклиналей, 9 — синклиналей

дюмель длиной всего 15 км при ширине 5 км. Строение поднятия Дюдюмель асимметричное: южное крыло пологое, северное — крутое, оборванное разломом. Абсолютная отметка поднятия 2700 м.

Кетменьтюбинская мегасинклиналь (42) представляет собой грабен-синклиналь северо-западного направления, с обеих сторон ограниченную разломами. Она асимметрична: наибольшие прогибания палеозойского основания приурочены к южному обрамлению и достигают 1500—2000 м, северное крыло пологое длинное, южное — крутое короткое. На юго-западе впадина косо сечется Таласо-Ферганским разломом.

В восточной части описываемой впадины развиты два кулисопостроенных (правосторонне) небольших поднятия длиной 25 м. Абсолютные отметки 2400—3400 м. С севера они граничат с небольшой Толукской впадиной, сложенной соленосными отложениями плиоцена. Эта структура представляет собой моноклиналь, полого падающую к северу. Плиоценовые отложения Толукской впадины от палеозойских пород мегантиклинали Сусамыр-Тоо отделены разломом типа взброса.

#### Минкуш-Кокомеренская впадина

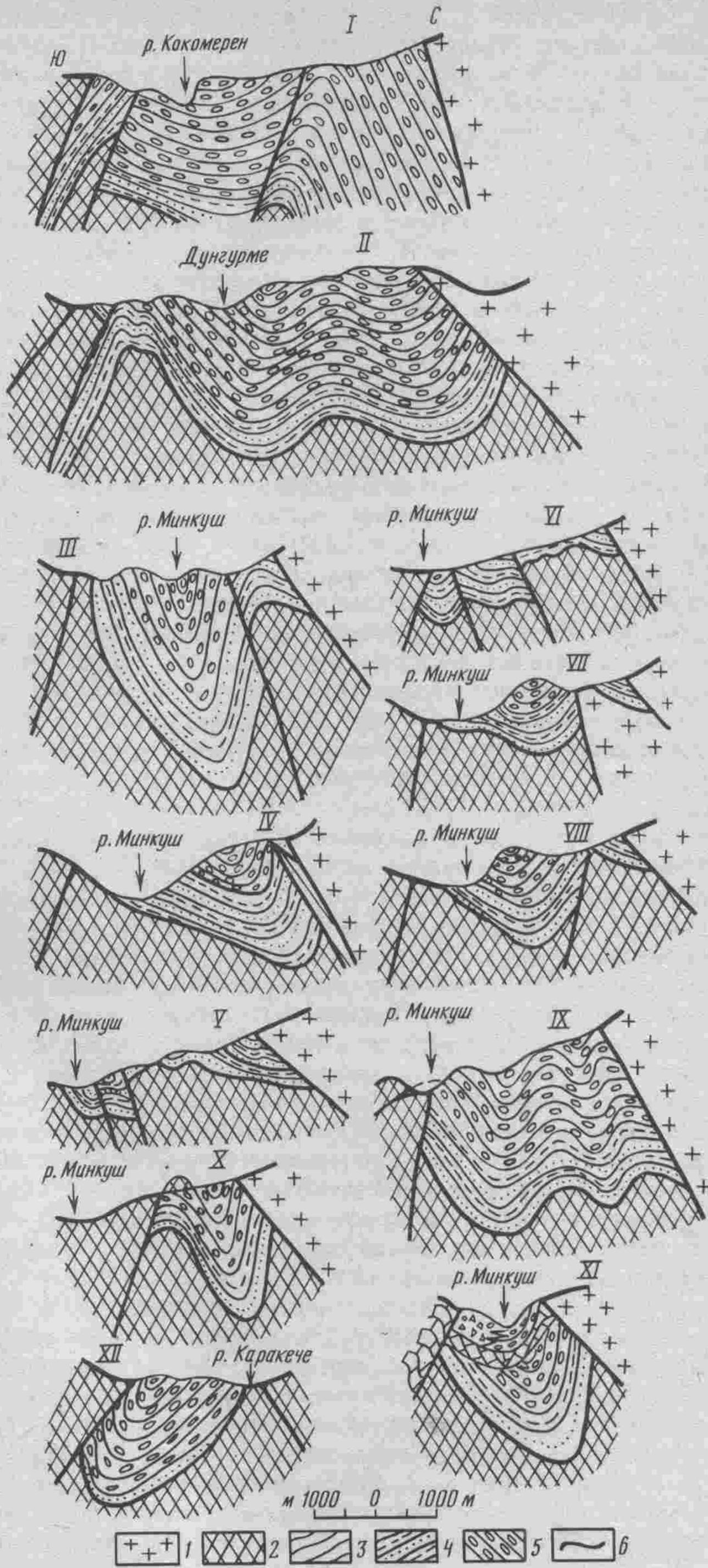
Рассматриваемая впадина (43) представляет собой сравнительно узкую (в среднем 4—5 км) грабен-синклиналь. С севера она обрамлена мегантиклиналью Северный Кавак-Тоо (158) и ее продолжением на запад мегантиклиналью Сарыкамыш, на юге граничит с мегантиклиналью Молдо-Тоо (272). Описываемая впадина, подобно окружающим ее хребтам, тянется в широтном направлении. Продолжением ее на востоке является сравнительно широкая высокоподнятая Сонкульская впадина. На западе Минкуш-Кокомеренская впадина связана с Кетменьтюбинской. Общая ее протяженность от урочища Сарыкамыш на западе до перевала Кара-Кече на востоке 80 км.

Для впадины характерно изменение глубины погружения фундамента по простиранию, отражающее ундуляцию оси мульды. Наиболее сильно изогнут участок впадины, занимающий пространство от западной оконечности до р. Ак-Куль на востоке (рис. 17). Палеозойское основание здесь находится глубже, чем на остальных участках. Выходы юрских отложений незначительны.

На участках впадины от разреза IV до разреза VIII (рис. 18) палеозойский

Рис. 18. Поперечные профили через Минкуш-Кокомеренскую впадину

1 — каледонские граниты Северного Кавак-Тоо; 2 — палеозойские породы Молдо-Тоо; 3 — известняки турнейского яруса; 4 — юрские отложения; 5 — палеоген-неогеновые конгломераты; 6 — доороженный пенеплен



фундамент высоко поднят и даже выходит на дневную поверхность. На этом участке можно видеть "корешки" синклиналиных складок. Далее к востоку, в верховье р. Минкуш, поверхность палеозойского фундамента глубоко прогнута и только у перевала Донгуз опять поднимается. Горы Донгуз, где обнажаются палеозойские породы, прерывают впадину, отделяя собственно Минкуш-Кокомеренскую впадину от кулисообразно сочлененной с ней (правосторонне) и расположенной севернее Кара-Кечинской впадины.

Минкуш-Кокомеренская впадина отграничивается от палеозойских пород окружающих ее хребтов надвигами—взбросами. На севере развит Северо-Кавакский надвиг. По нему на выполняющие впадину молодые отложения надвинуты древние граниты гор Сарыкамыш и хребты Северный Кавак-Тоо. На всем протяжении надвига в плане наблюдаются две дуги большого радиуса кривизны, обращенные выпуклостью на юг (см. рис. 17). Восточная дуга распадается на две дуги второго порядка. Вершины последних располагаются (с запада на восток) на разрезе I и между разрезом V и перевалом Донгуз. Любопытно, что вершины дуг почти точно совпадают с участками относительно повышенного положения фундамента впадины (о несколько более высоком положении фундамента на участке разреза I можно судить по выходам юрских пород в ядре антиклинальной складки). В местах сочленения дуг образуются дуги выпуклостью на север малого радиуса кривизны (см. рис. 17). Наибольшая из них расположена у выхода р. Кокомерен во впадину.

Углы падения поверхности надвига различны. На западе впадины разлом крутой —  $60-70^\circ$ . Изменение угла падения вдоль первой дуги не выяснено. Во второй дуге угол падения постепенно уменьшается от  $60-70^\circ$  в западной до  $40-50^\circ$  в средней части дуги и вновь увеличивается до  $60-70^\circ$  в месте сочленения дуг второго порядка (см. рис. 18, пр. II—VII, XI). Далее на восток к перевалу Донгуз угол падения снова уменьшается, а в Кара-Кечинской впадине — увеличивается. Амплитуда перемещений масс по надвику оценивается в несколько километров.

Южно-Кавакский разлом определяется на западе и востоке впадины. В средней части, где палеозойское основание сильно поднято и на палеозойских породах кое-где сохранились лишь "корешки" юры (например, левый борт долины р. Минкуш, разрез IV—VIII (см. рис. 18)), разлом проходит внутри палеозойских пород хребта Молдо-Тоо и фиксируется неотчетливо. Плоскость Южно-Кавакского разлома на западе крутая —  $60-70^\circ$ , в средней части на участках разреза IX—XII — пологая, к востоку Кара-Кечинской впадины — снова крутая.

В середине впадины (от разреза IX и почти до XII) разлом в плане описывает дугу длинного радиуса, выпуклостью обращенную на север, к средней части которой, как и в Северо-Кавакском разломе, приурочены наиболее пологие падения. Максимально продвинувшейся на север частью дуги является аллохтон Минбугу (разрез XI), где по надвику известняки турнейского яруса и несогласно залегающие неогеновые серые конгломераты (неполный тип разреза KZ) почти целиком перекрывают толщу, заполняющую Минкуш-Кокомеренскую впадину. Поверхность надвига синклиналино изогнута последующими движениями. Амплитуда горизонтального смещения пород 2—3 км.

В местах высокого положения, т.е. против середины дуг Северо-Кавакского надвига (особенно против средней дуги), фундамент вместе с покровом рассечен рядом разломом, параллельных основному надвику и падающих на север. Некоторые из них проходят у южной границы впадины (разрезы IV—VI), но тем не менее падают на север. Более поднятая часть основания отделяется от его погруженных участков двумя диагональными почти вертикальными разломами, создающими структуру трапециевидных ступенек, занимающих ближе к северу наиболее высокое положение. Дальнейшее интенсивное расширение поднятия хребта Северный Кавак-Тоо к югу может привести к определению еще одного

участка впадины. По-видимому, таким образом был отделен Кара-Кечинский участок впадины поднятием Донгуз.

Мезозойско-кайнозойские отложения Минкуш-Кокомеренской грабен-синклинали смяты в складки второго порядка. Оси складок, с одной стороны, ориентированы параллельно обрамляющим разломам и огибают дуги надвигов (средняя дуга Северо-Кавакского надвига), с другой стороны, в случае сильно прогрессирующего поднятия с севера (третья дуга — горы Донгуз) складки под острым углом срезаются дугой разлома, в связи с чем на определенных участках впадины (разрезы VIII—XI) создается картина кулисообразного расположения складок. В незавершенном виде такая ситуация наблюдается и у средней дуги, где на участке подъема фундамента, приводящего к почти полному расчленению впадины, также намечается срезание складок, располагающихся к западу и к востоку от поднимающейся глыбы (разрезы IV—VIII). Срезание складок отмечается и по южному борту дугой Южно-Кавакского разлома у р. Ак-Куль. Ось складки в палеоген-неогеновых конгломератах аллохтона Минбугу не совпадает с положением осей складок в автохтоне. Складка в аллохтоне отличается к тому же более пологими углами крыльев, что свидетельствует о позднем (послескладчатом) привнесении аллохтона на территорию впадины и более позднем заложении складки на ней.

Одной из особенностей расположения складок является их различное число, приходящееся на единицу ширины впадины. На участке к западу от р. Ак-Куль наблюдаются лишь две пологие сопряженные складки в приосевой части впадины. К востоку от р. Ак-Куль появляются складки, тянущиеся вдоль обрамляющих впадину разломов (меридиан разреза II). В самой приподнятой части фундамента, против середины второй дуги, число складок почти удваивается. Далее к востоку мелкие складки затухают, сливаясь с более крупными, и общее число их уменьшается (разрез IX). Еще восточнее часть складок срезается третьей дугой. Таким образом, увеличение плотности складок в наиболее узкой части впадины с приподнятым фундаментом происходит за счет не только "концентрации", но и увеличения их числа в узком месте. Морфология складок тоже неодинакова.

В западной, широкой и "глубинной" части складки сравнительно пологие, со слабо выраженной асимметричностью, почти не осложненные разломами (разрез I, II). К востоку от р. Ак-Куль они становятся крутыми с прямыми крыльями и острыми шарнирами, асимметричными и осложненными многочисленными чешуйчатыми надвигами, напряженными складками геосинклинального типа (разрезы III—XII). На участке между разрезами III и IV в узкой полосе у северного борта впадины юрские отложения смяты в ряд изоклинальных, опрокинутых к югу складок. Характерно, что в западной части впадины складки слегка запрокинуты к северу (разрез I), на участке от р. Ак-Куль до перевала Донгуз они заметно запрокинуты на юг (разрез II—XI). В средней части Северо-Кавакского надвига складки запрокинуты к югу даже у южного борта впадины (разрез V). На Кара-Кечинском участке складка опрокинута на север (разрез XII).

Вследствие выхода из-под юрских отложений в местах относительно высокого положения фундамента пород палеозоя мы видим участие палеозойского основания в строении складок. В разрезах V, VI наблюдаются складки основания малых радиусов с размерами 75—250 м. Углы падения крыльев достигают 60—70°. Такие же складки встречаются и за пределами современной границы впадины по ее южному обрамлению как продолжение структуры, вырисовывающейся по отдельным синклинальным "корешкам" юрских отложений по левому борту долины р. Мин-Куш на участке разрезов IV—VIII.

(западнее Сино-Бирманского срединного массива) шла с востока на запад и завершилась образованием глубокого Западно-Бенгальского перикратонного прогиба. Эту же ориентировку имеет общая вергентность структур.

В заключение этой главы отметим следующее.

1. Процесс формирования и образования зрелой континентальной коры на территории Высокой Азии, заключающийся в скучивании (складкообразовании и деформации), гранитизации и метаморфизме, происходил с севера на юг.

2. Огромная часть территории Высокой Азии, охваченная докембрийской, байкальской, каледонской, герцинской и киммерийской складчатостью, относится, на наш взгляд, к эпиплатформенному орогену. Только незначительная южная часть исследуемой территории, испытавшая альпийскую складчатость, может являться эпигеосинклинальным орогеном.

3. Миграция геосинклинального процесса в складчатых областях, окружающих Индостанскую платформу с запада, севера и востока, ориентирована центростремительно. Точно такую ориентацию имеет и общая вергентность структур.

## ГЛАВА 2

### СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ТЯНЬ-ШАНЯ, ИНДО-ГАНГСКОЙ ВПАДИНЫ И СИНД-ПЕНДЖАБСКОГО ПЕРИКРАТОННОГО ПРОГИБА

Кайнозойские отложения межгорных впадин Высокой Азии относятся к континентальным образованиям, причисляемым к молассовой формации. Они накопились в прогибах в течение всего неотектонического этапа. По мере поднятия соседней мегантиклинали с нее сносился обломочный материал, который накапливался в соседних прогибах — мегасинклиналях. Причем вблизи поднятия в предгорной зоне накапливались грубообломочные породы — конгломераты, гравелиты, паттумы; вдали от поднятий в центральных частях впадин образовались более мелкоземистые породы — глины, соленосные породы.

Изучением и корреляцией новейших отложений территории Средней Азии занимались С.С. Шульц (1948), Б.А. Петрушевский (1955), С.Я. Несмеянов (1977), Н.В. Лукина с соавторами (1985), О.К. Чедия (1986) и др.

В целом молассовая формация орогенной Высокой Азии подразделяется на палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

#### Палеогеновые отложения

В пределах территории Высокой Азии в области высокогорья палеогеновые отложения подобно ладакским конгломератам Гималаев (Tewari, 1964, Gansser, 1980a) с несогласием залегают непосредственно на палеозойско-докембрийском фундаменте; во впадинах они подстилаются морскими эоценовыми отложениями либо синеклиз (типа Ферганской, Яркендской, Афгано-Таджикской и Индо-Гангской депрессий), либо эпикратонных прогибов (типа Синд-Пенджабского и Западно-Бенгальского).

В высокоподнятой области Тянь-Шаня орогенический процесс, по-видимому, начался раньше — в эоцене (в районе грандиозных поднятий Каракорума этот процесс начался, по мнению А. Дезио [1977], еще раньше — в позднем мелу). В пределах развития мелководно-лагунных морей (синеклизах и эпикратонных прогибах) горообразовательные процессы несколько запаздывают и начинаются только в олигоцене. В области Западно-Бенгальского эпикратонного прогиба молассовые формации отлагались в субаквальных условиях, образуя так называемые морские молассы (Воскресенский и др., 1971).

толщей Иссык-Кульской депрессии, в которой найдена эоцен-олигоценая фауна.

В Иссык-Кульской впадине к палеогену относятся чонкурчакская и джетыюгузская свиты. Чонкурчакская свита характеризуется кирпично-красной окраской пород. В предгорном типе разреза свита сложена в основном мелкоземистыми, паттумными осадками и гравелитами с мелкогалечными конгломератами. Центрально-депресссионный тип разреза свиты характеризуется развитием мелкообломочных образований алевролитоглинистых пород. Небольшие мощности пород свиты (10—700 м) развиты в пределах восточной части депрессии.

