

**Развитие
складчатых и разрывных
деформаций
в орогенном рельефе**

Н. П. Костенко





Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе



Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., «Недра», 1972. 320 с.

Монография посвящена геолого-геоморфологическому методу изучения структурных форм. Выделяются основные рельефообразующие факторы — статические и динамические; среди последних подробно рассматриваются скорость, неравномерность и стадийность развития структурных форм. Специальный раздел посвящается методике исследования. Развитием этой темы является изучение морфологического становления мегаскладок и складок, разрывов и разломов, а также распространенных сочетаний этих деформаций в условиях общих поднятий и прогибаний. Работа иллюстрирована наглядной графикой — схемами, блок-диаграммами и аэрофотоснимками.

Монография рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся структурной геологией, геологической съемкой, поисками полезных ископаемых, инженерно-геологическими исследованиями, а также на студентов старших курсов и аспирантов.

Рисунков 131, таблиц 17, список литературы — 333 назв.



ПРЕДИСЛОВИЕ

Несмотря на значительное количество работ по неотектонике и геоморфологии горных стран, они еще не в полной мере используются геологами-съемщиками производственных организаций. Возможно, это объясняется спецификой и недостаточной разработанностью методики исследований областей горообразования. Данная монография представляет одну из попыток изучения выражения структурных форм в рельефе и коррелятивных отложениях. В качестве пояснения рассматриваемых положений в значительной степени используется фактический материал, полученный автором в течение многолетних геологических исследований различных регионов Средней Азии.

Проведению полевых изысканий содействовали зав. кафедрой МГУ профессор Г. П. Горшков, декан геологического факультета МГУ профессор А. А. Богданов и руководители Киргизского и Таджикского геологических управлений К. Д. Помазков и В. И. Верхов, к которым автор хранит чувство большой признательности.

Автор благодарен профессору С. С. Шульцу за высказанные им важные положения, которые учтены при рассмотрении отдельных вопросов этой монографии.

Автор с удовольствием вспоминает всех своих коллег по работе в Средней Азии — В. А. Васильева, Ш. Ш. Деникаева, В. И. Кнауфа, В. Г. Королева, В. В. Реймана, Е. Ф. Романько, О. К. Чедия и многих других. На протяжении ряда лет автор пользовался консультацией Н. П. Васильковского, Ю. А. Скворцова, Н. М. Синицина и других ученых. Разработке данной проблемы в значительной степени содействовали исследования А. Р. Бурачека, Б. П. Бархатова, К. К. Маркова, Н. И. Николаева, Б. А. Петрушевского, В. И. Попова, Д. П. Резвого, О. А. Рыжкова, Е. В. Шанцера, С. С. Шульца.

Автор приносит свою благодарность редактору Т. А. Гороховой, В. Г. Дубровину, В. С. Крыловой, К. Г. Самониной и А. М. Тьевар за оказанную помощь.

В горных странах повсеместно наблюдаются сложные сочетания развивающихся — «живых» структурных форм и не развивающихся — «мертвых». Первые, как правило, определяют рельеф и характер осадконакопления, вторые — только пассивно препарируются процессами денудации, и их рельефообразующая роль зависит от характера развивающейся деформации и литолого-стратиграфических условий.

Цель монографии — показать развитие «живых» структурных форм в рельефе и характерные признаки, сопровождающие этот процесс.

Существует большое разнообразие аспектов изучения новейших движений земной коры*. Поэтому в данной работе рассматривается лишь одно из проявлений этого сложного и многообразного процесса — морфологическое становление тектонических деформаций в областях горообразования. Поскольку геоморфологический анализ применим лишь к определенным типам структурных форм, объекты исследования ограничиваются тектоническими деформациями, создающими неровности земной поверхности.

Процесс образования складок или разрывов неизбежно связан с перемещением земной коры, а иногда и мантии. В формах земной поверхности наиболее отчетливо выражены такие перемещения, при которых вертикальная (радиальная) составляющая движений играет значительную роль. Чем большее воздымание или опускание испытывают структурные формы, тем существеннее их рельефообразующая роль. Это положение, справедливое в общем случае, требует уточнения.

В горных странах преобладают формы рельефа, структурно обусловленные. Здесь встречаются антиклинории, антиклинали и горсты, как правило, представленные возвышенностями разнообразного облика и высоты. Синклинории, синклинали и грабены часто отвечают межгорным и предгорным впадинам, горным котловинам и долинам, а также другим понижениям. Структурные формы I порядка (например, общие поднятия — горные сооружения) почти на протяжении всего развития выражены в рельефе. Структурные формы более высоких порядков далеко не всегда образуют отрицательные или положительные формы в результате своего развития. В геоморфологическом отношении могут быть выделены две категории деформаций, принципиально отличные по своему рельефообразующему значению:

К первой относятся структурные формы, не создающие неровностей земной поверхности при любых соотношениях интенсивности эндо-

* Различные методы исследования неотектоники, применяемые отечественными и зарубежными учеными, описаны Н. И. Николаевым (1963) в вводной части монографии «Неотектоника СССР».

генных и экзогенных процессов. Примером подобных деформаций является большинство линейных складок центральных частей альпийских геосинклиналей (Альп, Динарид, Большого Кавказа, Крыма и др.), некоторые межпластовые пластические нарушения и т. д. Крупные тектонические покровы тоже, как правило, лишь косвенно бывают отражены в формах рельефа. Для этих структурных форм характер экзогенных процессов не всегда является прямым следствием интенсивности их тектонического развития и определяется иными причинами. Рельефообразующее значение данных деформаций часто определяется литолого-стратиграфическим фактором и ограничивается тем, что они временно могут образовывать мезо- и микроформы в результате пассивного препарирования денудацией пород различной устойчивости.

Ко второй категории относятся структурные формы, создающие неровности земной поверхности в процессе тектонического развития. Ниже рассматриваются только эти — рельефообразующие деформации, поскольку к ним применимы методы геоморфологического анализа.

В природе одновременно протекают процессы возникновения и развития новых деформаций, омоложения древних или их отмирания. Наиболее ярко эти сочетания выражены в областях горообразования. Поэтому исследование неотектоники горной страны неразрывно связано с реконструкцией основных этапов становления поднятий и впадин. Выяснение последовательности формирования денудационных срезов и древних путей сноса терригенного материала представляет практический интерес при изучении коренных месторождений (золота, вольфрама, платины и др.), а также связанных с ними россыпей. Необходимость анализа морфологического становления структурных форм (особенно разрывов) возникает при строительстве различных гидротехнических сооружений (например, при возведении бетонных плотин в глубоких приразломовых ущельях), при проведении трасс и т. п.

Новейшее развитие крупных впадин горной страны связано с процессами становления частных поднятий. Многие из последних представляют ценные месторождения нефти и газа. Выявление структурных форм (перспективных в отношении нефтегазоносности) в условиях закрытых пространств связано с выявлением косвенных и прямых признаков развития частных поднятий в рельефе областей преобладающего погружения. Следовательно, решение задач, рассматриваемых в монографии, имеет не только научное, но и практическое значение.

Данной монографии предшествовала работа автора «Развитие рельефа горных стран». Это позволяет здесь, не рассматривая подробно, использовать основные закономерности строения горного рельефа при изучении конэрозионного развития тектонических деформаций. Рассматриваемый геоморфологический метод может быть вспомогательным при кондиционном геологическом картировании и представлять дополнительный источник информации при решении некоторых специальных научных и практических вопросов.

К сожалению, в территориальном отношении возможности автора были ограниченными. Изучение орогенного рельефа производилось преимущественно в Азиатской области горообразования и главным образом в Средней Азии. Поэтому материал, приведенный в монографии, не может претендовать на универсальность. Но, по всей вероятности, метод исследования и многие из основных положений (с некоторыми изменениями) могут быть использованы и для других горных стран.

В соответствии с поставленной задачей главное внимание уделяется становлению тектонических деформаций в различных условиях: устойчивой денудации (горное сооружение) и длительной аккумуляции (межгорные и предгорные впадины).

Области горообразования

...Сущность геоморфологии таит в себе проблемы, выходящие за пределы круга чисто географических задач. Проблемы эти не могут быть ни исчерпаны, ни решены одним описанием форм поверхности Земли на генетической основе. Они входят в область геологии. Решить их может общая геология, особенно физическая геология. Речь идет о проблеме движений земной коры.

Вальтер Пенк (1924 г.)

Представление о ведущей роли тектонических движений в формировании рельефа Земли в последние годы приобретает сторонников среди геоморфологов, работающих в геологии. Однако существуют и другие точки зрения. Метод исследования основывается на определенных положениях о причинно-генетических связях между эндогенными и экзогенными процессами. Поэтому в данном разделе рассматриваются возможные соотношения между «ростом» деформаций земной коры — поднятий и впадин, их внешним выражением и теми искажениями, которые возникают благодаря воздействию экзогенных процессов.

ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

Под термином орогенез в данной работе понимается его дословный перевод — горообразование — глубинный процесс, внешне выраженный в коррелятивных структурах, отложениях, магматизме и строении рельефа земной поверхности. Территории, охваченные этим процессом, выделяются как области горообразования, или орогенные области. Поскольку в дальнейшем рассматриваются только кайнозойские области горообразования, уточнение — «кайнозойские», «новейшие», «современные» и т. д. — указываются лишь в тех случаях, когда описывается развитие во времени — весь процесс или его отдельные этапы.

Области горообразования весьма разнообразны. Их отдельные части характеризуются разной геологической историей, предшествовавшей кайнозойскому орогенезу. Сравнительный анализ рельефа и новейших структур областей горообразования различного генезиса устанавливает много общих черт во внутреннем строении и его внешнем выражении. Это заставляет применять единые термины для обозначения новейших тектонических деформаций. Чтобы избежать неясностей при дальнейшем изложении материала, ниже приводятся распространенные термины и уточняются рамки их применения. Основные из этих терминов сведены на схеме (стр. 12) и пояснены рис. 1, 2 и 3.

Линейно вытянутые области горообразования, иногда с очень четкими границами, называются орогенными или горными поясами*. Для них характерны субмеридиональные и субширотные простирания. Как правило, они приурочены к окраинам материков и древних (допалеозойских) платформ. В качестве примера можно привести грандиозный субмеридиональный Западноамериканский (Андиийско-Кордильер-

* М. В. Муратовым этот термин применяется в более широком смысле (1949 г.).

ский) горный пояс или Восточноафриканский (Абиссинский). Менее отчетливы границы субширотного трансконтинентального Евразийского горного пояса, который простирается от Пиренеев и Атласа на западе к Тибету и Гималаям, подразделяясь восточнее Памира на две ветви. На западе он тяготеет к окраинам материковых глыб на участке их наибольшего «сближения», т. е. к югу Европейского континента и к северо-западу Африки, а на востоке продолжается в пределах южных регионов Азии.

Орогенные пояса состоят из горных стран, которые могут отличаться друг от друга по своему геологическому развитию и ряду существенных особенностей процесса горообразования. Исследованию различных генетических типов горных стран посвящено много работ. Широко распространены термины, предложенные Е. Е. Милановским, Н. И. Николаевым, В. А. Обручевым, В. Е. Хаинным и С. С. Шульцем. В соответствии с геологической пред историей выделяются горные страны, возникшие на подвижных платформах, — омоложенные и сформировавшиеся на «эпиплатформенных поясах», — возрожденные по В. Е. Хаину*. Горные страны, сформировавшиеся непосредственно после замыкания геосинклиналей, В. Е. Хаин считает молодыми, а горы островных дуг геосинклинальными. Н. И. Николаев подразделяет возрожденные горные страны по возрасту платформ, соответственно выделяя горы с рельефом: а) тяньшаньско-байкальского типа, возникшие на месте разновозрастных платформ — эпипротерозойских, эпикаледонских и эпигерцинских, б) верхояно-колымского типа на эпикиммерийских платформах и возникшие на основе альпийской геосинклинали юга СССР (Николаев, 1955, 1956, 1962). В ряде случаев это уточнение может объяснить специфические черты новейшего строения областей горообразования. Оно особенно необходимо для горных стран, возникших на позднемезозойских — раннекайнозойских платформах, положение которых до сих пор неопределенно. Следует отметить, что возраст платформ, особенно древних (раннепалеозойских и докембрийских), не определяет интервал времени, в течение которого на данной территории существует только платформенный режим. Отложения моласс и молассовидных пород, местами сохранившиеся во впадинах, позволяют предполагать возможность неоднократной активизации платформ и возникновения орогенного режима до кайнозойской эры.

Сравнивая различное строение горных поясов, С. С. Шульц (1949) выделял эпигеосинклинальные и эпиплатформенные горные страны (см. схему, стр. 12**). Так, например, для европейской части Евразийского горного пояса характерно значительное развитие эпигеосинклинальных горных стран. К ним в значительной части относятся горы Атласа, Альп, Апеннин, Карпат, а также горы Крыма и Кавказа. В Азиатском регионе Евразийского горного пояса преобладают эпиплатформенные горные страны с весьма различным возрастом платформ — от раннепалеозойских (Витимо-Патомское нагорье) до палеозойских (Центральный Памир).

Геосинклинальные горные страны слабо изучены и нуждаются в дальнейшем исследовании. Современный горный рельеф островных дуг в периокеанических регионах горообразования относят к геосинклинальным горным странам (Хаин, 1964). Для этих областей характерно преобладание отрицательных структурных форм, развивающихся в условиях общего погружения и значительной некомпенсированности прогибов. Рельеф горной страны включает впадины внутренних морей, которые в морфологическом отношении соответствуют

* В первоначальном понимании этого термина В. Е. Хаинным.

** Их синонимами соответственно являются молодые и возрожденные горные страны по Н. И. Николаеву и В. Е. Хаину.

межгорным впадинам; а глубокие некомпенсированные «рвы», ограничивающие поднятия горной страны от ложа океанических равнин, может быть, следует сопоставлять с предгорными впадинами, возникшими в зонах краевых разломов. Геосинклинальным горным странам свойственна значительная дифференцированность и контрастность движений, поэтому положительные структурные формы «преодолевают» общие тенденции погружения и формируют низкогорные и среднегорные сооружения — горы островных дуг. В их рельефе существенное значение имеют вулканические постройки. Периокеаническое положение геосинклинальных горных стран определяет преобладание основного и ультраосновного вулканизма, а также промежуточный и океанический типы коры. Эти регионы орогенных областей в современную эпоху обладают высокой сейсмичностью, часто с подкоровыми очагами землетрясений.

Горный рельеф типа современных островных дуг, по-видимому, неоднократно возникал в процессе развития геосинклинальных областей. Условия формирования этих гор (значительные общие прогибания, строение коры, характер главнейших деформаций и магматизм) существенно отличались от орогенеза в стадии замыкания геосинклинали. Поэтому горные страны, развивавшиеся в периконтинентальных и периокеанических геосинклинальных областях, должны быть выделены в самостоятельный тип геосинклинальных горных стран.