В долине р. Торуайгыр в породах свиты Ю.В. Жуковым собраны ископаемые остатки млекопитающих, которые, по мнению определившего их В.С. Бажанова, относятся к эоцену; определение абсолютного возраста базальтов (55 млн лет, по данным А.Я. Крылова), залегающих на 4 м ниже слоя с костными остатками, указывает на среднепалеогеновый возраст вышележащих слоев чонкурчакской свиты.

Джетыюгузская свита согласно залегает на чонкурчакской. Она состоит из чередующихся слоев конгломератов, гравийников и паттумов. Ей свойствен более светлый оттенок кирпично-красного цвета, чем у чонкурчакской свиты, грубообломочный состав, обнажения скального типа, микроритмичность, слабая сортировка пород. В центрально-депресссионном типе разреза преобладают алевритоглинистые породы мощностью 50—1230 м. Возраст джетыюгузской свиты по найденной в долине р. Джетыюгуз ископаемой черепахе А.Н. Рябинин определил как олигоценый.

В Нарынской впадине к палеогену отнесены аирташская и чонташская свиты (Омуралиев, 1978). Аирташская свита ( $P_2^?a$ ) состоит из конгломератов, гравелитов с прослоями глин и глин кирпично-красного цвета общей мощностью 70—80 м. Чонташская свита ( $P_3-N_1$  ср) представлена чередованием красноцветных терригенных образований — конгломератов, брекчий, гравелитов, песчаников и алевролитов, глин. Общая мощность свиты 70—220 м.

В Кочкорской впадине, по данным С.А. Тарасова (1970), к палеогену относится бижинская свита ( $H_2^3-N_1$  bg). Она представлена переслаивающимися красноцветными паттумными породами — конгломератами, песчаниками и суглинками. Состоит из двух частей: нижней тонкообломочной — глинистой и верхней грубообломочной — гравелитовой и среднеобломочных галечников. Общая мощность свиты 400—500 м.

В Джумгальской впадине палеоген представлен башкугандинской свитой ( $P_2-N_1b$ ). В основании свиты залегают базальты мощностью от 3 до 30 м, ранее относимые к коктурпакской свите. Выше залегают красноцветные паттумные породы, состоящие из песчаных глин, гравелитов и галечников. Мощность свиты 84—250 м.

В Минкуш-Кокомеренской впадине к палеогену отнесены мощные красноцветные средне-крупногалечные и валунные конгломераты. Состав галек и валунов известняковый. В коренном залегании это нижнекаменноугольного возраста известняки мегантиклинали Молдо-Тоо. Мощность толщи в долине р. Аккуль 2300 м, в верховье р. Минкуш — 1500 в долине р. Кара-Кече — 1000 м.

В Сусамырской впадине к палеогену относится курумдинская свита ( $P_3-N_1$ ), состоящая из красноцветных комковатых известняков, гравелитов и глин общей мощностью 110 м.

В Таласской впадине палеоген представлен двумя свитами: коктурпакской и киргизской. Коктурпакская свита ( $P_2kk$ ) сложена чередующимися кирпично-красными, красно-бурыми известняками, мергелями, глинами и мелкогалечными конгломератами, иногда базальтами. Мощность свиты 60—90 м. Киргизская свита ( $P_3-N_1kr$ ) представлена чередованием красно-коричневых, буровато-красных паттумов и глин с прослоями известняков и гравелитов общей мощностью 10—300 м.

В пределах Индо-Гангской впадины к палеогену, по данным Д.А. Вадиа (Wadia, 1957), А. Гансера (1967), К.С. Чоудри (Chaudhri, 1969а,б; 1975], отнесены три формации: субату, дагшай и касоли. Нижняя формация субату сложена мелко-водно-морскими отложениями, формации дагшай и касоли представляют собой молассовые отложения континентального происхождения.

Формация субату включает в себя полимиктовые конгломераты, кварцевые песчаники с кальцитовым цементом, глинистые сланцы и известняки. Отсутствие неотсортированных грубообломочных осадков — характерная черта описываемой формации. Присутствие глауконита, пирита и ангидрита в отложениях формации субату, а также общая серо-зеленая окраска отличают ее от других вышележащих толщ кайнозоя. Формация хорошо охарактеризована микро- и макрофауной морского происхождения. Мощность формации — 500—1500 м, возраст — палеоцен — поздний эоцен.

Формация дагшай состоит из песчаников и характеризуется общим пурпурно-красным цветом и полным отсутствием известняков. Породы континентального происхождения. Мощность формации — 600—800 м, возраст — поздний эоцен — ранний олигоцен.

Формация касоли развита в северо-западной части Пенджабских Гималаев. Она сложена песчаниками, по составу аналогичными песчаникам нижележащей свиты дагшай, но серо-зеленого цвета. Песчаниковые разности преобладают над аргиллитами. Кварцевые разности песчаников чрезвычайно редки. Песчаники слюдисты и испытали влияние метаморфизации. Обломки известняков, микро- и макрофауны, глауконита, гипса и ангидрита явно отсутствуют. Растительные остатки (в виде стволов деревьев, стеблей и отпечатков листьев) в песчаниках свойственны только описываемой формации. Возраст пород — средний олигоцен; общая мощность 2000—2500 м.

В области Синд-Пенджабского перикратонного прогиба, по данным И.А. Воскресенского с соавторами (1971), палеоген представлен всеми тремя отделами: палеоценом (свиты нижний рани — кот и дунган), эоценом (свиты лаки—газидж и киртар) и олигоцене (свита кари). Только олигоценовые отложения, представленные терригенно-карбонатными отложениями морского происхождения общей мощностью более 3500 м, могут быть отнесены к молассовым формациям, образовавшимся в период интенсивного горообразования в Сулейман-Киртарской области, причем лишь в Предсулейманском прогибе олигоцен сложен континентальными отложениями. В районе Соляного кряжа, Кохат-Потварского прогиба и южной части Хазарской складчатой области породы верхнего эоцена и нижнего олигоцена отсутствуют.

В районе Предкиртарского и Карачинского прогибов свита нари делится на нижнюю и верхнюю. Нижняя часть сложена чередованием серых песчаников и известняков с обилием нуммулитов. Верх разреза состоит из песчаников и глин оливково-бурого цвета. По остаткам фораминифер, гастропод, пелиципод и водорослей возраст свиты отвечает олигоцену. Максимальная мощность свиты 7700 м. В Карачинском прогибе свита нари сложена чередованием глин и песчаников с прослоями известняков. Наибольшая мощность свиты 3500 м (р. Хаб).

В пределах Гильмендско-Белуджистанского массива (хребты Мирдаве и Рос-Кох) к олигоцену относится толща зеленоватых и красных глин и песчаников.

В Центральномакранской складчатой зоне и прогибе Шайгалу олигоцен сложен морскими осадками — флишевым переслаиванием зеленовато-серых и голубовато-серых глин и песчаников. Иногда в разрезе вблизи Сулейман-Киртара появляются конгломераты, по фауне фораминифер и гастропод возраст пород свиты определяется как олигоцен. Мощность свиты в Центральномакранской складчатой зоне и прогибе Шайгалу более 2—3 км.

*Дистанционные методы* изучения (наряду с фотографированием земной поверхности) как спектральных свойств природных объектов и их отражений, так и эмиссионного излучения дают качественно новую информацию о составе и геологическом строении земных недр. Эти исследования стали возможными из-за внедрения радарных и сканерных методов, включивших в обиход исследований электромагнитные диапазоны, ранее не использовавшиеся в практике. Одни и те же объекты могут быть сняты в нескольких узких зонах спектра, что дает мультиспектральный эффект. Последний может быть зарегистрирован как в виде изображения, так и в виде цифр. Изображения возможны в черно-белом или цветном вариантах.

Дистанционные методы исследований сейсмосрывов, активных тектонических нарушений, сопровождавшихся импульсными, резкими подвижками во время катастрофических землетрясений, дают возможность точнее оконтурить и охарактеризовать их силу и место в сейсмоопасных зонах (Кронберг, 1988).

#### ГЛАВА 4

### НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ И ГЛАВНЕЙШИЕ РАЗЛОМЫ ВЫСОКОЙ АЗИИ

Орогены Высокой Азии — структуры первого порядка. Каждый ороген характеризуется своими, только ему присущими чертами. Например, для Тянь-Шаня и Гиндукуш-Афганского орогенов характерны дифференцированные движения неотектонических процессов с веерообразно расходящимися на запад структурами. Гималаям, Памиру и Индо-Бирманским поднятиям свойствен дугообразный характер структур.

Следующая по рангу структура, составляющая основной элемент каждого орогена, — это продольные поднятия (мегантклинали) с высотой более 4 км и прогибы (мегасинклинали) с глубиной 3 км и более, сопровождающиеся продольными разломами типа надвигов и взбросов.

Низшими по рангу структурами являются внутривпадинные поднятия четвертичного возраста, а также трансорогенные, диагональные, поперечные флексурно-разрывные зоны.

Изученность Тянь-Шаня и Памира наилучшая. Естественно, новейшие структурные формы этих регионов описаны более подробно.

#### Тянь-Шаньские структуры

Тянь-Шань — одна из величайших горных систем земного шара; протяженность ее более 2500 км, ширина 250—300 км. Наибольшая высота Тянь-Шаня — 7439 м (пик Победы) — приурочена к горному узлу Хан-Тенгри. Последний является своеобразным неотектоническим центром Тянь-Шаня. Горный узел Хан-Тенгри делит Тянь-Шань на западную и восточную части. Западный Тянь-Шань более широкий, со множеством параллельных поднятий (хребтов), Восточный (зарубежный) Тянь-Шань отличается сравнительно простым строением с поднятиями, поставленными друг к другу кулисообразно.

Описание новейших структурных форм советского Тянь-Шаня дается в соответствии со схемой, приведенной на рис. 5, и картой новейшей тектоники (рис. 6).



Рис. 5. Схема расположения районов новейших структур Тянь-Шаня

1 — Восточно-Чуйская впадина и ее горное обрамление; 2 — Заилийская и Кегено-Текесская структуры и их горные обрамления; 3 — Центральный Тянь-Шань; 4 — Иссык-Кульская впадина; 5 — структуры Терскея, Кокшаала и предгорные структуры Северо-Западного Тарима; 6 — Сусамырская, Джумгалская, Кочкорская впадины и их горные обрамления; 7 — Таласская, Кетменьтюбинская, Тогузторуская, Алабугинская, Арпинская впадины и их горные обрамления; 8 — Минкуш-Кокомеренская впадина; 9 — Каратау; 10 — Чаткало-Кураминская горная система; 11 — Ферганская мегантиклиналь; 12 — Ферганская впадина

### Восточно-Чуйская впадина

Восточно-Чуйская впадина (263) с юга обрамлена мегантиклиналью Киргизского хребта (15), с северо-запада — Киндиктасской мегантиклиналью.

По геофизическим и буровым данным Восточно-Чуйская впадина по кровле палеозойского фундамента представляет собой в целом асимметричную синклинальную структуру с северным крылом, длинным и пологим, и южным — более коротким и крутым.

Ось наибольшего прогибания палеозойского фундамента (4000 м ниже уровня моря) проходит по южной окраине впадины. Изогипсы кровли палеозойского основания впадины образуют дугу, обращенную выпуклостью к северу. Южная глубокая часть впадины называется Фрунзенским прогибом. Глубина залегания палеозойского фундамента в нем 2000—5500 м. Наибольшие глубины палеозойского основания установлены на площади развития Байтиксской синклинали. Фрунзенский прогиб с севера граничит с Причуйской моноклиной, в пределах которой глубина залегания палеозойского фундамента изменяется от 1700 м на юге вплоть до его выхода на дневную поверхность на севере, в Киндиктасском хребте (рис. 7).

К высоким предгорьям относится район горы Шекуле (высота 2300 м) (265) и расположенная южнее него Чонкурчакская впадина. Антиклиналь Шекуле сложена среднепалеозойскими кислыми эффузивами, на денудированной поверхности которых сохранились остатки красноцветных конгломератобрекчий и глин, относимых к киргизской свите. Антиклинальная природа поднятия Шекуле выражена изгибом донеогеновой поверхности выравнивания и элементами залегания слоев пород киргизской свиты. В целом это асимметричная структура с южным пологим ( $10-20^\circ$ ) длинным крылом и северным крутым коротким ( $15-30^\circ$ ). Расположенная южнее Чонкурчакская впадина в структурном отношении является моноклиной, наклоненной к югу, на которую с юга надвинут палеозойский массив Киргизского хребта.

В области низких предгорий высота достигает 1700—1800 м<sup>2</sup>. Начало

<sup>2</sup>Здесь и далее высота дается относительно уровня моря.

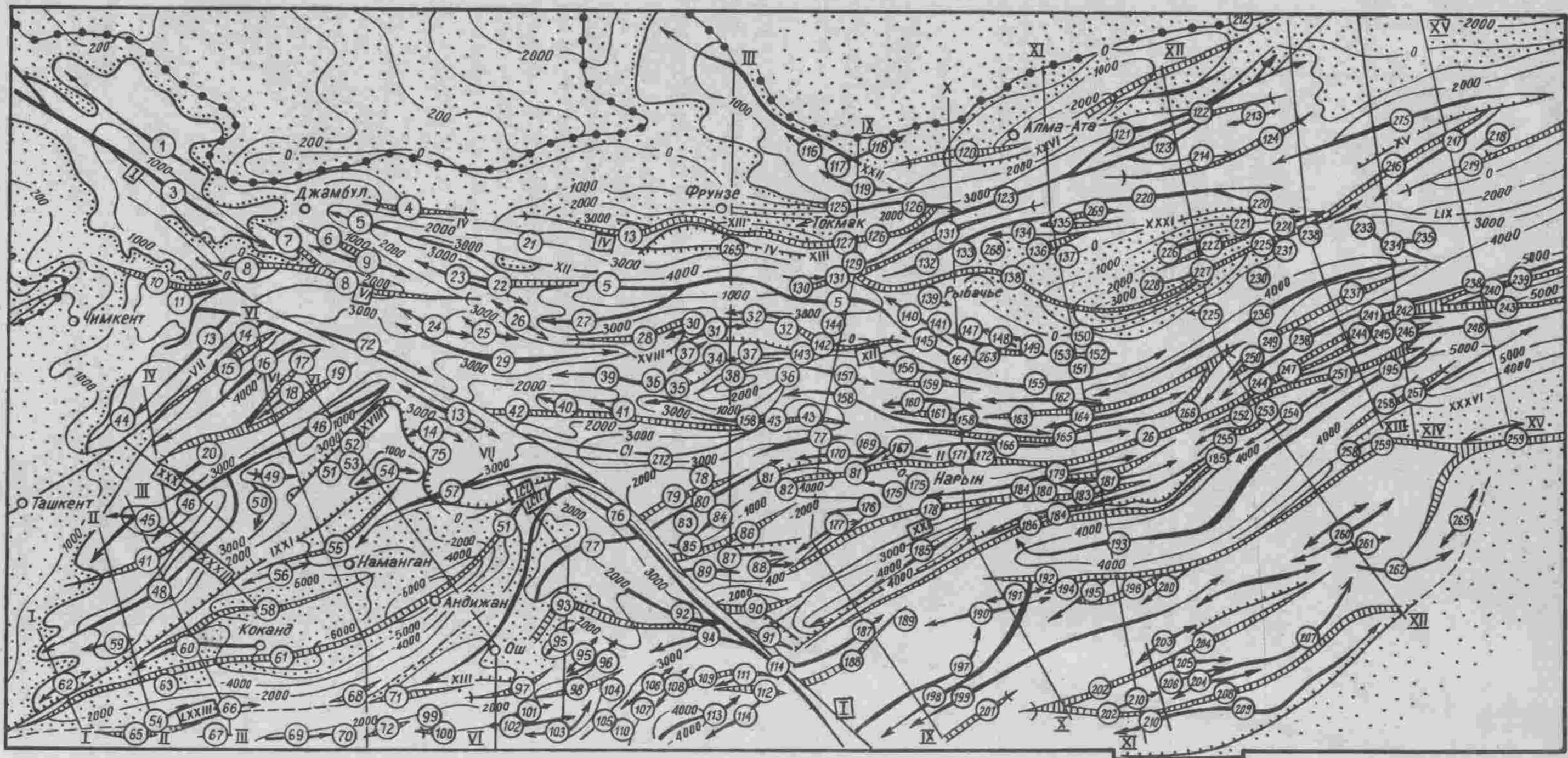


Рис. 6. Карта новейшей тектоники советского Тянь-Шаня

1, 2 — оси и номера: 1 — мегантиклиналей, 2 — мегасинклиналей; 3 — разломы: а — глубинные и крупные, б — прочие; 4 — надвиги, взбросы; 5 — линия несогласного залегания пород орогенического комплекса на палеозойских образованиях; 6 — изогипсы суммарных деформаций древнего пенеплена, выработанного на докембрийско-палеозойских породах, м; 7 — линии неотектонических профилей; 8 — линия раздела геоструктур