Эпигеосинклинальные горные страны образуются в конце процесса замыкания геосинклинали или непосредственно после него. Эпигеосинклинальный орогенный режим знаменуется отмиранием интенсивного общего прогибания, завершением общей складчатости с последующим развитием в рельефе сопряженных систем поднятий и впадин на фоне становления общего поднятия. В течение орогенного этапа активный рост положительных структурных форм постепенно приводит к их преобладанию над отрицательными. Следствием этого процесса является последовательное сокращение общих и частных прогибов и отмирание впадин как областей прогибания и аккумуляции. Высокая интенсивность вертикальных движений приводит к морфологическому становлению общего поднятия в виде эпигеосинклинального горного сооружения; сопряженные компенсированные и перекомпенсированные межгорные и предгорные впадины соответственно образуют аккумулятивные равнины в центральной части прогибов, обрамленные на склонах впадин предгорьями. Развитие эпигеосинклинальных горных стран может непосредственно следовать за геосинклинальным развитием данной территории, как, например, на Малом Кавказе или в системах Рифа и Телли Атласской горной страны. В других регионах наблюдается постепенное отмирание геосинклинального режима и развитие компенсированных впадин и поднятий, часто не выраженных в рельефе. Этот режим может быть достаточно длительным и соответствовать формированию полигенных поверхностей выравнивания. В Горном Крыму своеобразный — переходный режим продолжался в течение позднего мела, палеогена и раннего миоцена — время значительное, но все же не сопоставимое с продолжительностью одного тектонического цикла. Аналогичным интервалом времени отделяется завершение геосинклинального развития от формирования кайнозойского горного рельефа на Центральном Памире, в Верхояно-Колымской области и в западных регионах Северных Кордильер. На всех этих территориях геосинклинальное развитие заканчивается в раннем мелу и не всегда завершается орогенезом. На процесс эпигеосинклинального горообразования указывают молассовидные позднемиоценовые отложения. Позднее — на протяжении палеогена — здесь преобладали денудационные равнины, в Верхояно-Колымской области — до раннего миоцена, а на Памире — до среднего и позднего эоцена. По-

следующее формирование горного рельефа некоторыми исследователями относится к эпигеосинклинальному типу горообразования в континентальных условиях, а длительное развитие орогенных структурных форм (при господствующем выравнивании поднятий и накоплении, преимущественно терригенных отложений, во впадинах) рассматривается как несколько гипертрофированная фаза вступительной стадии эпигеосинклинального горообразования. Так, например, В. Е. Ханн (1964), считает, что горные сооружения, возникшие «вторично» в области мезозойского горообразования, должны рассматриваться, как эпиплатформенные — возрожденные — в отличие от эпигеосинклинальных гор, возникших в процессе отмирания геосинклиналей. Исключение представляют горные сооружения, впервые возникшие в конце мезозоя — начале палеогена (Сихотэ-Алинь, Ларамиды Скалистых гор Северной Америки и др.).

Эпигеосинклинальные горные сооружения в современном рельефе представлены преимущественно высокими линейно вытянутыми системами хребтов, часто с альпийским обликом рельефа, в различной степени осложненного вулканическими постройками. Межгорные и предгорные впадины внутриконтинентальных горных стран отвечают крупным орографическим впадинам — подгорным равнинам; значительно реже они заняты акваториями озер или эпиконтинентальными морями (южная чаша Каспия, Черное море). Во внутриконтинентальных странах предгорные и межгорные впадины хорошо развиты, в окраинноконтинентальных предгорные впадины часто как бы «срезаны» континентальным склоном, а межгорные впадины сильно редуцированы.

Для современных горных стран возникает необходимость выделения внутреннего и внешнего орогенного строения. В эпигеосинклинальных горных странах (а отчасти и в геосинклинальных горных сооружениях) преобладает складчатое и блоково-складчатое внутреннее строение. Это объясняется широким развитием нормальных осадочных пород и глубокоим залеганием в межгорных и предгорных впадинах, а иногда и в горных сооружениях метаморфических и магматических комплексов (Крым, Копетдаг). Внешнее строение новейших поднятий и впадин эпигеосинклинальных горных стран разнообразно. В морфологическом отношении часто встречаются большие изгибы — положительные и отрицательные мегаскладки, осложненные разрывами. Они генетически связаны с краевыми разломами и испытывают значительные искажения на участках, где их пересекают секущие разломы и флексурно-разрывные зоны.

Эпиплатформенные горные страны представляют один из наиболее распространенных типов кайнозойского горообразования. По ряду специфических черт внутреннего и внешнего строения горные страны, развивающиеся на наиболее молодых эпимезозойских платформах, занимают промежуточное положение между эпигеосинклинальными горными странами и эпиплатформенными, возникшими на древних платформах. В частности, для первых в большей степени характерна ярко выраженная унаследованность в развитии основных структур, сформировавшихся в процессе замыкания мезозойской геосинклинали, а для вторых — сводово-глыбового строение и образование новых структурных форм. Это позволяет различать в областях эпиплатформенного орогенеза первичные или постгеосинклинальные горные страны, развивающиеся на молодых платформах в отличие от вторичных или собственно эпиплатформенных горных систем. Только последние обладают характерными чертами эпиплатформенного орогенеза и свойственны горным странам, развивающимся на докембрийских и эпипалеозойских платформах. В связи с преобладанием пород фундамента в пределах эпиплатформенных горных сооружений, для новейших хребтов-поднятий и горных впадин характерна сводово-глыбовая

структура, т. е. развитие пологих изгибов с крупноблоковым и мелкоблоковым внутренним строением.

Для эпиплатформенных горных стран характерна унаследованность простирающихся структурных форм и особенно зон разломов, сформировавшихся на протяжении геосинклинального этапа развития. Знак (направление) движений и тип деформаций часто не наследуется. По высоте и контрастности рельефа эпиплатформенные горные страны не уступают, а в отдельных случаях (Тибет, Памир) превосходят эпигеосинклинальные.

В. Е. Хаин устанавливает определенную закономерность в расположении эпиплатформенных горных стран, генетически и во времени подчиняя эпиплатформенный орогенез процессу эпигеосинклинального горообразования. Соответственно им выделяются перигеосинклинальные, периокеанические и внутриматериковые эпиплатформенные горные страны. Два последних подразделения, по-видимому, могут быть применимы и к эпигеосинклинальным горным странам, которые (в зависимости от их положения в горных поясах) могли развиваться как в окраинных, так и во внутренних частях материков. В пределах Американского и Евразийского трансконтинентальных орогенных поясов встречаются периокеанические и перигеосинклинальные эпиплатформенные горные страны; часто оба этих типа совмещаются, являясь одновременно и перигеосинклинальными, как, например, отдельные горные регионы Атласа и Анд.

Наиболее полно эпиплатформенные горные страны представлены в азиатской части Евразийского горного пояса (Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.). Они образуют сопряженные системы поднятий и впадин первого порядка — горные сооружения, а также предгорные и межгорные впадины. В окраинноматериковых эпиплатформенных горных странах предгорные впадины граничат с континентальным склоном. Они практически отсутствуют или значительно редуцированы; от платформенных областей горные сооружения отделены обширными впадинами типа синеклиз, частично втянутых в расширяющееся общее поднятие. В эпиплатформенных горных странах (при общем линейном характере горных сооружений) иногда встречаются своеобразные брахиантиклинальные мегаформы типа грандиозных вздутий фундамента. Наиболее ярко они представлены в периконтинентальном Восточноафриканском горном поясе (Костенко, 1965).

Для эпиплатформенного орогенеза характерен основной вулканизм, но его проявления не повсеместны. Во внутриматериковых орогенных поясах встречаются грандиозные горные страны, практически лишенные кайнозойского вулканизма (большая часть Тянь-Шаня и Памира). В периконтинентальных орогенных поясах эпиплатформенные горные страны часто характеризуются весьма напряженным неогеновым и плейстоценовым вулканизмом (например, Абиссинское нагорье и горные системы восточной окраины Азиатского материка). Почти все эпиплатформенные горные страны сейсмоактивны. В подавляющем большинстве случаев очаги землетрясений лежат в пределах земной коры. Только на Центральном Памире — горной стране, возникшей на позднемезозойской платформе (?), — распространены подкорковые очаги землетрясений, число которых быстро уменьшается в северо-восточном направлении, «угасая» в пограничных областях с горными сооружениями, возникшими на эпигерцинской платформе.

Платформенные горные страны, по определению В. Е. Хаина, представляют горы подвижных платформ или омоложенные горы. Они могут быть окраинноматериковыми (Аппалачи, горы западного побережья Африки) и внутриматериковыми (Урал). Платформенные горные страны значительно уступают по масштабам и распространению эпиплатформенным. В большинстве случаев они пред-

ставлены горным сооружением (простым или сложным), которое является главной структурной формой горной страны. Смежные сопряженные впадины не всегда достаточно развиты и представляют преимущественно синеклизы, втянутые в пограничных районах в расширяющееся общее поднятие. Платформенные горные сооружения состоят из систем низких и средневысотных хребтов. Новейшая структура общего поднятия преимущественно сводово-глыбовая. В строении поднятий и впадин высоких порядков преобладают глыбовые структурные формы. Большинство платформенных горных стран характеризуется незначительной сейсмичностью (проявление вулканизма на преобладающей территории отсутствует) или асейсмичны (горы Путорана на Сибирской платформе или Урал); исключения представляют некоторые вулканические нагорья, например в северных регионах Африки (Ахаггар, Тибести, Эннеди), которые обладают и несколько повышенной сейсмичностью.

Существует представление (Н. П. Васильковский, С. С. Шульц), что выделение платформенных горных стран несколько условно, так как в генетическом отношении они близки к эпиплатформенным, а их различия скорее всего являются только количественными. Поэтому платформенные горы могут рассматриваться как одна из разновидностей эпиплатформенных гор, от которых они отличаются главным образом умеренной интенсивностью вертикальных движений. Эти представления не исключают возможности, что с течением времени платформенные горы могут превратиться в типичные высокие горы — эпиплатформенные или возрожденные.

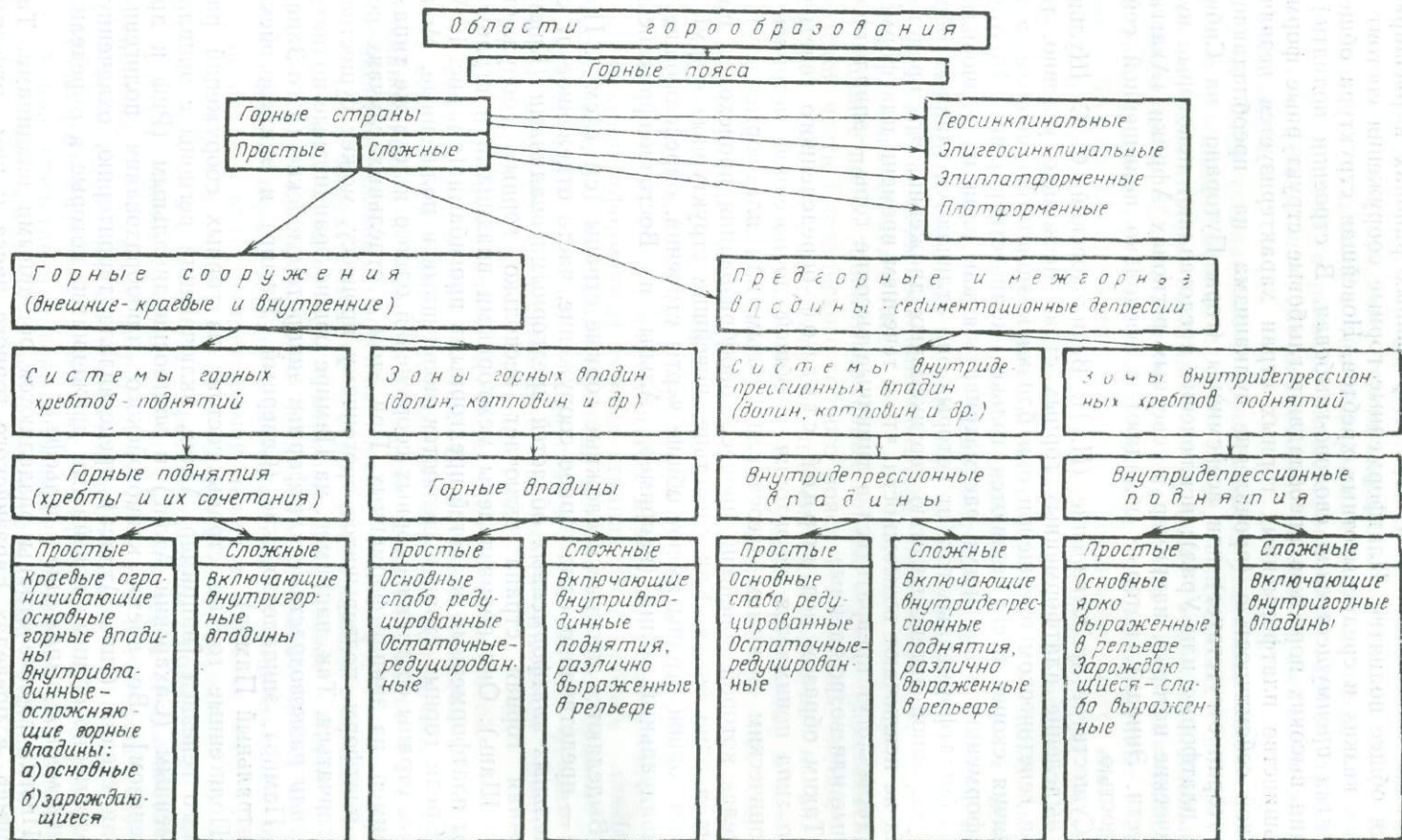
Таким образом под горной страной определенного генетического типа понимается территория с общей доорогенной историей и тектоническим режимом (геосинклинальным или платформенным), в пределах которой новейший процесс горообразования происходил примерно в одно время. Как следствие, новейшие структурные формы и рельеф горной страны имеют общие черты строения, определяющие ее индивидуальный облик (например, Альпы и Восточноафриканские горы).

Выделяются простые и сложные горные страны (см. схему). Простые — представляют одно горное сооружение, часто отделенное от сопредельных платформенных областей предгорными впадинами (Крым). Сложная горная страна включает несколько горных сооружений (Тянь-Шань). Они подразделены межгорными впадинами и ограничены от платформенных областей предгорными прогибами (см. рис. 1, А).