4 0 4 6 8 км

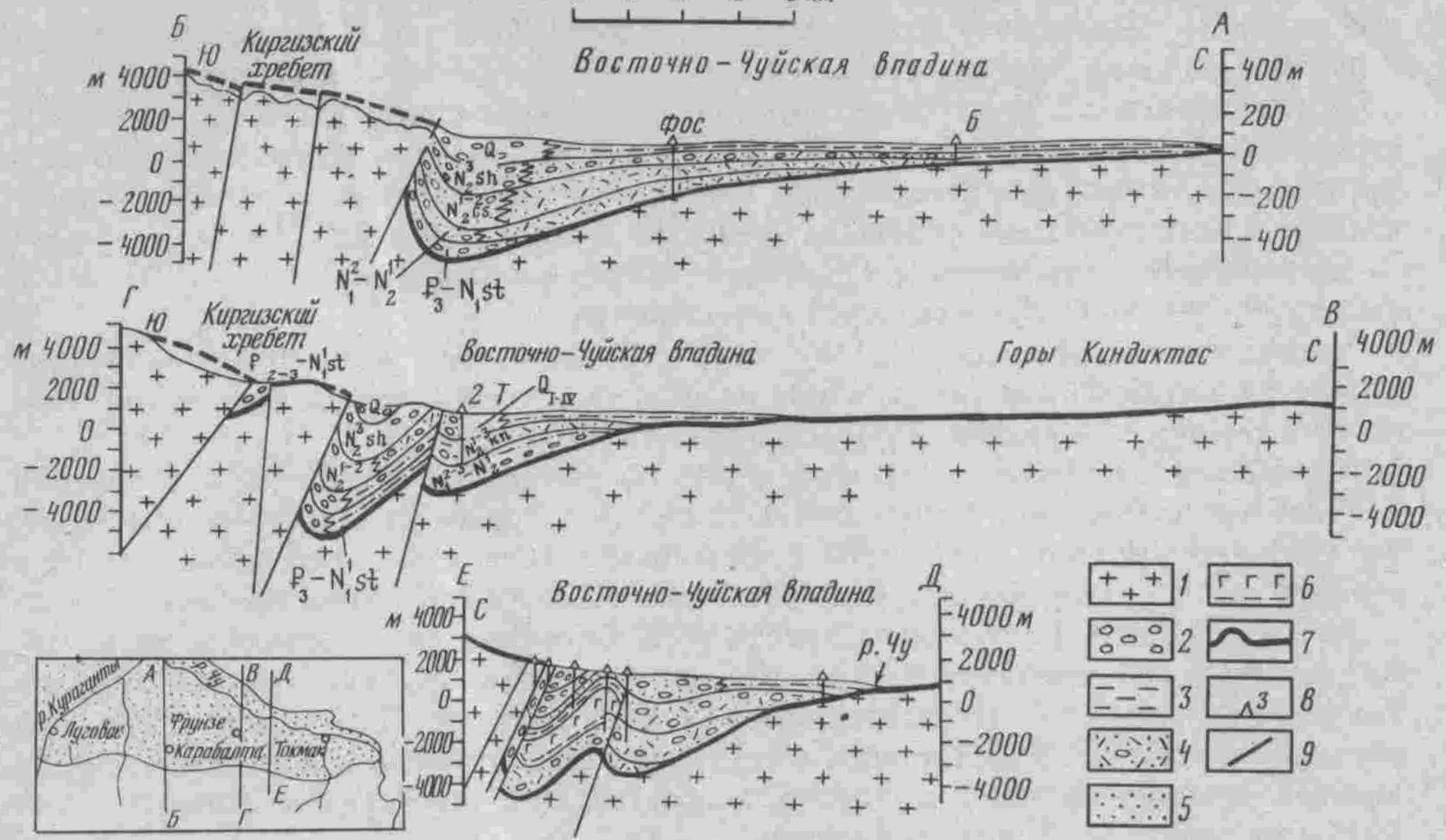


Рис. 7. Поперечные профили через Восточно-Чуйскую впадину

1 — палеозойские породы; 2 — конгломераты, галечники; 3 — глины, суглинки; 4 — паттумы; 5 — песчаники, алевролиты; 6 — соленосные породы; 7 — донеогеновый пенеплен, выработанный на палеозойских породах; 8 — скважины; 9 — здесь и далее на профильных разрезах — разломы

формирования низких предгорий относится ко второй половине раннечетвертичного времени, т.е. к моменту прекращения интенсивной аккумуляции в шарпылдакское время. В плане структуры низких предгорий образуют дугу, обращенную выпуклостью к северу. Максимум кривизны дуги отмечается в районе междуречья Аламедин—Ала-Арча. Одна из антиклиналей зоны предгорий, в ядре которой обнажаются наиболее глубокие слои кайнозойского покрова (соленосные), — Серафимовская (264). По данным С.С. Шульца, она асимметрична и наклонена на север. В.Н. Огнев отмечает, что юго-западное крыло описываемой структуры более крутое ( $50-60^\circ$ ), чем северо-восточное ( $25-35^\circ$ ).

К подгруппе внутренних продольных и диагональных поднятий относятся невысокие валообразные структуры, развитые в северной части Восточно-Чуйской впадины. Эти структуры могут быть отнесены к платформенному типу, так как они пологи, слабо деформированы и резко отличаются от описанных выше орогенических.

Одно из поднятий, под названием Саргоуского вала, описано С.С. Шульцем (1948). Вал отделяет Восточно-Чуйскую впадину от обширной Чу-Сарысуйской депрессии, развитой в пределах современной Казахстанской платформы. Естественным продолжением Саргоуского вала на восток являются Нижне-чуйский, Телекский, Георгиевский, Токмакский валы. Они также выражены в рельефе. В сводовых частях этих структур выходят более древние отложения четвертичного возраста — среднечетвертичные. По их поверхностям образованы пологие деформации с падением крыльев под углом  $3-5^\circ$ .

Восточно-Чуйская впадина с северо-востока ограничена мегантиклиналями Киндиктасского хребта (116, 117, 119). Это три антиклинальные структуры друг относительно друга кулисно расположены. Мегантиклиналь собственно Киндиктасских гор северо-западного простирания имеет широкое пологое юго-западное крыло ( $8-10^\circ$ ) и крутое ( $15-20^\circ$ ) и короткое — северо-восточное,

т.е. эта структура запрокинута к северо-востоку. Высота структуры составляет всего 1500 м. На основе этого ее можно было бы отнести к платформенной структуре, однако запрокинутость приближает ее к Тянь-Шаньскому орогену.

Антиклинальная структура Атджайлоо (116) характеризуется асимметричным строением с северным пологим более длинным крылом и южным коротким крутым. Ось структуры дугообразно изгибается, выпуклостью обращаясь к юго-западу. Длина структуры небольшая — 30 км. Высота достигает 2400 м.

Антиклиналь Джыланты (117) имеет также небольшую длину — 25 км и высоту до 2900 м. Структура почти симметрична.

Антиклиналь Джетыджол (119), самая большая из этой группы структур (длина 55 км), имеет асимметричное строение — южное крыло длинное пологое ( $8-9^\circ$ ), северное — крутое ( $15^\circ$ ). Высота — до 3200 м.

Караконузская грабен-синклиналь (125) погружается в западном направлении и сливается с Восточно-Чуйской впадиной. Она асимметрична и, по существу, является односторонним грабеном с падением днища к югу под очень пологим углом ( $8-9^\circ$ ). С юга она оборвана разломом субширотного простирания.

Мегантиклиналь Кастекского хребта (126) погружается на западе, а на востоке, сливаясь со структурой Таса-Кемин, образует крупную мегантиклиналь Заилийский Ала-Тоо. По отношению к антиклинали Джетыджол (119) она расположена также левосторонне. Структура асимметрична, с пологим длинным южным крылом ( $8-10^\circ$ ) и коротким крутым ( $15^\circ$ ) северным. Высота — от 1000 м на западе до 3200 м на востоке.

Байбиченсаурская группа положительных структур (128, 129) расположена друг относительно друга правосторонне. Они имеют небольшие длины (15 и 35 км) и высоты (2000—2500 м). В целом это резко асимметричные антиклинальные структуры с длинным пологим ( $8-12^\circ$ ) северным крылом и крутым ( $25^\circ$ ) коротким, оборванным разломом — южным.

Окторкойско-Таса-Кеминская мегантиклиналь (123), имеющая восток—северо-восточное простирание, погружается на запад. Высота меняется от 2500 м и на западе до 4000 м на востоке. Тасакеминская, восточная часть структуры, имеет асимметричное строение с южным пологим длинным крылом ( $8-15^\circ$ ) и крутым ( $25-30^\circ$ ) коротким северным. Западная, Окторкойская часть структуры имеет симметричное строение, ее палеозойские массы (30—40) надвинуты на кайнозойские отложения расположенной южнее Кокджарсуйской впадины.

Кемино-Кокджарсуйская впадина (131) (рис. 8) — грабен-синклиналь восток—северо-восточного простирания. Характерная ее черта — большая протяженность (150 км) при небольшой ширине (2—3 км). Западная ее половина, называемая Кокджарсуйской, заполнена осадками палеоген-неогенового возраста мощностью 500—1000 м. Новороссийская впадина, являющаяся ее частью, под надвигающимся и запрокидывающимся движением Кунгейской мегантиклинали испытала миграцию в северном направлении. Это выразилось в залегании на ее палеозойском фундаменте палеогеновых отложений на юге и четвертичных — на севере.

Наиболее существенная особенность этой впадины — развитие надвигов с севера и с юга; по ним палеозойские массы окружающих впадину хребтов надвинуты центростремительно навстречу друг к другу. Кеминская, выше поднятая впадина, определила развитие Кокджарсуйской, менее поднятой. В верховьях левобережья р. Кемин имеются остатки красноцветных глин палеогенового возраста, свидетельствующие о том, что Кеминская впадина в начале новейшего этапа представляла собой прогибающийся участок земной коры, в пределах которой накапливались палеоген-неогеновые осадки. В это время Кемино-Кокджарсуйская впадина представляла собой единый седиментационный бассейн. Снос пород кайнозойского чехла в Кеминской впадине — результат последующего процесса интенсивного воздымания и эрозии.

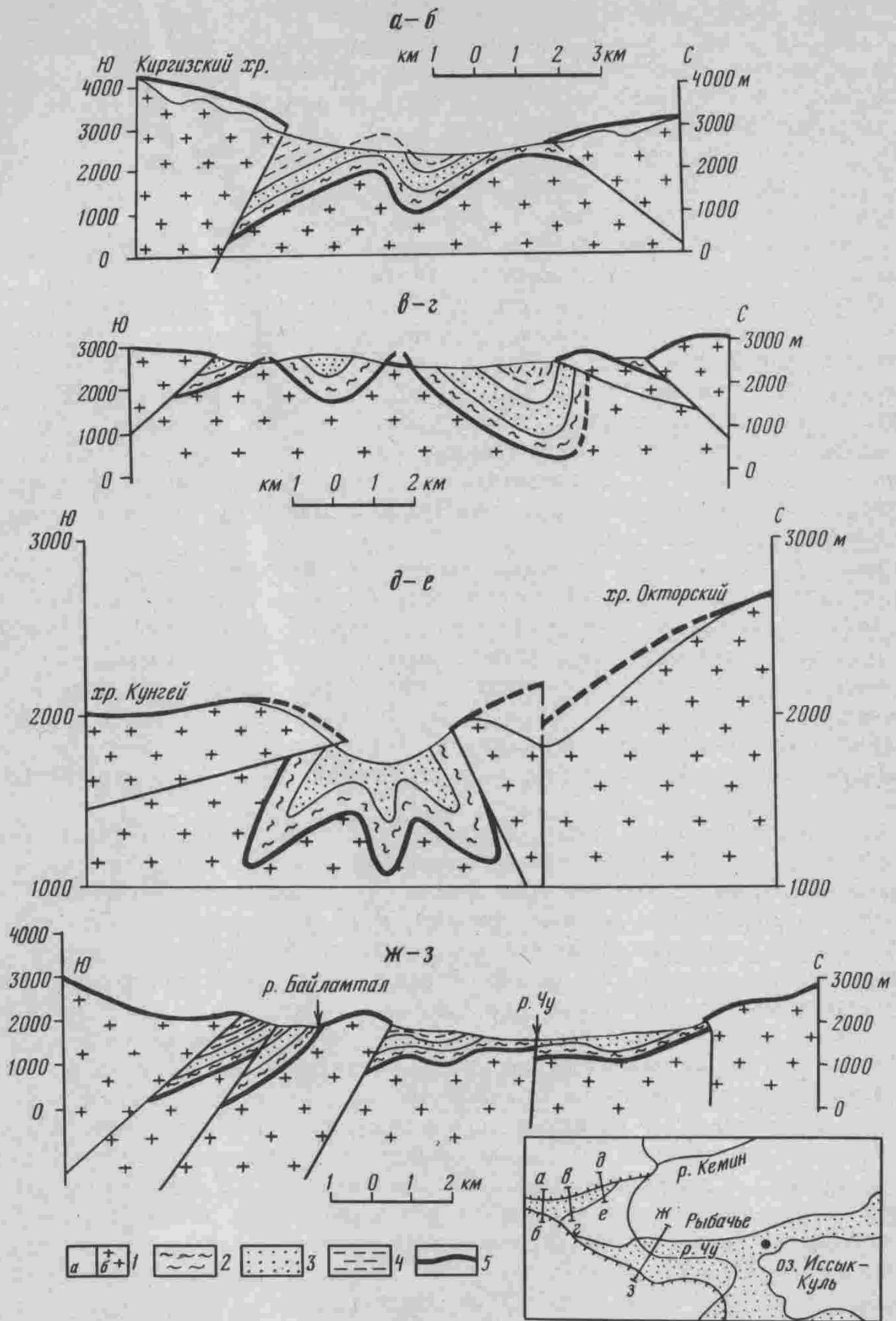


Рис. 8. Геологические профили через Кокджарсуйскую и Кокмойнокскую впадины

1 — палеозойские породы (а — на врезке, б — на профиле); 2 — красноцветные отложения палеогена; 3 — молассы верхнего миоцена — нижнего плиоцена; 4 — грубообломочные молассы верхнего плиоцена; 5 — поверхность донеогенового пенеплена

Северный надвиг Кемино-Кокджарсуйской впадины падает к северу под углом  $30^\circ$  на западе и  $65^\circ$  на востоке. С южной стороны впадины единой линии нарушения не существует. Такое нарушение в виде надвига устанавливается только в восточной части впадины, а на западе оно состоит из нескольких разрывов небольшой протяженности. На востоке, в районе левобережья р. Чу, разлом переходит в пологий надвиг, падающий своим сместителем к югу под углом  $20^\circ$ . На западе в междуречье Кызылсу—Кокджарсу сместитель его падает к югу под углом  $50\text{—}60^\circ$  (см. рис. 8).

В результате последовательного сближения и встречного надвигания палеозойских масс окружающих впадину поднятий она сильно сокращена и сжата в поперечном направлении (см. рис. 8). Поэтому впадина имеет столь незначительную ширину и небольшую глубину, в то время как окружающие ее мегантиклиналы Киргизского хребта и Окторкой имеют сравнительно большую ширину (соответственно 30 и 7 км). Преобладание мегантиклиналей над мегасинклиналями следует считать отличительной чертой орогенного Тянь-Шаня. Положительные структуры, окружающие описываемую впадину, по размерам намного превосходят ее. Следовательно, Кемино-Кокджарсуйскую впадину, в отличие от моновергентной Восточно-Чуйской, следует отнести к конвергентному типу депрессий Тянь-Шаня.

Кроме того, как было описано выше, окружающие Кемино-Кокджарсуйскую впадину асимметричные положительные структуры — мегантиклиналы Киргизского хребта и хребта Кунгея с юга и Окторкой и Заилийского Ала-Тоо с севера запрокинуты навстречу друг к другу центростремительно.

Кокмойнокская впадина (138) является продолжением Иссык-Кульской депрессии (см. рис. 8) на запад. Породы ее кайнозойского чехла периклинально замыкают Кунгейскую мегантиклиналь. На севере и северо-западе впадина по выходам палеоген-неогеновых пород соединяется с Кокджарсуйской впадиной.

В палеоген-неогеновое время Кокмойнокская и Кокджарсуйская впадины представляли собой единый седиментационный бассейн. А.К. Трофимов с соавторами [1976] на основании того факта, что в пределах Боомского ущелья отсутствуют эрозионные уровни древнее раннечетвертичного возраста, приходят к выводу о возникновении основных структур в четвертичное время.