Среди горных стран выделяются моногенные и полигенные. Моногенные страны состоят из горных сооружений одного и того же типа — например, из эпиплатформенных. При этом в отдельных случаях возраст платформ, подвергшихся орогенному процессу, может существенно отличаться. Так, например, на Памире общие грандиозные поднятия охватили разновозрастные платформы: эппротерозойские (Юго-Западный Памир), эпипалеозойские (Северный Памир) и эпимезозойские (Центральный Памир).

Полигенные горные страны состоят из горных сооружений различного генезиса [например, Атлас, включающий регионы с эпиплатформенным (Сахарский Атлас) и эпигеосинклинальным (Риф и др.) орогенезом]. Во время кайнозойского горообразования полигенная горная страна (типа Атласа) представляла территорию, охваченную одновременно общими новейшими движениями, которые и определили ее современное выражение в рельефе.

Иногда горные страны разделяются обширными впадинами. Так, например, в пределах Евразийского горного пояса к ним относятся значительно поднятые впадины — Таримская (разделяющая горные сооружения Тянь-Шаня и Кунь-Луны) и Дашти-Кевирская (простираю-



щаяся между Туркмено-Хорасанской горной страной и Загросом) и др. К весьма обширным впадинам, испытывающим большие абсолютные прогибания, может быть условно отнесена Средиземноморская, развивающаяся на участке значительного сближения двух материковых глыб — Азиатской и Африканской. Почти вся эта впадина располагается на глубинах, соответствующих континентальному склону материков. Только в ограниченных участках — в центре частных впадин (Тирренской и др.) — абсолютные отметки ее дна приближаются к глубинам, типичным для ложа Мирового океана.

В условиях полного развития горная страна представляет одну или несколько сопряженных систем — поднятий и впадин I порядка (рис. 1, I—VII). Главными структурными формами почти повсеместно являются общие поднятия — горные сооружения (I, II и III). В условиях неполного развития горные сооружения могут отделяться сильно редуцированными предгорными впадинами (V) или непосредственно граничить с равнинами платформенных областей по системам разломов (восточное окончание Копетдага). Горные сооружения заканчиваются, испытывая резкие или постепенные погружения по простиранию, здесь могут возникнуть новые горные сооружения; иногда их окончания располагаются несколько кулисообразно по отношению друг к другу (например, Кавказ и Крым). Часто погружение горных сооружений сопровождается общим расширением территории, благодаря виргациям хребтов-поднятий (например, юго-западное окончание Туркестано-Гиссарского горного сооружения).

Среди впадин I порядка (IV, V и VI) выделяются: межгорные (VI), разделяющие два горных сооружения, и предгорные (IV, V), отделяющие крайнее горное сооружение от равнин сопредельной платформы (см. схему). Например, горное сооружение Большого Кавказа отделяется от Русской платформы Кубанско-Терским предгорным прогибом, а от смежного горного сооружения — Малого Кавказа — Рионо-Куриной межгорной впадиной. По простиранию предгорные впадины могут переходить в межгорные. Так, предгорные впадины, ограничивающие с севера горные сооружения Тянь-Шаня, в восточном направлении переходят в межгорные впадины (между Кунгейской и Заилийской системами поднятий). Строение горной страны иногда осложняется поперечными и диагональными (к общему простиранию) структурными формами, преимущественно флексурно-разрывными зонами (см. схему, стр. 12). В качестве примера ниже рассматриваются главнейшие поднятия и впадины I порядка Тянь-Шаня, т. е. горные сооружения, предгорные и межгорные впадины, а также соотношение простираний основных систем поднятий.

В пределах СССР Тянь-Шань представлен обширными горными сооружениями, подразделенными межгорными впадинами. Все эти структурные формы на значительном протяжении имеют субширотное и широтное простирание. Наиболее резко оно нарушается в зоне глубокого трансформированного разлома, представленного в рельефе Таласо-Ферганской системой хребтов-поднятий и приразломовых значительно редуцированных впадин. Она является диагональной по отношению к основному — субширотному простиранию горных сооружений Тянь-Шаня и как бы подразделившей всю территорию на западный и восточный регионы.

В Западном Тянь-Шане (лежащем к западу от Таласо-Ферганской системы поднятий) можно выделить два горных сооружения — Курамино-Чаткальское и Туркестано-Гиссарское, которые разделяются Ферганской межгорной впадиной. На юге весь Западный Тянь-Шань ограничен от другой горной страны — Банд-и-Кухистана — большой полуоткрытой Афгано-Таджикской межгорной впадиной, возникшей на разнородном основании.

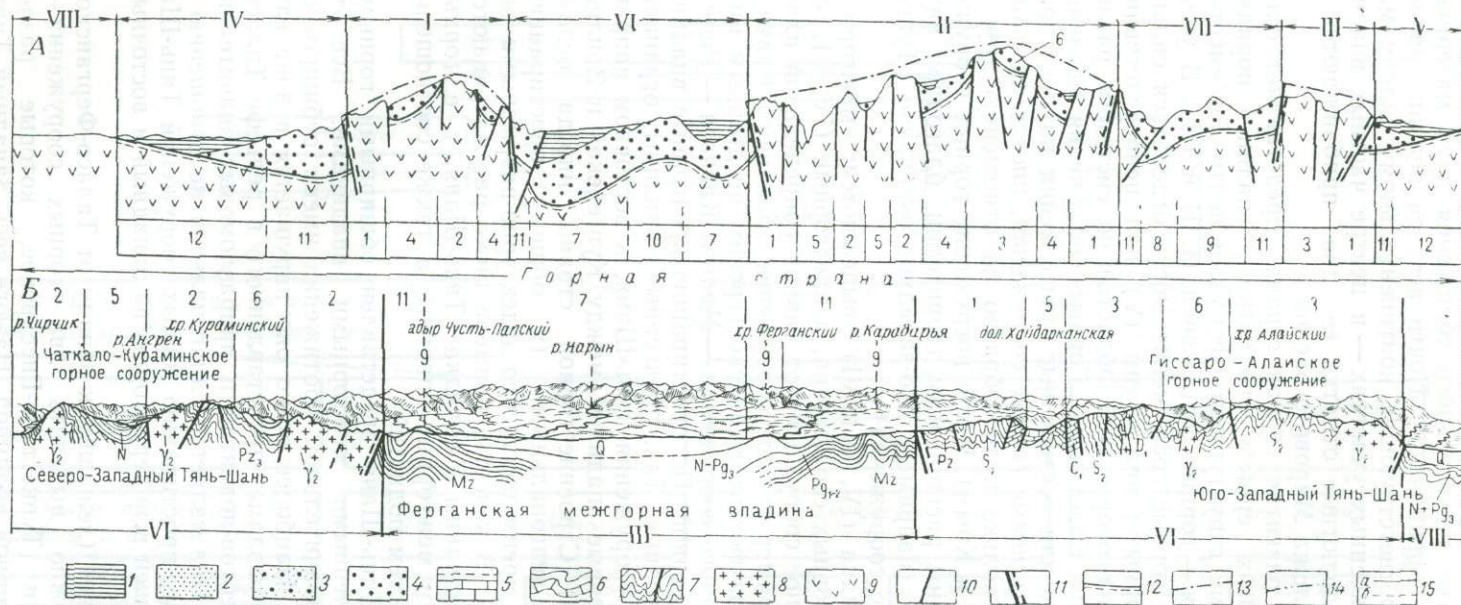


Рис. 1. Орогенные формы горной страны (I—VIII): А — схема строения, Б — фрагмент Тянь-Шаня
Условные обозначения к рис. 1, 2