В структурном отношении Кокмойнокская впадина представляет собой в основном асимметричную депрессию, наибольшая глубина залегания палеозойского основания которой приурочена к югу, где она отграничена разломом типа взброса, по которому палеозойские массы мегантиклиналы Киргизского хребта и Кызыл-Омпула надвинуты на ее кайнозойские отложения. Сместитель разлома в долине р. Байдамтал падает к юго-западу под углом  $50\text{—}60^\circ$ . Восточнее, на северном склоне Кызыл-Омпульского поднятия, разлом расщепляется, выполаживаясь до  $20^\circ$ , и переходит в чешуйчатые надвиги. По этим надвигам в настоящее время произошли подвижки с образованием рвов, канав. По ним смещен почвенно-растительный слой. Причем интересен тот факт, что по надвигам опущенными оказались висячие крылья. Впадина заполнена палеоген-неогеновыми отложениями мощностью 900 м. Надвигающиеся и запрокидывающиеся навстречу друг другу окружающие Кокджарсуйскую впадину поднятия создали в ней напряженное состояние пород. Свидетельство этому — существование складок основания малого радиуса кривизны на периклиналы Кунгейской мегантиклиналы (см. рис. 8, профиль в—г). Ширина этих складок, выраженных в палеозойском основании, составляет всего 1—2 км, что противоречит господствующему мнению, согласно которому пластичные возможности земной коры в Тянь-Шане способствуют образованию складок основания только большого радиуса кривизны. Складки основания малого радиуса кривизны в Кокджарской впадине впервые описаны С.С. Шульцем [1948].

Ограничивающая с юга Восточно-Чуйскую впадину мегантиклиналь Киргизского хребта протягивается с запада на восток на протяжении до 400 м. Высота мегантиклинали — от 1000 м на западе до 4855 м на меридиане г. Фрунзе. Мегантиклиналь Киргизского хребта можно разбить на 4 участка, отличающиеся характером асимметрии, внутренним расположением структур и высотой. Первый участок расположен от перевала Семизбель на востоке до меридиана р. Шамси. Здесь описываемая структура состоит из двух левосторонних кулис, сливающихся затем в единую. В рассматриваемых пределах они представлены асимметричной структурой с южным пологим ( $8-15^\circ$ ) длинным крылом и северным крутым ( $25^\circ$ ) коротким, оборванным с севера разломом типа надвигов и взбросов, по которым палеозойские массы хребта надвинуты на кайнозойские накопления Кокджарсуйской и Восточно-Чуйской впадин. Высота описываемой структуры меняется от 2700 до 4000 м.

Второй участок находится между р. Шамси на востоке и р. Кара-Балты на западе. Именно на этом промежутке описываемая структура достигает наибольшей высоты — 4855 м. Ширина ее составляет 40 км. Характер асимметрии тот же, что и на первом участке.

Третий участок расположен между долиной р. Кара-Балты на востоке и долины р. Кепташ на западе. На этом промежутке меняется характер асимметрии: северное крыло описываемой структуры длинное пологое ( $10-12^\circ$ ), южное — крутое ( $20-25^\circ$ ) короткое, т.е. структура в целом запрокинута к югу, а единая структура Киргизского хребта расщепляется на ряд антиклинальных структур, погружающихся в западном направлении. Эти положительные структуры на западе разделяются Таласской впадиной на две группы. Северная группа состоит из левосторонних структур, а южная — из правосторонних. Общая ширина этих структур достигает 60 км, высота 2500—4400 м. Внутри северной группы положительных структур в пределах третьего промежутка возникает небольшая Каракыштакская впадина (21), заполненная неогеновыми осадками и представляющая собой асимметричную одностороннюю моноклиналь, падающую к северу. На южном крыле ее неогеновые отложения нормально залегают на палеозойских породах, а с севера она оборвана разломом типа крутого взброса, по которому палеозойские породы надвинуты на южнее расположенные отложения неогена. Обращает на себя внимание сходство с Каракыштакской впадиной маленький Купребазарской, расположенной южнее первой: такое же крутое короткое северное крыло и пологое длинное южное. Обе впадины представляют переносную симметрию.

Наконец, четвертый участок мегантиклинали Киргизского хребта находится между р. Кепташ на востоке и районом г. Джамбул на западе, где вся структура погружается под кайнозойские отложения. Высота меняется от 1000 м на западе до 3800 м в районе перевала Макбал.

Довольно крупный разлом (XIII) отграничивает вздымающиеся низкие предгорья с севера от прогибающейся части Восточно-Чуйской впадины с ее "живыми" сухими "дельтами". Разлом типа взброса (IV) устанавливается севернее горы Шекуле, отграничивая с юга зону низких предгорий от высоких. Чонкурчакский разлом (IV) типа надвига отграничивает одноименную впадину с юга. Сместитель его падает к югу, под Киргизский хребет под углом  $30^\circ$ . По этому нарушению палеозойские породы Киргизского хребта надвинуты на палеогеновые отложения Чонкурчакской впадины.

Изучение характера разломов, приуроченных к разным крыльям Восточно-Чуйской впадины, показывает, что на южном крутом ее крыле проявлены взбросы, надвиги, т.е. структурные формы, возникшие в условиях сжатия; на северном пологом крыле развиты нормальные сбросы, возникновение которых связано с растягивающими усилиями. Заметим, что такая закономерность характерна не только для Восточно-Чуйской, но и для всех асимметричных впадин Тянь-Шаня.

*Кунгейская, Заилийская, Илийская  
и Кегено-Текесская структуры*

Кунгейская мегантиклиналь состоит из трех кулис: западной (132), средней (220) и восточной (220).

Западная кулиса Кунгейской мегантиклинали (132) протягивается в восток-северо-восточном направлении. На западе, в районе Кокджарсуйской впадины, она погружается под чехлом палеоген-неогеновых отложений, восточной границей ее служит перевал Тору-Айгыр, где структура кулисой сочленяется со средней структурой Кунгейской мегантиклинали. Описываемая мегантиклиналь в целом представляет собой резко асимметричную структуру, запрокинутую к северу, в сторону Кеминской впадины: южное крыло пологое —  $10-15^\circ$ , северное крутое —  $20-30^\circ$ . Высота достигает 3900 м. С юга структура осложнена разломом вэртикального заложения, по которому она ограничивается от Иссык-Кульской впадины. На севере эта кулиса ограничивается Южно-Кеминским разломом.

Средняя кулиса Кунгейской мегантиклинали (220) состоит из главной структуры и ряда структур второго порядка типа высоких предгорий (134, 268), появившихся, как и области поднятия, в конце неогена. Структура имеет, в отличие от западной кулисы, широтное простирание. На западе она ограничивается перевалом Торуайгыр, на востоке постепенно сходит на нет в районе меридиана с. Ананьево. Высота превышает 4700 м. Южное крыло средней кулисы Кунгейской структуры осложнено рядом разломов субширотного простирания (XXII, XXXI), амплитуда движения по которым составляет первые сотни метров.

Структура второго порядка, составляющая высокие предгорья Кунгейской мегантиклинали, протягивается от меридиана р. Тору-Айгыр на западе до р. Чолпон-Ата на востоке и сложена палеозойскими образованиями. На пенепленизированной поверхности палеозойских пород высоких предгорий сохранились остатки палеоген-неогенового плаща. По характеру асимметрии структуры высоких предгорий разделяются на два типа. Структуры западных предгорий (268) имеют северные пологие ( $5-7^\circ$ ) длинные крылья, южные — крутые, короткие, осложненные с юга разломом типа надвига (XXXII, XXXIII), по которым палеозойские массивы надвинуты на неогеновые отложения Иссык-Кульской впадины. Границей западных и восточных предгорий является меридиан р. Ортокойсу, где указанные структуры сочленяются друг с другом. Восточные предгорья (134), начинаясь от меридиана р. Ортокойсу, протягиваются до р. Долонаты. Их южные крылья, наоборот, пологие ( $20-25^\circ$ ), длинные, а северные — крутые, короткие, оборванные разломами.

Восточная кулиса Кунгейской мегантиклинали (220) на западе начинается в Кемино-Чиликском горном узле, погружаясь на восток под кайнозойские накопления Кегеньской впадины. Западная часть структуры асимметрична: с северным пологим ( $15-20^\circ$ ), длинным крылом, и южным — крутым, коротким, оборванным разломом крылом.

Кеминская впадина (131) восток-северо-восточного простирания на западе сливается с Кокджарсуйской депрессией, заполненной кайнозойскими отложениями. Западная несколько расширенная часть впадины, заполненная кайнозойскими отложениями, известна под названием Новороссийской. Впадина сравнительно узка в поперечном направлении. Длина волны (расстояние между осями поднятий первого порядка — Заилийской и Кунгейской) составляет всего 15 км. Протягивается она от Кемино-Чиликского горного узла на востоке до устья р. Кемин на западе 110 км. В восточной узкой ее части на меридиане пика Джая на палеозойском фундаменте сохранились остатки красноцветных отложений, относимых к палеогену. Палеозойский фундамент, состав-

ляющий днище впадины, поднят сравнительно высоко — на 3000 м над уровнем моря. Впадина, следовательно, в начале неотектонического этапа представляла собой прогиб, в котором накапливались палеоген-неогеновые отложения; последние впоследствии были уничтожены эрозионными процессами. Впадина ограничена Южно- и Северо-Кеминскими разломами (XXIX, XXX), имеющими геологическое значение не только в палеозойское, но и в новейшее время. В частности, по Южно-Кеминскому разлому поднята небольшая структура Айтымбет (200—300 м), асимметричная относительно северного пологого южного крыла, оборванного вышеупомянутым разломом. Южно-Кеминский разлом является сейсмогенным, к нему приурочено катастрофическое Кеминское землетрясение 1911 г.

Кеминская впадина относится к числу впадин так называемого третьего типа, в которых окружающие их поднятия своими палеозойскими массами надвинуты навстречу друг другу, прогрессивно сокращаясь в поперечном направлении.

*Заилийская мегантиклиналь* (123) восток-северо-восточного простирания в центральной части (пик Талгар) достигает высоты почти 5000 м. Описываемая структура на юго-западе разветвляется на Кастекскую (126) и Окторкойскую структуры второго порядка, не превышающие по высоте 3000—3100 м. На северо-востоке структура распадается на два небольших поднятия (121, 123), разделенных депрессией (122); последняя открыта в сторону Восточно-Илийской депрессии и сливается с ней. Заилийская мегантиклиналь асимметрична: ее северное крыло пологое и обширное, южное крыло, обращенное к югу в сторону Кеминской впадины, крутое и короткое. Следовательно, структура запрокинута в южном направлении.

Севернее Заилийской мегантиклинали расположена Илийская депрессия.

*Илийская впадина* (120) по современной структуре фундамента делится на два прогиба: Западно-Илийский и Восточно-Илийский.

Западно-Илийская депрессия (120) северо-восточного простирания имеет резко асимметричное строение: северное крыло пологое, длинное, постепенно переходящее в современную Казахстанскую платформу; южное крыло, наоборот, крутое, осложненное разломами (XXVI, XXVII). Наибольшие прогибания палеозойского основания приурочены к ее южному борту (–2500 м). Южному борту впадины, примыкающему к Заилийскому Алатау, соответствует зона предгорий; здесь на дневной поверхности обнажены неогеновые отложения, в то время как на севере четвертичные образования залегают непосредственно на палеозойском фундаменте. Миграция впадины за неотектонический этап происходила в северном направлении.

Структура Восточно-Илийской депрессии также асимметрична, но асимметрия ее обратна таковой Западно-Илийской депрессии: северное крыло крутое, осложненное разломами; южное, наоборот, обширное, длинное. Максимальные опускания палеозойского фундамента приурочены к северному борту депрессии (–4500 м). Таким образом, структуры Восточно- и Западно-Илийской депрессий образуют зеркально-переносную симметрию по отношению друг к другу. На северном крутом крыле Восточно-Илийской впадины, тяготеющем к южным отрогам Джунгарского Ала-Тау, выражена зона предгорий. Последние подняты по ограничивающим их разломам. К предгорьям приурочены адырные структуры Чиженская, Тышканская, Сарыбулакская, Харгосская и другие (Ли, 1975), запрокинутые к югу. Тектонические силы, создавшие структуры Восточно-Илийской депрессии, направлены с севера на юг, т.е. противоположны напряжениям в пределах Западно-Илийской впадины.

Кетменская мегантиклиналь (217, 212) — юго-восточное обрамление Восточно-Илийской впадины — достигает максимальных поднятий (3500—3600 м) на востоке, на западе и юго-западе разделяясь на два поднятия. Оба под-

нятия представляют собой асимметричные структуры: северные крылья пологие обширные, а южные — крутые; на пологом северном крыле Кетменьского поднятия на денудированной поверхности палеозойских пород спокойно залегают породы кайнозойского покрова. Большая часть описываемого поднятия была вовлечена в процесс воздымания лишь в четвертичное время. В более ранний период неотектонического этапа территория этих поднятий испытывала процессы прогибания и накопления осадков.

*Кегеньская впадина* (216) является продолжением Иссык-Кульской впадины на восток-северо-восток. Характер асимметрии впадины сходен с таковым Восточно-Иссык-Кульской депрессии: максимальные прогибания палеозойского фундамента приурочены к южному борту (Ли, 1952). Главной осложняющей структурой второго порядка является Чульадырская антиклиналь. В ее строении участвуют соленосные кайнозойские отложения; благодаря явлению калокинеза породы интенсивно дислоцированы, вплоть до опрокинутого залегания на ее крыльях. Антиклиналь ориентирована с северо-востока на юго-запад и имеет размеры 38×4 км.

Текесская впадина (219) находится в основном на территории Китая, в пределах территории Советского Союза расположена лишь небольшая западная ее часть. Впадина асимметрична: максимальные прогибания палеозойского фундамента приурочены ближе к северному борту; северное ее крыло крутое, южное — пологое (Ли, 1952). Асимметрия ее сходна с таковой Восточно-Илийской депрессии, но по отношению к Каркыринско-Кегеньской депрессии она имеет переносно-зеркальный характер.

### *Центральный Тянь-Шань*

Центральный Тянь-Шань представляет собой регион наиболее мощных поднятий всей этой горной системы. Описываемый район, по С.С. Шульцу (1948), составляет единую высокоподнятую неотектоническую антиклиналь, прорезанную впоследствии глубокими эрозионными продольными долинами. Такая точка зрения на природу структур Центрального Тянь-Шаня не отвечает накопленному к настоящему времени фактическому материалу. В самом деле, на фоне большого поднятия Центрального Тянь-Шаня развиты структуры второго порядка как положительные, так и отрицательные. Хребтам соответствуют мегантиклинали, долинам — мегасинклинали. Во всех впадинах Центрального Тянь-Шаня сохранились остатки континентальных пород палеоген-неогенового возраста. Это свидетельствует о том, что в неотектоническом этапе на этих участках накапливались молассовые отложения.

Сарыджазская впадина (237) имеет небольшую ширину (10 км), заполнена палеоген-неогеновыми молассовыми осадками незначительной мощности. Впадина резко асимметрична: наибольшие прогибания палеозойского основания приурочены к южному борту; северное крыло пологое, спокойное, южное — крутое, оборванное разломом надвигового типа, по которому палеозойские породы Сарыджазского хребта надвинуты на кайнозойские отложения впадины.

Севернее Сарыджазской впадины имеется еще одна маленькая депрессия — Тоюк-Кокпак (235). Она имеет вид односторонней моноклинали, падающей к югу под углом 35—40°. С юга она оборвана разломом типа надвига, по которому палеозойские породы Терской мегантиклинали надвинуты на красноцветные молассы неогенового возраста.

Сарыджазская мегантиклиналь (238) на западе имеет северо-восточное простирание, сменяющееся восточнее субширотным. Наибольшая высота отмечается на востоке (пик Семенова, 5816 м). Описываемая структура на востоке становится асимметричной: ее северное крыло обширное пологое; южное — крутое короткое.

Тенгри-Тагская мегантиклиналь (240) имеет асимметричное строение с северным пологим длинным крылом и южным крутым коротким. Коэффициент асимметрии 1/2. Структура на западе резко заканчивается в районе оз. Мерцбахера. На востоке она уходит на территорию Китая. Максимальная высота 6995 м (пик Хан-Тенгри).

Иныльчекской мегасинклинали (241) восток-северо-восточного простирания в рельефе отвечает глубоко врезанная долина одноименного названия. Глубина вреза превышает 3000 м. Однако долина соответствует тектоническому прогибу, о чем свидетельствуют сохранившиеся в блоках красноцветные отложения в долине р. Теректи, являющейся продолжением Иныльчекской мегасинклинали на западе. Западная часть впадины асимметрична: ее северное крыло пологое длинное, южное — крутое, оборванное разломом. Восточнее, в районе оз. Мерцбахера, впадина раздваивается на две отрицательные структуры — мегасинклинали Иныльчек Северный (239) и Южный (243).

Иныльчекская мегантиклиналь (242) обладает асимметричным строением: северное крыло крутое, южное пологое длинное. Максимальная высота 5697 м (пик Нансена).

Каинды-Учкульская мегантиклиналь (247) — одна из протяженных структур этого региона — на востоке сливается с Кокшаальским поднятием. На западе она выволаживается в районе верховья р. Нарын. Структура обладает сложным строением. На западе она запрокинута к югу, а в районе Акшийракской депрессии ее палеозойские толщи надвинуты на ее же кайнозойские отложения. На востоке же, в районе долины р. Каинды, палеозойская толща структуры по разлому надвинута на кайнозойские накопления одноименной впадины.