Поднятия и впадины I порядка. Горные сооружения: I — внешнее сложное; II — внутреннее, сложное, хорошо развитое; III — внешнее простое, слабо развитое. Предгорные впадины: IV — слабо редуцированная; V — значительно редуцированная, приразломовая. Межгорные впадины: VI — асимметричная, осложненная внутридепресссионными поднятиями, слабо редуцированная; VII — то же, значительно редуцированная; VIII — равнины сопредельных платформенных областей. Поднятия и впадины II и более высоких порядков в пределах горного сооружения. Хребты-поднятия: 1 — внешние или окраинные; 2 и 3 — внутренние (2 — простые, 3 — сложные). Горные впадины, преимущественно относительно прогибания, различно редуцированные: 4 — умеренно, 5 — значительно, 6 — мертвые внутригорные впадины. Поднятия и впадины II и более высоких порядков в пределах седиментационных депрессий — предгорных и межгорных впадин. Внутридепресссионные впадины абсолютного прогибания, различно редуцированные: 7 — слабо, 8 — значительно. Внутридепресссионные поднятия: 9 — выраженные в рельефе; 10 — зарождающиеся; 11 — краевые участки впадин, втянутые в поднятие, в рельефе — предгорья; 12 — смещенные и наложенные впадины.

I—6 — породы орогенной формации (1 — голоцен-плейстоценовые, 2 — плиоценовые, 3 — миоцен-олигоценные, 4 — кайнозойские орогенные, нерасчлененные, 5 — доорогенные осадочные отложения, 6 — дислоцированные отложения); 7—9 — породы фундамента (7 — метаморфические, 8 — магматические, 9 — доорогенные породы осадочного комплекса и фундамента, нерасчлененные); 10 и 11 — развивающиеся разломы (10 — внутреннее, 11 — краевые); 12 — подошва орогенных пород; 13—14 — реконструкция денудационной поверхности (13 — предорогенной, 14 — орогенной); 15 — границы структурных и орографических форм (а — установленные, б — условные)

В Восточном Тянь-Шане (лежащем к востоку от Таласо-Ферганской системы поднятий) горная страна также представлена несколькими горными сооружениями и межгорными впадинами. В современной орогенной структуре продолжением Чаткало-Кураминского горного сооружения является Таласо-Кунгейское. На востоке оно отделяется Иссыкульской межгорной впадиной от Молдотау-Терской горного сооружения. Южнее простирается сложно построенная древняя межгорная Нарынская впадина, ограниченная на юге Кокшаальским горным сооружением.

На протяжении всего этапа горообразования сопредельные поднятия и впадины являются сопряженными системами, генетически взаимосвязанными. Они представляют структурные формы, примерно равноценные по масштабам и амплитуде вертикальных движений с направленным характером развития. Так, например, воздымание горного сооружения неразрывно связано с прогибанием сопредельных межгорных и предгорных впадин и их заполнением породами орогенной формации — молассами, продуктами разрушения гор.

Для внутриматериковых горных стран характерно последовательное территориальное расширение горных сооружений за счет сопряженных межгорных и предгорных впадин и вовлечение их окраинных частей в общий процесс неравномерного воздымания. Поэтому в горных странах с хорошо развитыми горными сооружениями предгорные и особенно межгорные впадины не всегда бывают отчетливо выражены. В общем случае устанавливаются признаки их деградации — сокращение и отмирание, как областей прогибания и аккумуляции. Например, древняя Нарынская межгорная впадина к современной эпохе испытала значительное сокращение и членение хребтами-поднятиями (Атбашинским и отрогами Джаман-Давана) на отдельные горные впадины — современную Нарынскую, Атбашинскую и Аксайскую.

Большим своеобразием отличаются окраинноматериковые горные сооружения. Они отделены от равнин континентальных платформ предгорными впадинами в различной степени деградированными. С океаническими впадинами передовые хребты горных сооружений сопрягаются через континентальный склон, к которому местами примыкают глубокие некомпенсированные узкие прогибы (как, например, вдоль Центральных Анд). Иногда предгорные впадины, ограничивающие горные сооружения на материках, непосредственно переходят в океанические некомпенсированные узкие прогибы, простирающиеся вдоль горных сооружений. Так, В. В. Белоусов (1962) считает, что юго-восточным продолжением Предгималайского прогиба является узкая океаническая впадина, простирающаяся вдоль горного сооружения Больших Зондских островов. По-видимому, наиболее полное развитие сопряженных систем поднятий и впадин I порядка типично для обширных внутриматериковых горных стран (см. схему и рис. 1).

В условиях общего поднятия — в горных сооружениях — повсеместно устанавливается явление последовательного воздымания и территориального расширения положительных структурных форм за счет сопредельных — отрицательных структурных форм. Поэтому к современной эпохе здесь образовались обширные поднятия и сопряженные с ними горные впадины, в различной степени редуцированные. В условиях общего погружения, в межгорных и предгорных впадинах — глубоких седиментационных депрессиях — наблюдаются обратные соотношения. Так, обширные внутридепрессионные впадины подразделяются зарождающимися поднятиями, часто еще уступающими по своим масштабам отрицательным формам. Это заставляет сопряженные новейшие тектонические деформации подразделять по их значимости в современной структуре горной страны. Соответственно, в горном сооружении выделяются системы поднятий с подчиненными им зонами гор-

ных впадин, а в межгорных и предгорных впадинах — системы впадин и зоны внутридисперсионных поднятий (см. схему, стр. 12). Так, например, в Юго-Западном Тянь-Шане выделяются обширные системы поднятий — Туркестанская, Зеравшанская, Чимтаргинская, Гиссарская и приразломовые редуцированные зоны впадин — Зеравшанская, Магнанская, Каракульская и т. д. Обратная картина наблюдается в сопредельной — Ферганской межгорной впадине. Здесь системы обширных впадин подразделяются узкими, преимущественно низкорослыми зона-

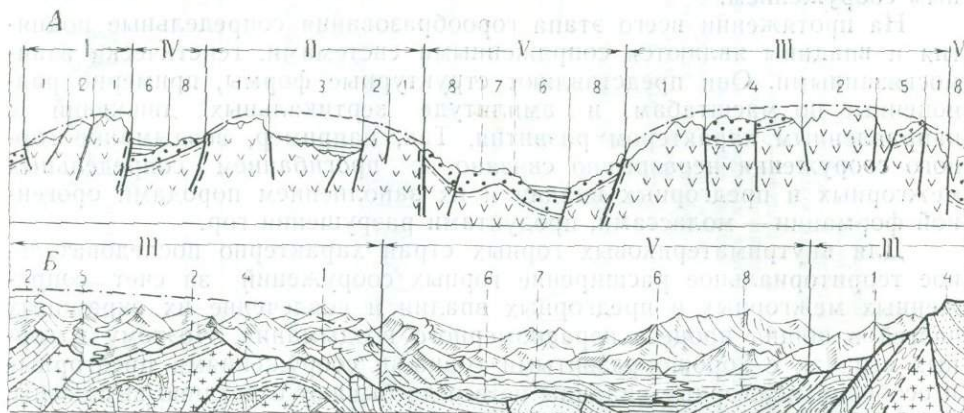


Рис. 2. Орогенные структурные формы горного сооружения: А — схема, Б — деталь строения

Поднятия-хребты: I — простые; II — то же, осложненные наложенной впадиной; III — сложные, включающие простые поднятия и внутригорные впадины. Элементы хребтов-поднятий: 1-2 — различно поднятые блоки (или складки): 1 — внешние, 2 — внутренние; 3-5 — относительно опущенные блоки (или складки) — внутригорные впадины (3 — наложенные, развивающиеся, 4 — преимущественно унаследованные, мертвые; 5 — то же, значительно редуцированные). Элементы горных впадин: 6 — остаточные впадины, 7 — внутривпадинные поднятия, 8 — склоны (предгорья). Условные обозначения см. рис. 1

ми внутридепресссионных поднятий — Андижанской, Джелалабадской, Акчоп-Супетауской и др. Только в редких случаях, в условиях длительного и значительного развития внутридепресссионных поднятий они вместе с сопредельными впадинами могут представлять равноценные системы современных положительных и отрицательных структурных форм, как, например, в северных регионах Афгано-Таджикской межгорной впадины.