Мегантиклиналь Атджайлоо (244) — высокоподнятая впадина, морфологически выраженная между Иныльчекским и Каиндинско-Учкульским поднятиями. Соединяясь с Каиндинской депрессией, она следует по долине р. Учкуль, расположенной западнее р. Сарыджаз.

Каиндинская мегасинклинали (246) заполнена толщей молассовых пород мощностью 1000 м. Впадина, по существу, образует моноклинали, полого падающую к югу под углом 10—15°. С юга она оборвана разломом типа надвига; по нему палеозойские массы хребта Угчат надвинуты на кайнозойские отложения впадины. Плоскость разлома падает к югу под углом 30°.

Акшийрак-Куюкапская мегасинклинали (251) названа по наименованиям притоков р. Сарыджаз. Акшийракская впадина, развитая западнее р. Сарыджаз, имеет явно ассимметричное строение с южным пологим и северным крутым, оборванным разломом крыльями. На южном пологом крыле породы кайнозойского покрова спокойно залегают на денудированной поверхности палеозойских пород. В Куюкапской впадине, являющейся продолжением Акшийракской депрессии на востоке, отложения кайнозойского покрова отсутствуют. Асимметрия впадины обратна таковой в Акшийракской: южное крыло, наоборот, крутое, северное пологое, обширное. Днище впадины поднято на высоту 4000 м, в верховье долины р. Теректи — на высоту 5000 м.

Джангартская мегантиклиналь (254) на западном и восточном окончаниях обладает противоположной асимметрией; на западе ее северное крыло пологое, длинное, южное крутое; на востоке, наоборот, южное крыло пологое, высоко поднятое (4100—4200 м), северное крыло крутое, нарушено разломом и опущено до 3000 м.

Кокшаальская мегантиклиналь (193, 248) достигает максимальной высоты в регионе — 7439 м (пик Победы). До меридиана перевала Бедель данная структура резко асимметрична; южное крыло пологое обширное, северное ее крыло крутое короткое. В районе широтного простирания структуры асимметрия ее обратна по отношению к восточной части: здесь обширным длинным крылом является северное, а южное, наоборот, крутое короткое. Значит,

восточная часть Кокшаальской моноклинали запрокинута к северу, а западная — к югу. Вследствие этого западная часть моноклинали расположена на 125 км южнее восточной ее части.

К Центральному Тянь-Шаню относится также горный узел Акшийрак, состоящий из трех сближенных мегантиклиналей (238, 244, 249); две из них (238, 244) описаны выше. Акшийракская мегантиклиналь (249) обладает обширным северным крылом и крутым коротким южным. Структуры горного узла в целом своей палеозойской массой надвинуты на кайнозойские накопления Акшийракской депрессии.

Заканчивая описание структур Центрального Тянь-Шаня, отметим два момента: 1) структуры обращены к окружающим их с севера и юга равнинам своими обширными пологими крыльями, в то время как их крутые крылья обращены в сторону высочайших пиков Тянь-Шаня, следовательно, эти структуры запрокинута навстречу друг другу; 2) из-за неотектонических движений, ориентированных центростремительно, здесь развиты коротковолновые структуры с длиной волн до 8—10 км; вертикальные амплитуды неотектонических деформаций в Центральном Тянь-Шане не превышают 1500 м.

### *Иссык-Кульская впадина*

Хребты Кунгей и Терской Ала-Тоо разделяются Иссык-Кульской депрессией, днище которой заполнено одноименным озером. Последнее имеет длину 170 км и ширину 55 км. Абсолютная отметка уреза воды составляет 1609 м. Глубина озера достигает 685 м.

Иссык-Кульская мегасинклиналь разделяется на две части: западную и восточную. В пределах западной части депрессии палеозойское основание погружено сравнительно неглубоко до  $-(1-2)$  км. Западная часть депрессии асимметрична: наиболее глубоко прогнутая часть палеозойского фундамента тяготеет к северному борту и расположена, по геофизическим и буровым данным, на глубине 2—2,5 км (рис. 9). Следовательно, северное крыло депрессии крутое короткое, оборванное разломом типа взброса, по которому палеозойские породы высоких предгорьев Кунгейского поднятия надвинуты на кайнозойские отложения; южное же крыло обширное пологое длинное; здесь породы кайнозойского покрова нормально залегают на денудированной поверхности палеозойских образований Терской хребта. Таким образом, западная часть Иссык-Кульской впадины запрокинута к югу.

Восточная часть Иссык-Кульской впадины также асимметрична, но асимметрия ее структуры противоположна: максимальные прогибания палеозойского основания приурочены к южному борту депрессии (3000 м ниже уровня Мирового океана). Южное крыло этой части впадины крутое, оборванное разломом типа надвига (XVI), по которому палеозойские массы Терской хребта надвинуты на кайнозойские толщи депрессии; северное крыло пологое, длинное, здесь кайнозойские отложения нормально залегают на денудированной поверхности каледонских гранитов Кунгейского хребта.

В пределах Иссык-Кульской впадины имеются структуры второго порядка, которые представлены как в породах кайнозойского чехла, так и палеозойского фундамента.

К числу структур второго порядка относятся: Бозбармакская антиклиналь (139), Кольтер-Чоктальская синклиналь (133), антиклиналь Кульджа-Джайлоо (268), Торуйгырская антиклиналь (138), Чолпонатинская синклиналь (136), Пришибская антиклиналь (137) и Кунгейский аллохтон.

Юго-Западное Прииссыккулье построено очень сложно. Здесь развиты многочисленные кулисопоставленные друг к другу антиклинали второго порядка, разделенные синклиналями. С запада на восток развиты антиклинали Чолома, Кызыл-

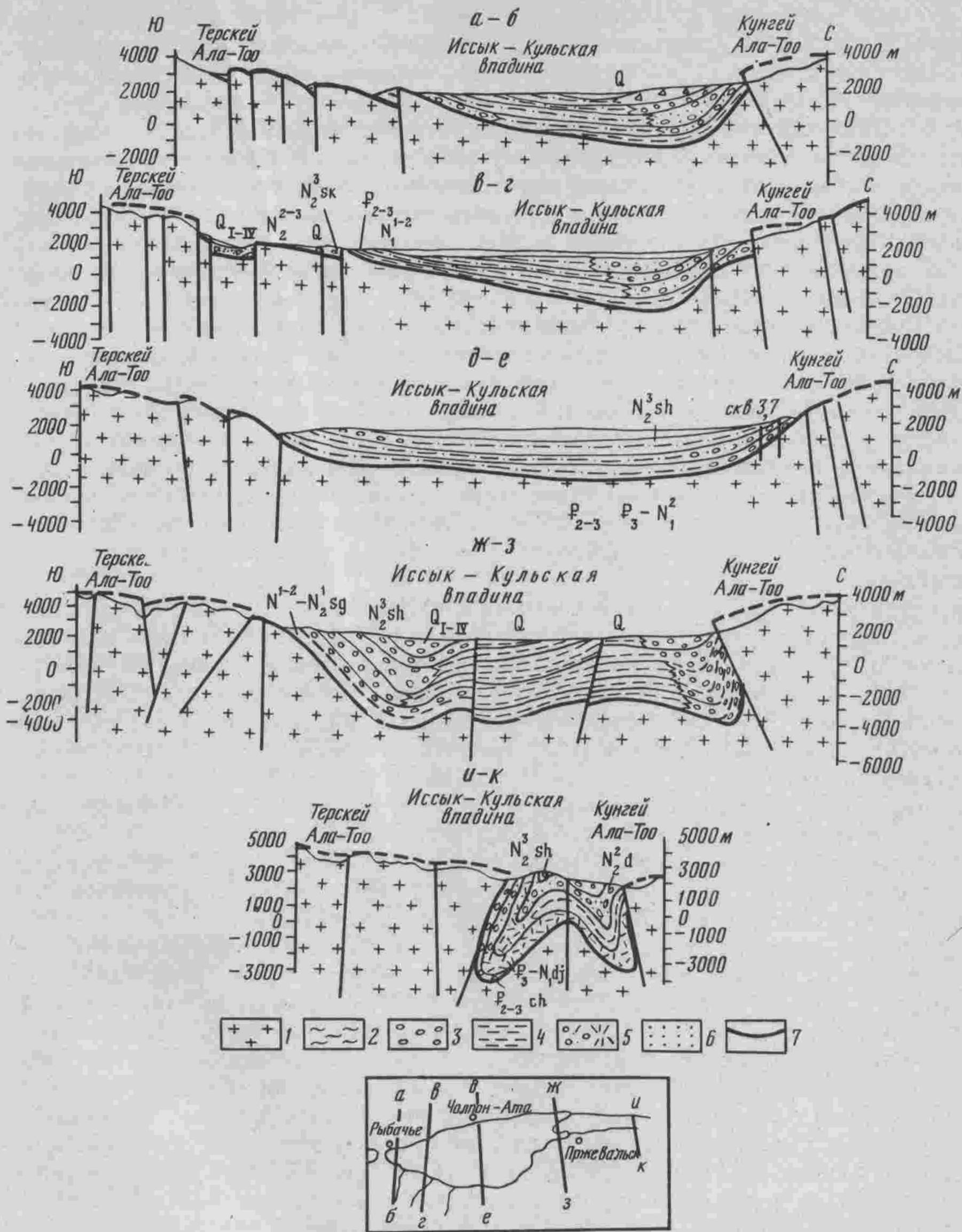


Рис. 9. Поперечные профили через Иссык-Кульскую впадину

1 — палеозойские породы; 2 — юрские отложения; 3 — конгломераты, галечники; 4 — глины, суглинки; 5 — паттумы; 6 — песчаники; 7 — донеогеновая поверхность выравнивания, выработанная на палеозойских породах

Чоку (149), три кулисы антиклинали Тегерек (145, 146, 147), Барбулакская синклиналь (148), Чонкурчакская антиклиналь (150), Каджисайская синклиналь (151), Тосорская синклиналь (152), Таштаратинская антиклиналь (153), Семизбельская антиклиналь (154).

При всей сложности строения структуры Юго-Западного Прииссыккуля обладают единством асимметрии: у антиклиналей северные крылья пологие длинные с нормальным залеганием отложений мезозойско-кайнозойского чехла на палеозойских образованиях, южные крылья крутые и, как правило, оборваны разломами; прогибы, наоборот, представляют собой моноклинали, падающие к северу. Антиклинали состоят из палеозойских пород, а синклинали — из пород мезозойско-кайнозойского чехла.

Восточное Прииссыккулье устроено еще сложнее. Наибольшие прогибания палеозойского основания в противоположность Западному Прииссыккулю приурочены к южному ее обрамлению и достигают глубины 4000 м. Хотя, возможно, существует почти равноценный прогиб с максимальными глубинами вблизи северного борта Иссык-Кульской депрессии (см. рис. 9). В целом, по-видимому, мегасинклиналь Восточного Прииссыккуля приближается к симметричной структуре с равноценными крыльями. Такое строение мегасинклинали вызвано центростремительным конвергентным движением палеозойских масс окружающих ее мегантиклиналей, а тем самым тенденцией к сжатию и сокращению ее в поперечном направлении.

В пределах мегасинклинали Восточного Прииссыккуля с севера на юг выделяются следующие структуры: Тюпский прогиб (221), Ичкетасминская антиклиналь (222), Чимтасминская антиклиналь (224), синклиналь залива Пржевальского (223), Предтерский прогиб (225), Тепкинская антиклиналь (226), антиклиналь Бирбаш (227), Оргочорская антиклиналь (228), Джетыогузская антиклиналь (229), антиклиналь Коккия (230), Бозучукская антиклиналь (231), Тургень-аксуйская синклиналь (232), Турналыкольская антиклиналь (233). Все эти структуры, образованные в породах кайнозойского чехла, запрокинуты в северном направлении, за исключением Джетыогузской антиклинали.

К главнейшим разломам, сыгравшим важную роль в формировании новейших структур Восточного Прииссыккуля, относятся Предкунгейский, Предтерский (Аксуйский) и Центральный Терский (Айторский) разломы.

Заканчивая описание структур Иссык-Кульской депрессии, отметим некоторые ее особенности. Прежде всего, Иссык-Кульская депрессия делится на две части: западную, слабо прогнутую, и восточную, глубоко опущенную по палеозойскому фундаменту. Выделенные по мощностям свит молассовых толщ, эти две части Иссык-Кульской депрессии выражаются в особенностях ее строения. Структуры западной слабо прогнутой части Иссык-Кульской депрессии обладают однотипным строением с северными полноразвитыми крыльями и южными, оборванными разломами, сместители последних падают к северу. Эти структуры запрокинуты к югу. Структуры Восточного Иссык-Куля, наоборот, имеют южные пологие длинные крылья и северные крутые короткие. Следовательно, она запрокинуты в северном направлении.

Южной границей двух участков Иссык-Кульской депрессии, в пределах которых тектонические напряжения ориентированы противоположно, служит р. Барскоун. Западнее долины р. Барскоун палеозойское основание Западного Прииссыккуля осложнено многочисленными поднятиями и прогибами второго порядка, описанными выше; здесь отложения кайнозойского покрова нормально залегают на денудированной поверхности палеозойских пород хребта Терской Ала-Тоо, в то время как восточнее р. Барскоун сочленение кайнозойских осадков Иссык-Кульской депрессии и палеозойских образований Терской мегантиклинали совершается по единому глубинному Предтерскому разлому, выраженному на поверхности в виде надвига. Северная граница между противоположно ориен-

тированными тектоническими структурами Западного и Восточного Прииссыккуля проходит в междуречье Ортокойсу—Чолпон-Ата.

Характерная особенность внутренних поднятий Восточного Прииссыккуля заключается в том, что по мере продвижения на восток они сгущаются и сближаются друг с другом в районе перевала Санташ (рис. 9, пр. и—к); к западу, наоборот, расходятся, понижаясь в высоте, и выполаживаются в прибрежной равнинной полосе оз. Иссык-Куль. Схождение структур к востоку и увеличение напряженности складчатых структур связано со встречным надвиганием палеозойских масс Кунгейской и Терской мегантиклиналей, окружающих Иссык-Кульскую депрессию, по разломам типа взбросов. Сместители последних падают под окружающие депрессию хребты. Мегантиклинали запрокинуты навстречу друг другу, что приводит к сокращению впадины в поперечном направлении и резкому ее сужению. Ширина всей депрессии на меридиане перевала Санташ составляет всего 14 км, в то время как наибольшая ее ширина на меридиане р. Барскоун 61 км.

### *Структуры Юго-Восточного Тянь-Шаня*

Структуры описываемого района Тянь-Шаня — от Терского поднятия на севере до Кельпинского кряжа на юге — имеют однотипное асимметричное строение: северные крылья поднятий пологие длинные, с нормальным залеганием палеоген-неогеновых пород, а южные крутые короткие, оборванные разломами.

Каракуджурская впадина (159) резко асимметрична: ее северное крыло крутое, оборванное разломом типа взброса (СХУ), по которому палеозойские массы Терского хребта надвинуты на серые конгломераты верхнего неогена; южное ее крыло пологое, здесь отложения кайнозойского покрова спокойно залегают на денудированной поверхности палеозойских пород. На северном крутом крыле депрессии выражена зона предгорий шириной 5 км. Впадина заполнена рыхлыми отложениями палеогена и неогена мощностью 1000 м. Породы кайнозоя образуют моноклираль, полого падающую к северу под углом  $30^\circ$ . На западе впадина сливается с Тюлекской депрессией протяженностью около 70 км.

Южнее описанной впадины развиты относительно небольшие поднятия: Каракаманское (162), Байдуло-Капкапасское (158) высотой 3800—4800 м, разделенные широтной впадиной Суетансары (161).

Балгарт-Арабельская депрессия (163) включает в себя Балгартскую и Арабельскую впадины и в морфологическом отношении представляет собой высокогорные сырты; в последних благодаря вовлеченности окружающих их поднятий в процесс интенсивного воздымания произошло подпруживание и аккумуляция отложений позднечетвертичного и современного возраста. Обе впадины сравнительно широкие на западе и востоке связаны между собой узкой перемычкой на высоте 3839 м.

Суекская мегантиклиналь (164) протяженностью 100 км имеет максимальную отметку 4585 м. Мегантиклиналь с юга отграничена Важнейшей структурной линией Тянь-Шаня.

Кокторпок-Джиналачская мегасинклиналь (165) — это небольшие односторонние моноклинали — депрессии, заполненные палеоген-неогеновыми породами. Они цепочкой протягиваются вдоль Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Эти моноклинали падают к северу под углами  $15-30^\circ$  и обрываются вышеупомянутым глубинным разломом.