Системы и зоны структурных форм состоят из следующих наиболее широко распространенных геоморфологических типов поднятий и впадин более высокого порядка (см. схему, стр. 12).

В горных сооружениях к крупным формам, определяющим структуру и орографию, относятся простые и сложные хребты-поднятия (рис. 2, I, II и III) и сопряженные с ними горные впадины (IV и V).

Сложные поднятия (III) представляют новую структурную форму, образовавшуюся в результате воздымания и расширения смежных простых поднятий и отмирания сопряженной с ними горной впадины. Наиболее часто встречаются сложные поднятия, состоящие из двух «разросшихся» простых поднятий (1 и 2) и отмершей высоко поднятой впадины, превратившейся во внутривпадинную (4). В хорошо развитых горных сооружениях, особенно во внутренних регионах, встречаются сложные поднятия, включающие несколько простых поднятий и сопряженных с ними мертвых внутривпадинных высоко поднятых впадин (см. рис. 1).

Процесс активного морфологического становления поднятий в рельефе привел к образованию сложных впадин, в различной степени редуцированных (V); сложные горные впадины подразделены

внутривпадинными поднятиями (7), а образовавшиеся (в результате членения единой горной впадины) более мелкие частные прогибы представляют остаточные горные впадины (V, 6). Последние могут также возникнуть при общем воздымании и сокращении простой горной впадины (IV, 6).

Процесс отмирания отрицательных структурных форм к современной эпохе получил исключительно широкое развитие, особенно во внутриматериковых горных странах. Здесь он проник даже в наиболее крупные седиментационные депрессии (рис. 3).

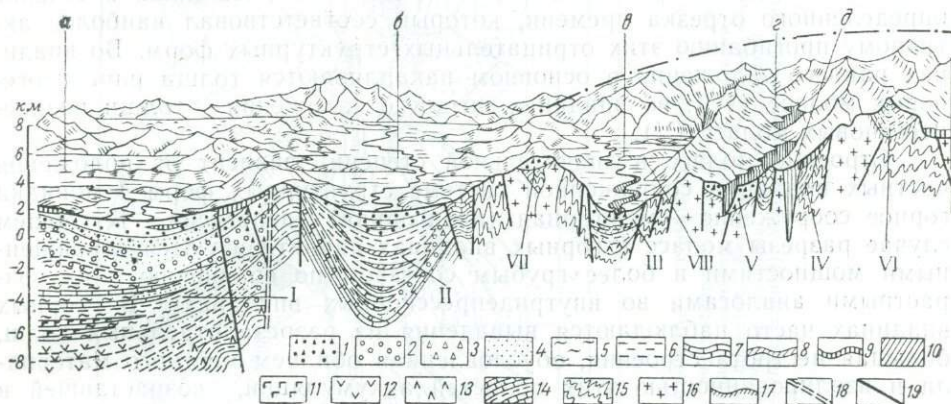


Рис. 3. Отрицательные структурные формы областей горообразования и орогенная формация континентальных моласс

Консидиментационные депрессии полного развития и абсолютного прогибания — межгорные и предгорные впадины, в различной степени редуцированные: I — слабо, II — значительно. Горные впадины: III — полного развития и абсолютного прогибания; IV и V — неполного развития, часто относительного прогибания (IV — раннего заложения и V — позднего заложения); VI и VII — внутригорные впадины мертвые с различным временем заложения (VI — раннего и VII — позднего); VIII — внутривпадинные поднятия. Долины-впадины с аккумулятивной деятельностью рек: а — значительной, б — умеренной, в — слабой, сменяющейся зарождающейся эрозией. Долины — отмирающие впадины с глубиной эрозией: г — умеренной, д — значительной. Породы орогенной формации: 1 — грубые валуны и галечники; 2 — гравий и галечники; 3 — щебень, плохо окатанный местный материал и брекчии; 4 — пески и песчаники; 5 — алевриты; 6 — глины; 7 — известняки; 8 — мергели; 9 — лёссовидные суглинки; 10 — ледниковые валунные суглинки; 11 — гипсы; 12 — соли; 13 — базальты. До орогенные дислоцированные породы: 14 — осадочные; 15 — метаморфические; 16 — магматические; 17 — долошива эоценовой формации; 18 — глубинные разломы; 19 — основные региональные разрывы

Среди межгорных и предгорных впадин выделяются формы с различной степенью редуцированности (I и II). Склоны этих впадин уже вовлечены в общее поднятие и осложнены системами частных — внутридепрессийных хребтов-поднятий. Их центральные части не везде подверглись членению положительными структурными формами. Так, например, в Ферганской депрессии этот процесс только намечается, в Куринской и Таджикской он получил значительное развитие. Все межгорные и предгорные впадины развиваются на протяжении всего этапа горообразования и поэтому представляют отрицательные формы полного развития и абсолютного прогибания. Однако и среди них некоторые, располагающиеся внутри обширных горных стран, испытали значительные преобразования в связи с процессом становления поднятий. В качестве примера сильно редуцированной межгорной впадины, испытавшей длительный и далеко зашедший процесс членения, можно привести Пранарынскую межгорную впадину, представленную в современном рельефе тремя крупными внутридепрессийными впадинами: Аксайской, Атбашинской и Нарынской, подразделенными высокими хребтами-поднятиями — отрогами горного сооружения Молдотау-Терсейского горного сооружения Тянь-Шаня. Дно этих впадин также оказалось различно поднятым, особенно в наиболее

южной Аксайской впадине, превратившейся почти полностью в область относительного прогибания.

Впадины полного и неполного развития характеризуются различным строением толщи моласс. Во впадинах полного развития и абсолютно-го прогибания накапливаются многокилометровые толщи моласс. В полных разрезах этих толщ обычно наблюдается постепенное увеличение терригенного материала в верхней части и наличие тонких иногда соленосных и гипсоносных отложений в нижней части (I). В редуцированных впадинах устанавливаются сокращенные разрезы (II). Во впадинах неполного развития молассы накапливались лишь в течение определенного отрезка времени, который соответствовал наиболее активному прогибанию этих отрицательных структурных форм. Во впадинах раннего заложения в основном накапливаются толщи раннеэоценовых моласс (IV), во впадинах позднего заложения — толщи позднеэоценовых моласс (V).

Строение моласс в значительной степени зависит от положения частных впадин в сопряженной системе структурных форм I порядка горное сооружение — межгорная (предгорная) депрессия. В общем случае разрезы моласс в горных впадинах характеризуются сокращенными мощностями и более грубым составом по сравнению с их возрастными аналогами во внутридепрессивных впадинах. В горных впадинах часто наблюдаются выпадения из разреза отдельных толщ, большая пестрота строения, обусловленная обилием местного материала и изолированностью этих областей аккумуляции, возраставшей в процессе роста и расширения поднятий. В некоторых случаях условия полной изоляции горных впадин приводили к временному накоплению тонких осадков типа озерных, гипсоносных и соленосных (например, во впадинах Киргизского Тянь-Шаня). В центре прогибов внутридепрессивных впадин, наоборот, почти весь разрез представлен тонкими молассами; он характеризуется однообразием пород и большой мощностью отложений.