Мегантиклиналь Нура-Тоо (166) обрамляет Нарынскую впадину с севера и является западным продолжением структуры Джетым-Тоо. Абсолютная высота описываемой структуры 4288 м, выполаживается на меридиане г. Нарын. Структура резко асимметрична: северное крыло пологое ( $10-15^\circ$ ), южное — крутое ( $20-30^\circ$ ). На пологом северном крыле на денудированной поверхности палеозойских пород мегантиклинали Нура-Тоо нормально залегают палеогеновые отложения Коктурпакской впадины. Крутое южное крыло описываемой структуры сочленяется с

Нарынской впадиной по разлому типа надвига, по которому палеозойские породы надвинуты на кайнозойские отложения Нарынской впадины. Поверхность сместителя Северо-Нарынского разлома падает к северу под углом 30—60°. Разлом в рельефе выражен в виде уступа. В междуречье рек Ирису — Малый Нарын разломом смещен почвенно-растительный слой. Амплитуда горизонтального движения по разлому составляет несколько километров.

Мегантиклиналь Джетым-Тоо (166) является продолжением структуры Нура-Тоо на восток. Максимальная отметка структуры 4667 м. Протяженность ее совместно с мегантиклиналью Нура-Тоо 150 км. В целом она образует дугу, выпуклостью обращенную к югу. Структура асимметрична: северное крыло пологое (10—15°), южное крутое (20—25°). На северном пологом крыле на денудированной поверхности палеозойских пород залегают палеогеновые и неогеновые отложения Джыланачской впадины. Южное крутое крыло сочленяется с Нарынской впадиной по разлому типа надвига, по которому палеозойские массы надвинуты на молодые осадки Нарынской впадины. В восточной части собственно Нарынской впадины, в районе р. Дангы, где палеозойский фундамент, воздымаясь, выходит на дневную поверхность, единая зона разлома, разделяющая палеозойские породы мегантиклинали Джетым-Тоо и кайнозойские отложения Нарынской впадины, разветвляется на три разлома надвигового типа. По этим четвертичным структурам каждый северный блок надвинут на каждый южный. Амплитуда горизонтального движения по каждому из разломов составляет 3—3,5 км. Суммарная же амплитуда горизонтального движения палеозойских масс по трем указанным разломам достигает 10 км.

Мегантиклиналь Нарын-Тоо (179) имеет протяженность 140 км; наибольшая высота 4557 м. Как и предыдущая структура, она образует дугу, выпуклостью обращенную к югу. Описываемая структура обладает асимметрией, аналогичной таковой предыдущей структуры: северное крыло пологое (12—17°) длинное, южное крутое (20°). На северном пологом крыле палеогеновые и неогеновые породы нормально залегают на денудированной поверхности палеозойских пород; на южном крутом крыле проходит разлом типа взброса, по которому палеозойские массы надвинуты на кайнозойские накопления Атбаши-Уланской впадины. Поверхность сместителя разлома падает к северу под углом 50—65°. На востоке, в долине р. Улан описываемый разлом сочленяется с Атбаши-Иныльчекским глубинным разломом.

Мегантиклиналь Аламышык имеет небольшую протяженность (22 км); максимальная высота также невелика (3378 м). Она расположена левосторонне по отношению к мегантиклинали Нарын-Тоо и в то же время занимает правостороннее положение по отношению к мегантиклинали Кара-Тоо. Описываемая структура асимметрична: северное крыло пологое (10—15°) длинное, южное крутое, оборванное разломом. Последний своим сместителем падает к северу под углом 40—50° и представляет собой надвиг, по которому палеозойские породы описываемой структуры надвинуты на неогеновые осадки Атбашинской впадины. Разлом этот голоценовый, им близ перевала Обобель смещается почвенно-растительный слой. Амплитуда горизонтального движения по разлому составляет несколько километров.

Мегантиклиналь Кара-Тоо (176) имеет длину 44 км; максимальная высота 4066 м. Описываемая структура состоит из двух кулис, расположенных относительно друг друга правосторонне, длиной соответственно 27 и 17 км. Эти кулисы поднятий разделены синклинальной структурой, мульда которой заполнена палеогеновыми и неогеновыми осадками. Описываемые кулисы разделены разломом субширотного простирания. В целом структура резко асимметрична: северное крыло пологое (15—20°) длинное, южное крутое (25—30°) короткое, оборванное разломом. Поверхность сместителя разлома падает к северу под углом 45—50°. По нему палеозойские массы поднятия Кара-Тоо надвинуты на кайнозойские отложения

Атбашикской впадины. Разлом — современный: он смещает почвенно-растительный слой.

Мегантиклиналь Байбиче (177) протягивается в северо-восточном направлении на 62 км при ширине от 4 км на северо-востоке до 7—8 км на юго-западе. Наибольшие ее высоты достигают 3500 м, что не позволяет ее отнести к разряду положительных структур первого порядка. Она резко асимметрична: северное крыло пологое (15—25°) длинное, с нормальным залеганием палеогеновых отложений на денудированной поверхности палеозойских пород хребта Байбиче; южное крыло резко оборвано разломом типа крутого взброса, поверхность сместителя которого падает к северо-западу под углом 60—70°. По разлому палеозойские массы описываемой структуры надвинуты на юг на неогеновые осадки Атбашинской впадины.

Антиклиналь Байбиче, как область поднятия, появилась в четвертичное время. Мы подтверждаем этот вывод, поскольку об этом свидетельствуют: 1) многочисленные остатки кирпично-красных пород палеогена в осевой части описываемой структуры; 2) тонкообломочный характер отложений палеогена и неогена, заполняющих окружающие ее Нарынскую и Атбашинскую впадины; 3) вскрытый процессами эрозии древний доорогенный пенеплен, который и является единственной поверхностью выравнивания на антиклинали.

Уланская мегантиклиналь (180) — структура небольшой протяженности (60 км); наибольшая высота — 4500 м.

Джаниджерская мегасинклиналь (183) представляет собой одностороннюю моноклиналь, полого падающую к северу. В восточной части структуры, в районе долины р. Джагалмай, сохранились остатки грубообломочных молассов неогенового возраста.

Мегантиклиналь Джаниджер-Борколдой (184) резко асимметрична: ее северное крыло пологое длинное; южное крутое, оборванное разломом типа надвига (СIX), по которому ее палеозойские массы надвинуты на кайнозойские накопления Аксайской депрессии, расположенной южнее. Наибольшая высота 5000 м.

Перейдем к описанию предгорной зоны, развитой в районе максимальных изгибов дуг Тянь-Шаня. Это область северо-западной окраины Таримского бассейна, испытавшая неотектонические дислокации в плиоцен-четвертичное время. Описание дается по данным В.М. Сеницына (1957).

В пределах рассматриваемой территории В.М. Сеницын выделяет несколько типов новейших структур. Самым представительным в рассматриваемом регионе является кельпинский тип.

Кельпинский тип новейших структур представлен в самой южной части предгорной зоны, называемой Кельпинским кряжем. Это северная окраина Таримского стабильного массива, испытавшая деформации в новейшее время. В структурах кельпинского типа участвуют третичные отложения, имеющие здесь небольшие мощности, а также палеозойские образования, ранее не испытавшие складчатой деформации.

Типичной структурной формой Кельпинского кряжа является линейная моноклиналь, падающая к северу. На юге она сложена палеозойскими породами платформенной фации. Ее длинное пологое северное крыло сложено неогеновыми отложениями, залегающими на палеозойских образованиях. С юга моноклиналь нарушена разломом типа взброса, сместитель которого круто падает к северу под углом 80—85°.

В Кельпинском кряже насчитываются следующие крупные моноклиналильные структуры: Кельпинтаг, Озытартау (210), Татыртаг, Имгантаг (207), Кара-Башил и Кара-Буксы, имеющие в целом дугообразную форму большого радиуса кривизны.

Моноклиналь Кельпинтаг (209, 211) изогнута в виде дуги, в плане выпуклостью обращенной к югу. Ширина ее 10 км, наибольшая высота 2700 м. С юга моноклиналь ограничивается продольным разломом, по которому она вздернута.

Южная часть моноклинали сложена известняками кембрия—ордовика, красноцветными песчаниками готландия—карбона и известняками верхнего палеозоя. На северном склоне кряжа выходят красноцветы мела—палеогена, палевая песчано-глинистая толща неогена и конгломераты плиоцена—плейстоцена с падением слоев под углом 45—75°. На западе Кельпинтагская структура пересекается Пчанским сбросо-сдвигом (СХХУП) меридионального простирания, по которому юго-восточное крыло было смещено к северу на 2,5 км.

Антиклинальная структура Озытартау (210) в высоту достигает 2700 м; ширина ее 8—10 км. Ее ядро также слагают породы кембрия—ордовика, готландия—девона и красноцветные песчаники карбона.

Депрессия Аблай-Чаптысай (208), имеющая ширину 10—18 км, представляет собой район ненарушенного залегания осадочного покрова Таримского массива.

Моноклинали Имгантаг (207) сложена с юго-запада известняками кембрия—ордовика, песчано-аргиллитовыми толщами готландия—девона, а также красноцветными песчаниками нижнего карбона, обнажающимися на ее северо-восточном склоне. Выше залегают конгломераты плиоцена—плейстоцена. Падение слоев на всем протяжении моноклинали северо-западное с углами от 35—40° на западе до 60—70° на востоке.

Моноклинали Козек или Токсон-Ат-Тоо (270) состоит на востоке из известняков кембрия—ордовика, пестроцветной песчано-аргиллитовой толщи готландия—девона, красноцветных песчаников нижнего карбона, известняков верхнего палеозоя, красноцветов мела—палеогена, которые к западу сменяются палеовой свитой неогена и полого дислоцированных конгломератов плиоцена—плейстоцена. Все слои падают на северо-запад под углом 30—50°. Моноклинали Козек разорвана Пчанским разломом, ее восточное продолжение смещено на 5 км к северу.

Депрессия Чуль-Тала (204) или Алдынки Бельчи-Кунсай, сложенная с поверхности пролювиальными отложениями раннечетвертичного возраста, имеет наибольшую ширину в урочище Зонкосай (35 км). Под четвертичными отложениями залегает толща конгломератов плиоцена—плейстоцена.

Битамматауская сложно построенная структура (260, 261, 262, 265) в своей основе состоит из докембрийских пород и известняков кембрия—ордовика, образующих складки брахиантиклинальной формы умеренной крутизны. Юго-восточное крыло Битамматауской структуры отличается моноклиналильным падением слоистых толщ к Таримской равнине в направлении, совершенно противоположном Кельпинским структурам. Здесь в рельефе крутым и нарушенным разломом является уже северное ее крыло.

Моноклинали Кара-Башил, или Кулджа-Джайлоо (203), в отличие от Кельпинского кряжа запрокинута в северном направлении, сложена известняками кембрия—ордовика, песчано-аргиллитовой толщи готландия—девона и красноцветными песчаниками нижнего карбона. Падение слоев северо-западное под углом 45—50°.

Джаилганская депрессия (202) с севера обрамлена предгорьями Майдан-Тага, являющегося подвижной зоной, и с юго-востока — структурами Кельпинского кряжа. Под четвертичными осадками в северной части депрессии залегают маломощные конгломераты плиоцена—плейстоцена, в южной части — мощная толща конгломератов плиоцена—плейстоцена и красноцветы мела—палеогена.

Мегантиклиналь Молдо-Тоо (279) представляет собой сложно построенную структуру. Рассмотрим ее восточную часть. Она состоит из двух кулис: северной и южной, разделенных Джинской синклиналию, заполненной неогеновыми осадками. Наибольшая высота северной кулисы 3800 м. Палеозойские породы этой кулисы надвинуты к югу, на неогеновые отложения Джинской синклинали. Южная кулиса мегантиклинали Молдо-Тоо (279) представляет собой сравнительно небольшую антиклинальную структуру протяженностью 55 км. Максимальная высота 3980 м. Структура асимметрична: северное крыло пологое (10—12°), южное относительно крутое (15—20°). Палеозойские породы описываемой струк-

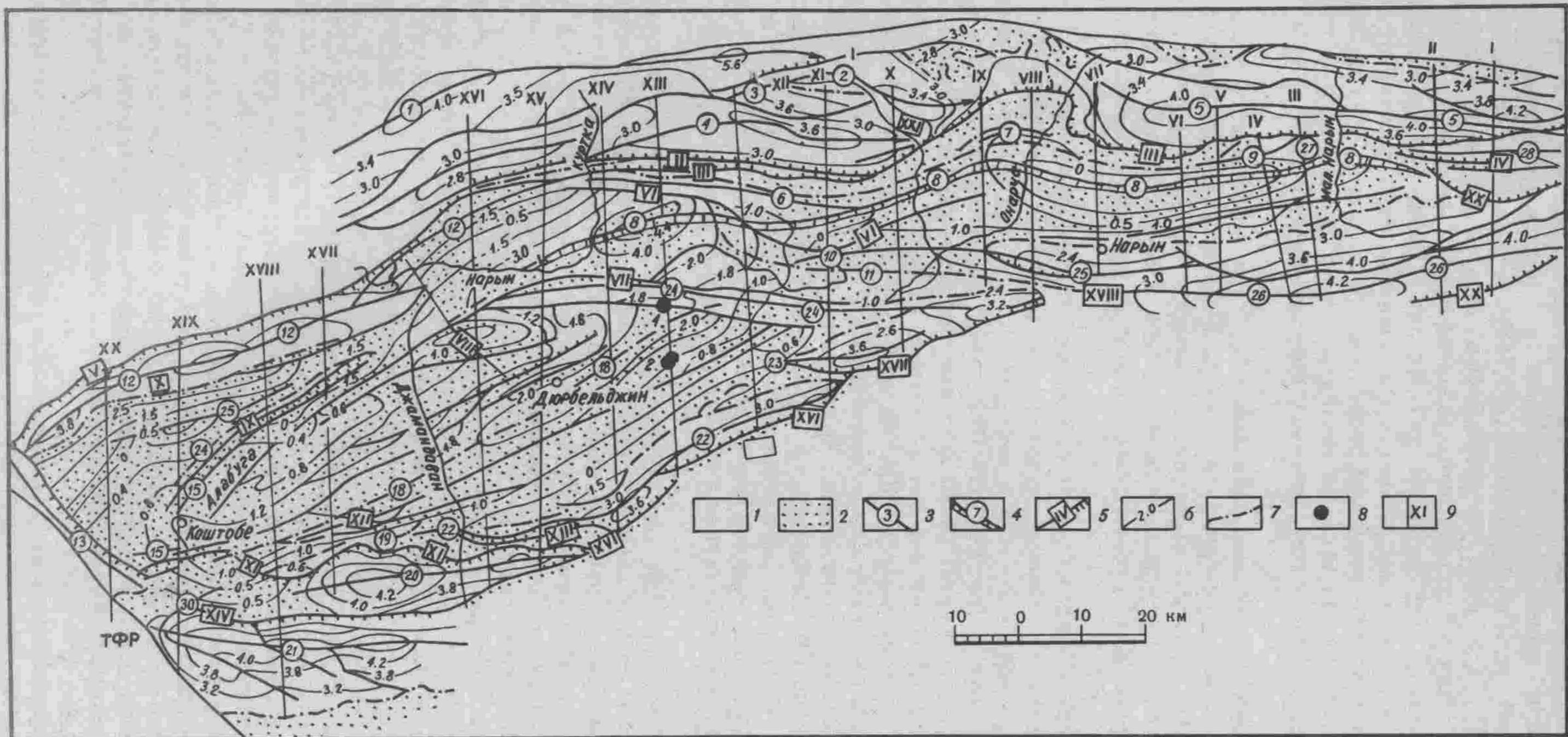


Рис. 10. Неотектоническая карта Ала-Буга-Нарынской впадины

1 — палеозойские породы; 2 — кайнозойские породы; 3, 4 — оси и номера: 3 — неотектонических поднятий, 4 — синклиналей; 5 — разломы; 6 — изогипсы палеозойского фундамента, показывающие суммарные деформации неотектонических движений, км; 7 — линии несогласного залегания отложений кайнозойского покрова; 8 — структурные скважины; 9 — линии профилей

туры надвинуты к югу, на неогеновые отложения Нарынской впадины. Обе кулисы мегантиклинали Молдо-Тоо, погружаясь к востоку, выполаживаются.

Алабуга-Нарынская межгорная впадина (81, 86)<sup>3</sup> четко делится на две самостоятельные впадины: Алабугинскую и собственно Нарынскую, различающиеся особенностями структуры и геологического развития (рис. 10).

Алабугинская впадина (18) занимает юго-западную часть рассматриваемой территории и простирается в северо-восточном направлении в отличие от собственно Нарынской впадины, имеющей широтное простирание. Впадина представляет собой асимметричную мегасинклиналь, в которой максимальные прогибания палеозойского основания приурочены к южному борту (-2000 м) (рис. 11, пр. XVI—XX).

Наиболее крупными структурами кайнозойского чехла Алабугинской впадины являются Улутузская диапировая антиклиналь (15), Макмальская синклиналь (14), Макмальская флексура (29), Мынакельдинская антиклиналь (17), Джергетальская синклиналь (19) и Кызыл-Джерская антиклиналь (20). Все упомянутые структуры запрокинуты в северном направлении: северные крылья крутые, а южные пологие и длинные.

Нарынская впадина (8) представляет собой асимметричную мегасинклиналь, в которой максимальные глубины палеозойского основания приурочены к северному борту. Следовательно, ее северное крыло крутое короткое, а южное пологое длинное (см. рис. 11, пр. I—XVI). Прогибание палеозойского фундамента максимально в районе р. Куртка (4400 м ниже уровня моря), т.е. палеозойский фундамент находится на глубине 6 км от дневной поверхности. Это наиболее глубоко прогнутый участок земной коры во всей Алабуга-Нарынской впадине.

К числу структур второго порядка, образованных в ее кайнозойском покрове, относятся: Джергетальская антиклиналь, Чиргайлинская антиклиналь (27), Орто-нуринская антиклиналь (9), Лайлисуйская антиклиналь (10), Жанбулаксуйская антиклиналь (11) и Центральнорынская антиклиналь (24). Асимметрия антиклинальных структур сходна с асимметрией окружающих ее положительных структур первого порядка: северные крылья пологие, длинные, а южные крутые, короткие.

Такое единообразное строение структур как первого, так и второго порядка говорит о том, что в пределах Нарынской впадины и ее горного обрамления существуют тектонические напряжения, направленные с севера на юг.

Эти горизонтальные тектонические движения распространены не только в пределах Нарынской впадины, они устанавливаются и южнее — на территории Атбашинской и Аксайской впадин и их горных обрамлений. Так, Атбашинская и Аксайская впадины повторяют черты Нарынской с южным пологим крылом и крутым северным, оборванным разломом; только Аксайская впадина высоко поднята (днище находится на высоте 4000 м). Разделяющие Атбашинскую и Аксуйскую мегасинклинали Атбашинское и Кокшаальское поднятия надвинуты своими палеозойскими массами к югу. Таким образом, Нарынская, Атбашинская и Аксуйская впадины и разделяющие их мегантиклинали являются повторением друг друга и образуют переносную симметрию. Такое строение структур первого порядка обусловлено существованием в рассматриваемом регионе на неотектоническом этапе развития вергентных тектонических движений.

В четвертичное время вергентный процесс продолжался, что выразилось в том, что под влиянием надвигающихся движений северных поднятий крутые северные крылья впадин были вовлечены в процесс поднятия большей интенсивности, чем южные пологие крылья, куда мигрировали области относительного прогибания. Поэтому основные площади Нарынской, Атбашинской и Аксайской впадин

<sup>3</sup> Номера структур Алабуга-Нарынской впадины даются в соответствии с рис. 10. Далее нумерация структур опять дается по рис. 5 и 6.

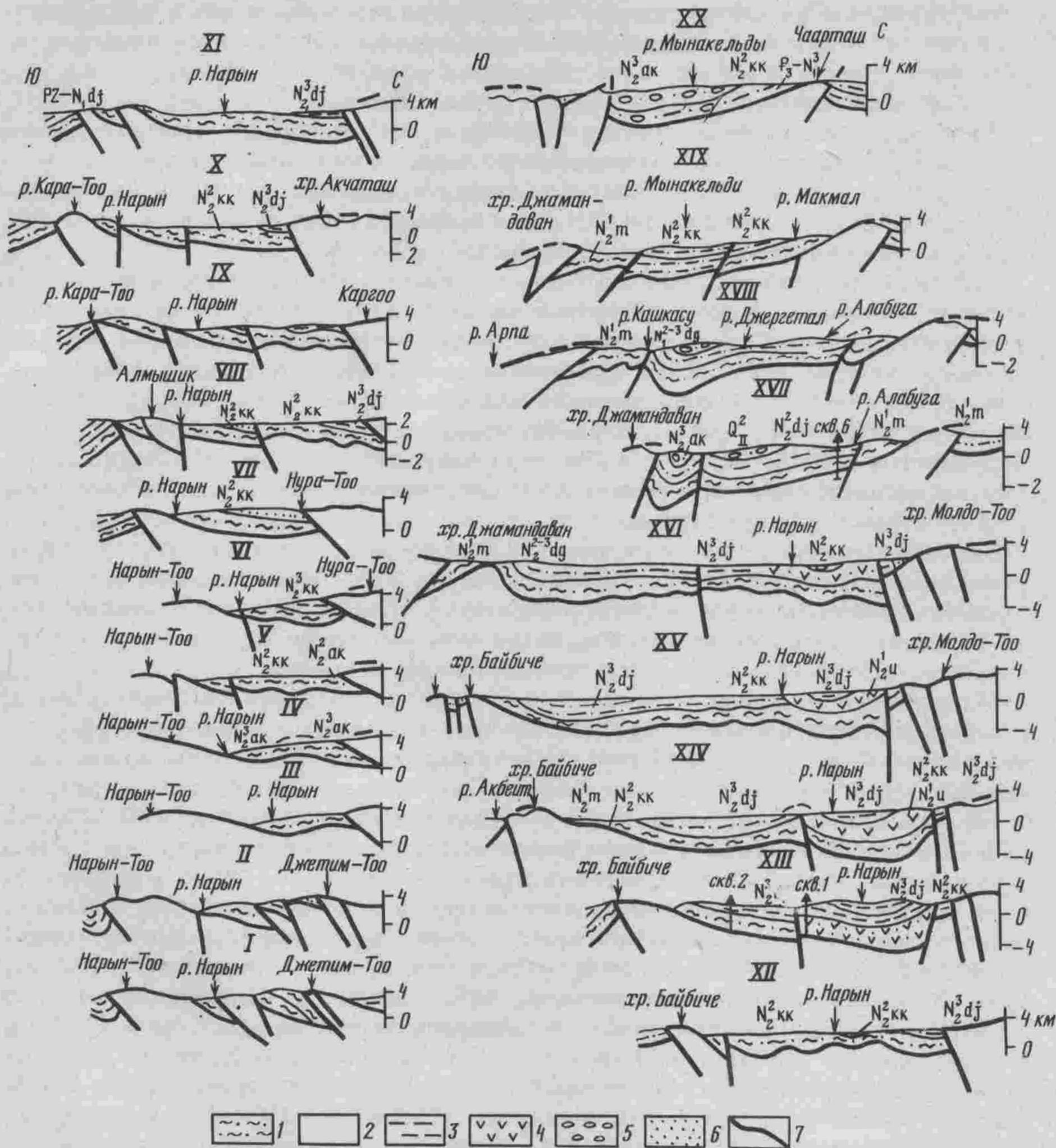


Рис. 11. Поперечные профили через Ала-Буга-Нарынскую впадину

1 — палеозойские породы; 2 — красноцветные орогенические отложения палеогена и нижнего неогена; 3 — глинистые отложения; 4 — соленосные породы; 5 — конгломераты, галечники; 6 — песчаники, алевролиты; 7 — донеогеновый пенеплен. Расположение профилей см. на рис. 10

по дневной поверхности наклонены к югу, и области верхнечетвертичного прогибания смещены к их южным бортам. К южным относительно опускающимся крыльям впадин тяготеют и русла крупных широтно-текущих рек региона — Нарына, Атбаша и Аксяя.

Нарынская и вышеописанная Алабугинская впадины представляют собой две самостоятельные структуры со своими особенностями, строением и историей геологического развития. Но главная их особенность заключается в том, что они образуют переносно-зеркальную симметрию: максимальные глубины залегания палеозойского основания в Нарынской впадине приурочены ближе к северному ее борту, а в пределах Алабугинской впадины примыкают к ее юго-восточному

краю; крутое крыло в Нарынской впадине расположено на севере, а в Алабугинской оно тяготеет к югу, и наоборот, пологое крыло, образующее моноклираль, в Нарынской впадине южное, а в Алабугинской впадине — северное.

Сонкульская впадина (43) — высокогорная впадина с одноименным озером. Абсолютная высота озера составляет 3015 м. Впадина окаймлена поднятием Сонкультау, дугообразно огибающим ее с севера; на юге она обрамлена мегантиклиналью Ительги-уя. Депрессия заполнена кайнозойскими отложениями небольшой мощности. Приозерная часть ее заполнена пролювиальными и озерными образованиями позднечетвертичного возраста.

Атбашинская впадина (178) северо-восточного простирания является частью обширной депрессии. Акмузской антиклиналью впадина делится на две депрессии: северную и южную. Структурным продолжением Северо-Атбашинского прогиба на запад является Турасуйская грабен-синклиналь. Она, по данным В.И. Макарова (1977), сильно пережата и выражена в виде отрицательной структуры шовного типа. Южное ее крыло оборвано надвигом с поверхностью, падающей к югу, под палеозойские массы гор Джолмандаван, под углом 20—40°. Южно-Атбашинский прогиб выражен в рельефе пойменными участками рек Атбаши и Каракоюн и ныне остается аккумулятивным.

В восточном направлении Атбашинская впадина разветвляется на две небольшие депрессии: Уланскую (182) и Джаниджерскую (183). Уланская впадина представляет собой глубоко опущенный прогиб, ограниченный с севера и юга надвигами, по которым палеозойские породы надвинуты навстречу друг другу. На юго-западе Атбашинская впадина постепенно сливается с Арпинской.

Максимальная ширина Атбашинской впадины 25 км, протяженность 150 км. В палеоген-неогеновое время впадина входила в состав единой Нарынской седиментационной депрессии и обособилась только в постплиоценовое время в результате возникновения поднятий Байбиче-Тоо и Кара-Тоо. Впадина выполнена толщей палеоген-неогеновых и четвертичных отложений мощностью 5000—5500 м.

Северо-западное крыло впадины поднято в процессе образования зоны предгорий. Здесь обнажаются палеоген-неогеновые отложения. Область четвертичного и современного прогибания оттеснена к югу, ближе к поднятию Атбашинского хребта. Относительно прогнутая южная часть впадины с поверхности составлена аллювиально-пролювиальными отложениями раннечетвертичного времени. Как и во впадинах, окружающих Атбашинскую, — Нарынской с севера, Аксайской с юга, днище ее наклонено с севера на юг, поэтому русла главных рек впадины — Атбаши и Каракоюн — также смещены к югу, в сторону относительно прогнутого в настоящее время крыла. На северо-западном крыле впадины, ближе к палеозойским породам Байбиче-Тоо (177) и Кара-Тоо (176), обнажаются красноцветные отложения палеогена, падающие к югу под углом 20—30°; южнее горы Кутурган, ближе к центру впадины неогеновые породы образуют моноклираль, полого падающую к югу под углом 15—20°.

Зона предгорий рассечена многочисленными разломами типа взбросо-надвигов, с падением поверхностей сместителей к северо-западу. По одному из таких разломов на междуречье Атбаши—Акмуз на дневной поверхности имеются два выхода палеозойского фундамента, сложенного песчаниками верхнего палеозоя. Эти два выхода, развитые в ядре Акмузской антиклинали, в миниатюре напоминают по форме окружающие Атбашинскую впадину поднятия Байбиче-Тоо и Кара-Тоо, а также поднятие Атбаши с их северными пологими крыльями и крутыми, оборванными разрывами южными крыльями.

Мегантиклиналь Атбаши (185) протягивается в северо-восточном направлении. Длина ее составляет 135 км. Максимальная высота 4700 м. Мегантиклиналь имеет асимметричное строение с северным пологим длинным крылом и южным крутым коротким, оборванным разломом. Коэффициент асимметрии равен 1/2. Асимметрия описываемой структуры характеризуется тем, что северное крыло

находится на высоте 2500—3200 м, в то время как южное крыло расположено на более высоких отметках — 3500—3800 м. Следует различать два вида асимметричных структур, характеризующихся разными уровнями абсолютных высот по направлению их запрокидывания: нисходящие и восходящие. Все ранее описанные структуры относятся к нисходящим. Атбашинская мегантиклиналь относится к восходящим структурам. С севера она оборвана Атбаши-Иныльчекским глубинным разломом (СХХI), с юга — разломом, который представляет собой крутой взброс, падающий к северо-западу под углом 75—80°.

Аксайская впадина (186) протягивается на 210 км, восточнее переходя в Узгенскую депрессию и постепенно суживаясь. В средней части впадина испытывает изгиб в плане, простирание меняется с северо-восточного на субширотное. Впадина высоко поднята — на высоту 3300—3900 м и расположена почти на 2000 м выше соседней с севера Атбашинской депрессии. Впадина асимметрична: северное ее крыло крутое короткое, южное пологое длинное. На южном пологом крыле на денудированной поверхности палеозойских пород залегают кайнозойские отложения. В целом впадина прогнута неглубоко. В четвертичное время в центре ее возникло внутреннее Кекайгырское поднятие, в пределах которого на дневную поверхность выходят красноцветные породы палеогена и палеозойские образования. Описанное поднятие разделяет ее на два частных прогиба. В северном из них кайнозойские отложения собраны в пологие складки с падением слоев под углом 5—10°. Южный прогиб сложен в основном четвертичными образованиями. В.И. Макаров (1977) для удобства описания делит единую Аксайскую впадину на ряд частных прогибов, каждый из которых с севера оборван разломом типа надвига, по которому палеозойские массы северных поднятий надвинуты на молодые образования прогибов.

Аксайская впадина к востоку продолжается в виде Узген-Гекушской депрессии. Последняя, по существу, представляет собой моноклиналь, падающую к северу, где она оборвана разломом типа взбросо-надвига, поверхность которого падает к северу под углом 45—50°. Впадина заполнена молассовой толщей палеогена и неогена, которая на юге залегают на денудированной поверхности палеозойских пород.

Южнее Аксайской впадины развиты три поднятия северо-восточного простирания. Два северных поднятия входят в Кокшаальскую систему мегантиклиналей, а третье — Майдантагом (Каратеке) — находится на территории Китая. Все эти поднятия достигают значительной высоты (4500 м). По-видимому, мегантиклиналь Майдантаг (139) является зоной высоких предгорий Тянь-Шаня, проявившихся в неогене.

Тоюнский прогиб (188) расположен между поднятиями Торугарт-Тоо (187), Кокшаал-Тоо (197, 198) и Майдантаг (199). Он представляет собой синклиналиную структуру северо-восточного простирания, заполненную породами юры и палеогена. На юго-западе прогиб ограничен зоной Таласо-Ферганского разлома. По данным В.М. Сеницына (1957), мощность палеогенных отложений нарастает к юго-западу, с приближением к зоне Таласо-Ферганского разлома. Мощность мезозойско-кайнозойского заполнения прогиба 3200 м.

Мегантиклиналь Торугарт-Тоо (187) изогнута в плане в виде дуги, выпуклостью обращенной к югу. Протяженность структуры около 100 км. Она разделяет Чатыркельский и Тоюнский прогибы. Наибольшая высота мегантиклинали 5100 м, максимальная ширина 12 км. В целом мегантиклиналь асимметрична: с пологим и длинным северным крылом и крутым коротким южным. Коэффициент асимметрии 1/2. Структура с юга и севера ограничена разломами.

Сусамырская впадина (28) с севера обрамлена Киргизским хребтом (5), с юга — Сусамырским. Через узкий "пролив" в самой широкой своей части она связана с Арамсинской впадиной. Сусамырская впадина представляет собой типичную грабен-синклиналь асимметричного строения, заполненную кайнозойскими осадками (рис. 12). С севера она ограничена в основном разломами вертикального заложения, а с юга — взбросами. Наибольшая ширина впадины 30 км, длина более 70 км. Углы падения пород кайнозойского покрова на крыльях структуры в среднем равны  $10-20^\circ$ , а в самых краевых частях достигают  $30-40^\circ$ .

Бурундинская мегантиклиналь (35) асимметрична: с южным пологим ( $10-15^\circ$ ) крылом и северным крутым. Мегантиклиналь небольшая (15 км в длину) и имеет северо-восточное простирание.

Кызылойская впадина (36) резко асимметрична, т.е. представляет собой моноклинали, падающую к югу под углом  $10-15^\circ$ . Впадина заполнена отложениями палеогена и неогена мощностью до 1000 м. С юга она оборвана разломом типа надвига, по которому палеозойские массы хребтов Сусамыр и Бурунду надвинуты на неогеновые осадки описываемой структуры.

Ойгаинская мегантиклиналь (34) северо-восточного простирания имеет также небольшую протяженность (27 км). Абсолютная отметка поднятия 4273 м. Структура асимметрична: с южным пологим крылом ( $10-12^\circ$ ) и северным крутым ( $20-25^\circ$ ).

Ойгаинская впадина также резко асимметричного строения, представляет собой подобно Кызылойской впадине моноклинали, падающую к юго-востоку под углом  $15^\circ$ . Впадина с юга оборвана разломом типа взброса, поверхность сместителя которого падает к юго-востоку под палеозойские массы Ойгаинской мегантиклинали под углом  $60-70^\circ$ .

Джоуджурекская впадина — это мегасинклиналь, на западе постепенно сливающаяся с Сусамырской впадиной (28). Она также асимметрична и представляет собой, по существу, моноклинали, падающую к югу под углом  $8-12^\circ$ . По своему строению она аналогична Ойгаинской и Кызылойской впадинам. С юго-востока отграничена от Джумгальской мегантиклинали разломом типа крутого взброса, по которому палеозойские породы последней надвинуты на север на неогеновые накопления описываемой впадины.

Киндинская мегантиклиналь (30) также асимметрична: южное крыло пологое ( $8-12^\circ$ ), северное крутое ( $25-30^\circ$ ) короткое. Строение ее аналогично строению поднятий, расположенных южнее — Джумгальского, Ойгаинского и Бурундинского. Протяженность Киндикской мегантиклинали 27 км. Наибольшая высота 3440 м. С севера структура оборвана разломом типа крутого взброса, по которому

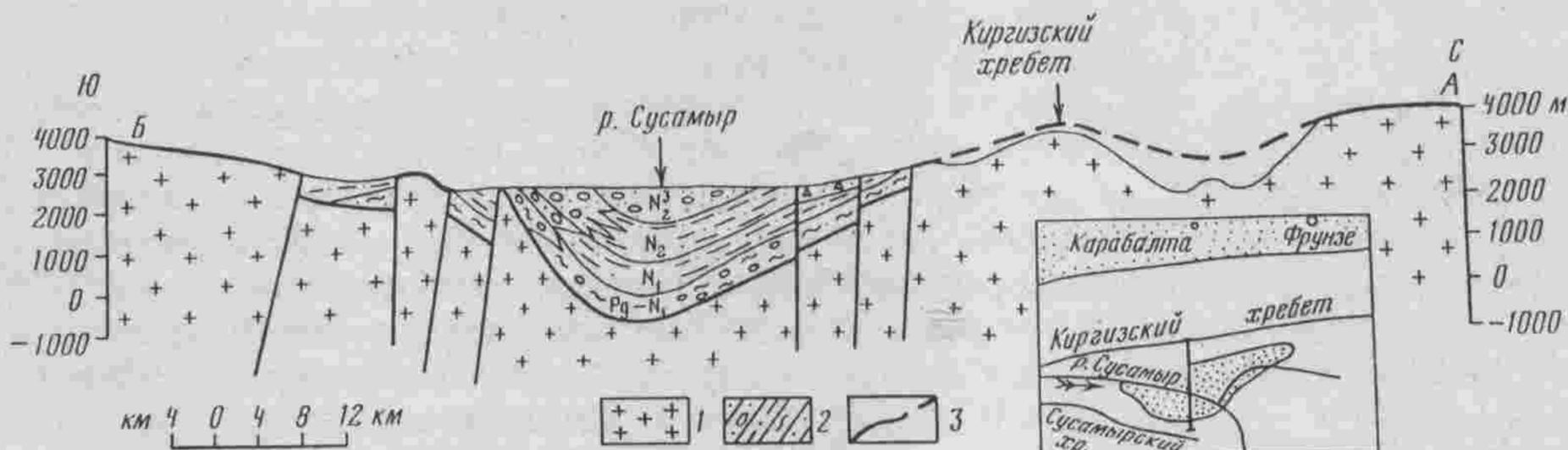


Рис. 12. Поперечный профиль через Сусамырскую впадину

1 — палеозойские породы; 2 — паттумные конгломераты неогена; 3 — донеогеновая поверхность выравнивания, выработанная на палеозойских породах

ее палеозойские массы надвинуты на север в сторону Сусамырской впадины.

Верхнекаракольская впадина является продолжением Сусамырской впадины на восток и имеет длину 10—12 км. Впадина заполнена осадками неогена мощностью 500 м, которые образуют моноклираль, падающую к югу. С обеих сторон впадина ограничена нормальными сбросами.

Мегантиклиналь Карамойнок (32) имеет длину 60 км. Абсолютная отметка поднятия 4300 м. Строение асимметричное: северное крыло пологое, южное — крутое.

Заканчивая описание структур горного обрамления Сусамырской впадины, отметим, что все они имеют северовергентный характер (рис. 13); неотектонические напряжения, проходящие через эти структуры, ориентированы на север.

*Джумгальская впадина* (38) окаймлена с севера мегантиклиналью одноименного названия (31), с юга — мегантиклиналью Северный Кавак-Тоо (158). Высота поднятий достигает 4000 и 4200 м. На севере впадина осложнена структурами второго порядка — Окторкой-Кошбулакской грабен-синклиналью и Сарыбулак-Бозалаташской горст-антиклиналью (37). Последняя, отделяя Джумгальскую впадину от Окторкой-Кошбулакской, образует поднятие, наибольшая высота которого 3600 м. Джумгальская впадина имеет в плане овальную форму. Протяженность ее составляет 60 км при ширине 25 км. Она представляет собой отчетливо выраженную асимметричную мегасинклиналь, осложненную с севера и северо-запада разломами. Наибольшие погружения палеозойского основания приурочены к северной и северо-западной окраинам впадины (северо-западнее с. Чаек на 2600 м и более). На южном пологом крыле палеозойское основание погружено на глубину 1000—1300 м.

По геологическим и геофизическим данным в собственно Джумгальской впадине устанавливаются три крупные структуры (рис. 14): северная и южная синклинали и разделяющая их внутренняя антиклиналь. Джумгальская мегантиклиналь (31) состоит из двух кулис: собственно Джумгальской и Сандыкской, расположенных относительно друг друга левосторонне. Сандыкская структура, начинаясь в западной части Кочкорской впадины и воздымаясь на запад, в районе Кольме, где она кулисно сочленяется с собственно Джумгальской мегантиклиналью, достигает высоты около 4000 м. Структура почти симметрична. Собственно Джумгальская мегантиклиналь (31) имеет в плане дугообразную форму, выпуклостью обращенную к северо-западу. Максимальная высота поднятия 4100 м. Структура также почти симметрична.

Южнее Джумгальской мегантиклинали расположена Окторкой-Кошбулакская асимметричная мегасинклиналь, представляющая собой, по существу, моноклираль, падающую к северу. С севера она оборвана разломом типа взброса.

Еще южнее расположена Сарыбулак-Базалаташская мегантиклиналь (37), отделяющая Окторкой-Кошбулакскую впадину от собственно Джумгальской. Высота описываемого поднятия в среднем составляет 3000 м, максимальная отмечается в северо-западной части поднятия — в горах Супа (3631 м). Эта мегантиклиналь асимметрична: с северным пологим (6—23°) и южным крутым (20—30°) крыльями. Впадину с севера отграничивают разломы типа надвигов, сместители которых падают к северу под углом 7—45°.

С юга Джумгальскую впадину окаймляет мегантиклиналь Северного Кавак-Тоо (158) с высотами, достигающими 4122 и 4144 м. Мегантиклиналь Северного Кавак-Тоо имеет резко асимметричное строение: с северным пологим (8—15°) длинным крылом и южным коротким крутым. В плане она имеет дугообразную форму, выпуклостью обращенную к югу; на западе ее продолжением является мегантиклиналь хребта Сарыкамыш; на востоке она сливается с мегантиклиналью Сонкуль-Тоо.

*Кочкорская впадина* (142) с севера окаймлена восточными отрогами Киргизского хребта, с юга — поднятиями Кызарт, Укок. Ее длина 85 км, ширина 15—20 км.

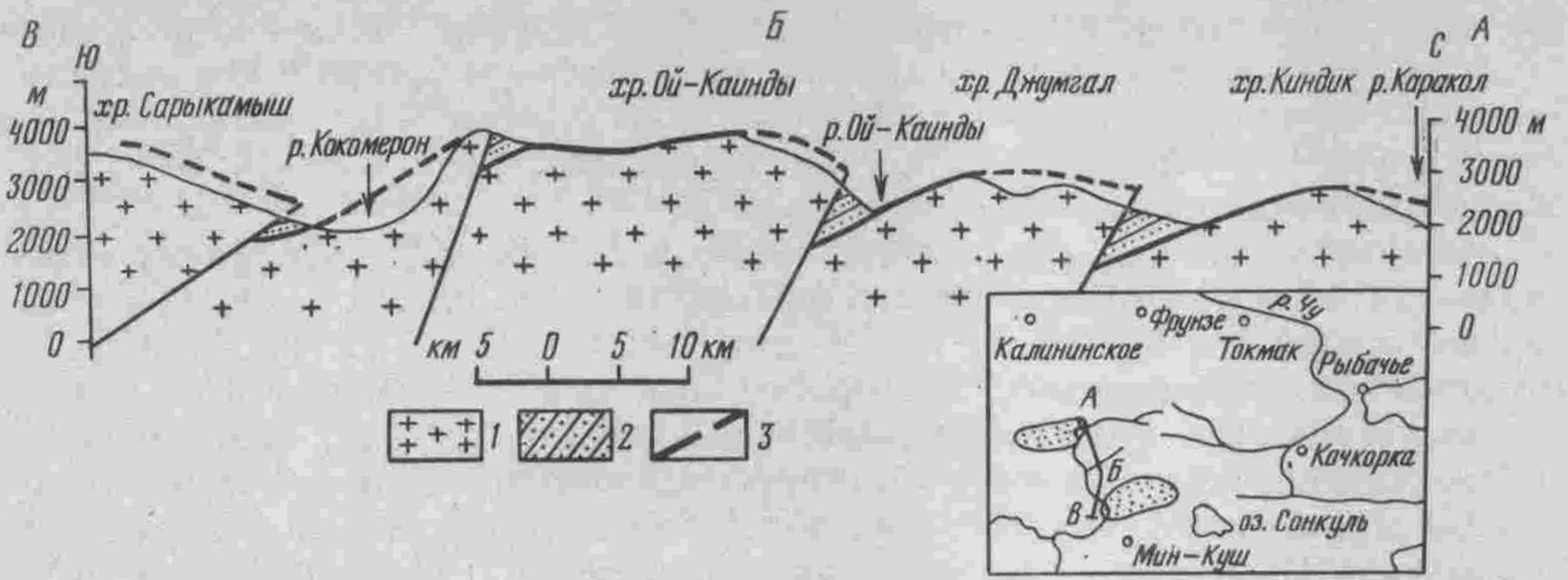


Рис. 13. Поперечный профиль через структуру горного обрамления Сусамырской впадины  
 1 — палеозойские породы; 2 — неогеновые породы; 3 — донеогеновый пенеплен



Рис. 14. Поперечный профиль через Джумгальскую впадину  
 1 — палеозойские породы; 2 — конгломераты, галечники; 3 — песчаники; 4 — глинистые породы; 5 — аллювиально-пролювиальные породы четвертичного возраста; 6 — донеогеновый пенеплен

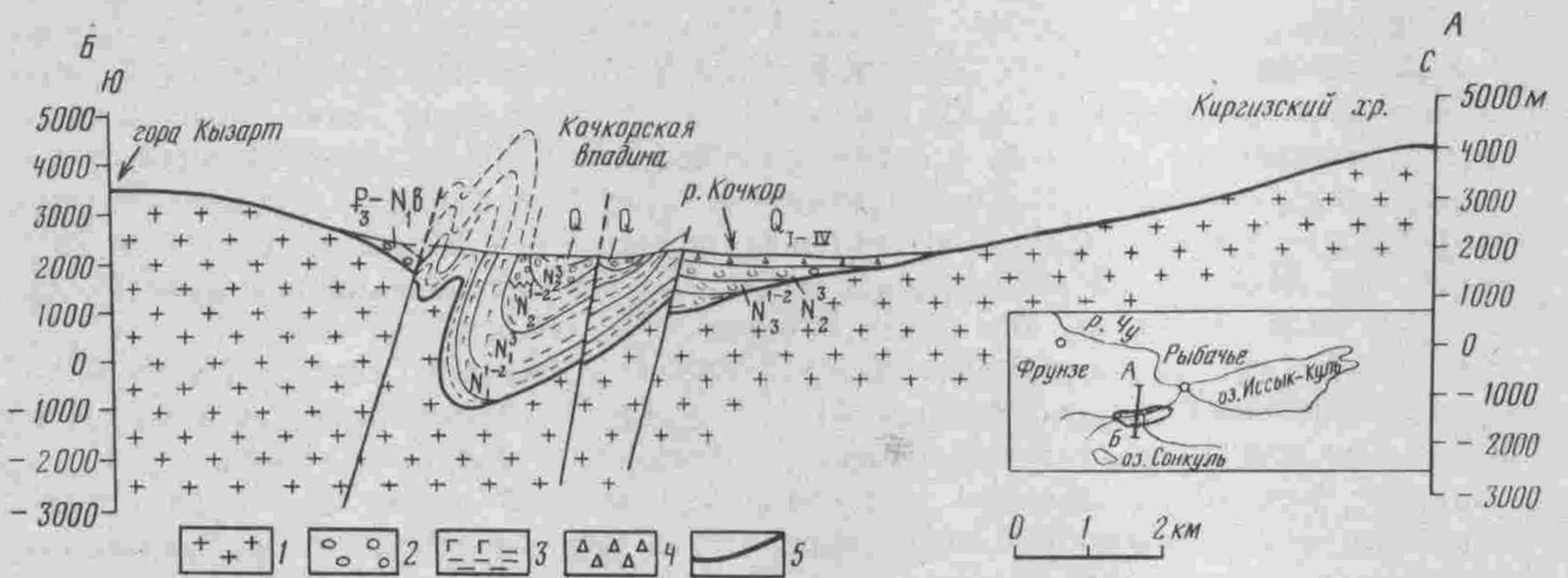


Рис. 15. Поперечный профиль через Кочкорскую впадину  
 1 — палеозойские породы; 2 — конгломераты, галечники; 3 — соленосные и глинистые породы; 4 — аллювиально-пролювиальные отложения четвертичного возраста; 5 — донеогеновый пенеплен

Структура Кочкорской впадины по геологическим и геофизическим данным является асимметричной: наибольшие прогибания палеозойского основания приурочены к южному борту впадины, где оно опущено на глубину 3000—3500 м. Здесь палеогеновые и неогеновые отложения смяты в брахиантиклинальные и брахисинклинальные, часто асимметричные складки, запрокинутые на север. В районе долины р. Туз установлено, что многокилометровая соленосная толща неогена, развитая в северном более глубоком прогнутом блоке, находится в перевернутом залегании, тогда как слои падают на юг (рис. 15).

Разрывные структуры в Кочкорской впадине представлены взбросами и сбросами. Главный Кочкорский разлом (XII) в междуречье Джуанарык—Биже является взбросом, плоскость которого падает на юг под углом  $45^\circ$ . На красноцветные глины киргизской свиты с юга надвинуты каледонские граниты гор Биже. В районе рек Чонтуз, Чатыр-Куль описываемый разлом имеет, видимо, вертикальное падение. Здесь Кочкорский разлом носит конседиментационный характер, влияя на фации и мощности заполняющих впадину кайнозойских толщ. Так, в неотектонический этап северный блок опускался намного быстрее южного. Мощность неогеновых толщ на северном блоке составляет 3500, а на южном — всего 500—600 м. К северному более прогнутому блоку приурочены соленосные осадки, которые на южном блоке фациально переходят в терригенные отложения.

Отличительной чертой Кочкорской впадины является структура предгорий, приуроченных к южному ее обрамлению и ныне представляющих собой низкие горы, сложенные палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Последние здесь смяты в брахиантиклинальные и брахисинклинальные структуры. Южная часть зоны предгорий полностью вовлечена в процесс поднятия. В северной ее части брахиантиклинальные структуры в четвертичное время претерпели процесс поднятия, а брахисинклинальные — процесс опускания с наложенной аккумуляцией четвертичных отложений. Этот процесс продолжается и в настоящее время.

Кочкорскую впадину с юга обрамляют расположенные левосторонние кулисы мегантиклиналей Кызарт (157) и Укок (156).

Мегантиклиналь Кызарт (157) имеет длину 55 км при ширине 18 км. Высота поднятия 4400 м. Структура в целом асимметрична: с южным пологим крылом и северным крутым. Кроме того, южное ее крыло находится на большей высоте (3500 м), нежели северное (2500 м). Западная половина структуры раздваивается на две кулисы равноценной величины, затухающие к западу в пределах Джумгалской впадины.

Мегантиклиналь Укок (156), по существу, представляет собой западное продолжение мегантиклинали Терскейского хребта и достигает абсолютной высоты 4500 м. В районе верховья долины р. Кольукок описываемая структура аналогично Кызартской мегантиклинали раздваивается на две ветви, затухающие в пределах Кочкорской впадины. Описываемая структура также асимметрична: южное крыло более пологое, северное — крутое. Асимметрия ее выражается также в том, что южное крыло находится на большей высоте (3000 м), чем северное (2500 м).

Восточная часть мегантиклинали Киргизского хребта (5) описана выше, здесь отметим лишь, что ее асимметрия аналогична асимметрии мегантиклиналей Кызарт, Укок: северное крыло крутое короткое, южное — пологое длинное.

Брахиантиклиналь горы Орток (144) имеет длину 20 км, высоту 3200 м. Ее строение также асимметрично: северное крыло крутое ( $15-20^\circ$ ) короткое, южное — пологое ( $10-12^\circ$ ) длинное. Кызыл-Омпульская мегантиклиналь имеет длину 23 км, высоту 3183 м. Она также асимметрична: южное крыло пологое ( $10-12^\circ$ ) длинное, северное — крутое ( $25^\circ$ ) короткое.