В предгорных и межгорных впадинах вследствие развития поднятий равнинный рельеф значительно сократился. В течение плейстоцена здесь возникли зоны предгорий, системы гряд и низких хребтов (рис. 4). Основными структурными и орографическими элементами таких седиментационных депрессий являются склоны, сопряженные с горным сооружением (I), внутридепрессивные впадины (II) и поднятия (III).

Внутридепрессивные впадины могут быть простые и сложные, подразделенные поднятиями (II, 7). В условиях значительного сокращения и членения межгорных и предгорных впадин сохраняются только остаточные впадины (II, 1 и 2). Внутридепрессивные поднятия также подразделяются на простые и сложные: последние включают отмершие и значительно редуцированные внутригорные впадины (III, 4 и 5). Реже встречаются наложенные впадины, образовавшиеся в процессе отставания отдельных блоков или «проседания» сводов и присводовых участков складок (III, 6).

Описанные поднятия и впадины горной страны не исчерпывают всего разнообразия новейших структурных и орографических форм. Их классификация является еще не разрешенной задачей. Данная очередная попытка все же необходима для дальнейшего описания развития тектонических деформаций в рельефе и однозначного понимания различных наименований.

ЖИВЫЕ И МЕРТВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

Геоморфологический анализ позволяет разграничить орографические формы, возникшие в результате новейшего развития тектонических деформаций и образовавшиеся вследствие избирательной денудации

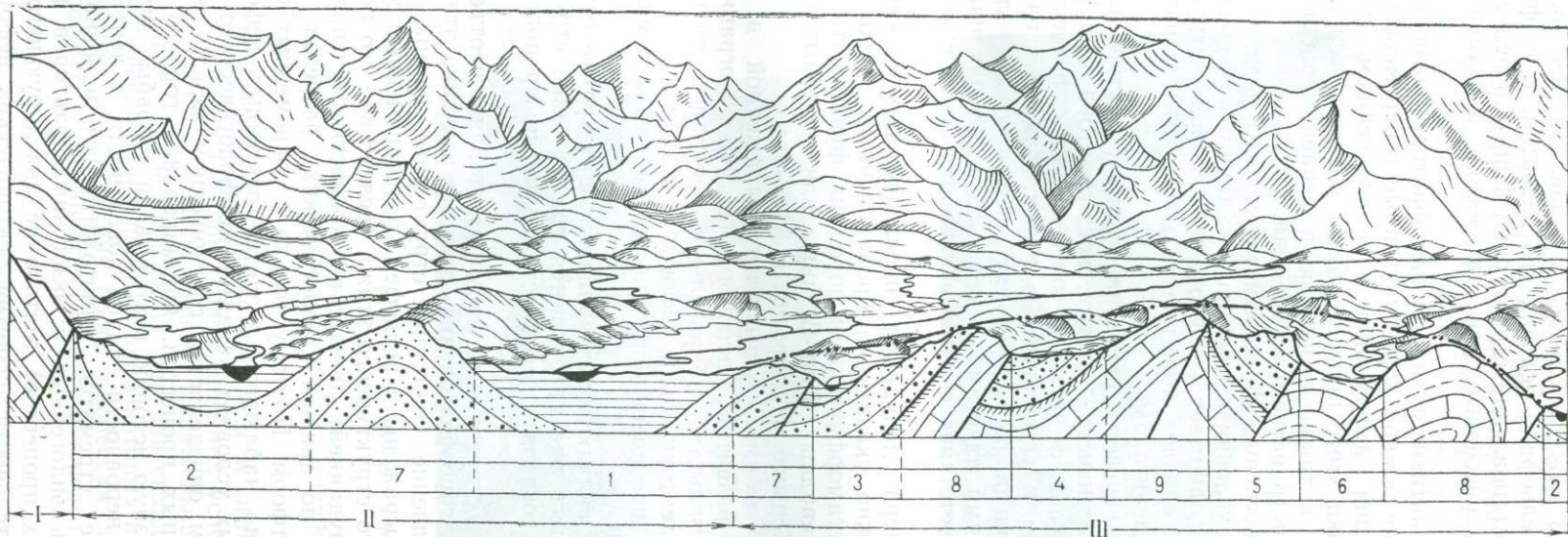


Рис. 4. Орогенные структурные формы предгорных и межгорных впадин — седиментационных депрессий
 I — склон горного сооружения; II — сложная внутридепрессивная впадина; III — сложное внутридепрессивное поднятие. Структурные формы
 высоких порядков. *Внутридепрессивные простые впадины абсолютного прогибания*, раннего заложения и полного развития, к современной эпохе
 различной степени редуцированные: 1 — слабо и 2 — умеренно, 3 — значительно, 4 — то же, что и 3, поднятая. *Внутригорные впадины относительного прогибания*,
 неполного развития: 5 — мертвая, 6 — позднего заложения, наложенная развивающаяся. *Внутридепрессивные простые поднятия*: 7 — позднего заложения,
 8 и 9 — раннего заложения, растущие в рельефе с различной скоростью (8 — умеренной, 9 — значительной). Условные обозначения см. рис. 1

пород различной плотности (под воздействием эрозии, ледниковой моделировки и т. п.). В каждом случае устанавливаются основные причины образования рельефа и условия его развития, т. е. факторы. Поэтому при изучении становления структурной формы в рельефе следует выделять факторы пассивные, или статические, и активные, или динамические.

К динамическим — активным эндогенным факторам относятся общие и частные движения земной коры, связанные с перемещением вещества при возникновении деформации и ее дальнейшем развитии. В связи с этим динамика этого процесса будет определяться главным образом направлением, а также скоростью и неравномерностью проявления движений в пространстве и во времени.

К статическим — пассивным факторам могут быть отнесены литолого-стратиграфические условия и глубина денудационного среза. Промежуточное положение занимает деформация пород — структурная форма, которая в одних случаях может быть отнесена к статическим, в других к динамическим факторам.

Если денудации подвергается неразвивавшаяся структурная форма, то она играет роль пассивного — статического фактора и в рельефе препарируются ее отдельные части в соответствии с особенностями геологического строения и устойчивостью пород. Так, при пассивном препарировании складки в рельефе будут выделяться ее элементы, сложенные бронирующими пластами — свод, крылья, периклиналь или центриклиналь в соответствии с углами падения, наклоном осевой поверхности и т. п.

В качестве примера денудации неразвивающихся «мертвых» структурных форм можно указать на бронированные своды мелких складок, сложенные метаморфическими породами фундамента в долине Зеравшана (Юго-Западный Тянь-Шань), или линейные складки, слагающие хр. Петра Первого (Памир, рис. 5, А).

Если структурная форма оказывается выраженной в рельефе вследствие активного развития (складки или блока, ограниченного разрывами), а не в результате избирательной денудации, то рельефообразующее значение тектонической деформации должно оцениваться как активное, отражающее новейший характер движений земной коры (рис. 5, Б).

Не всякий процесс складкообразования находит прямое отражение в рельефе. Поэтому здесь рассматриваются только такие структурные формы, которые могут создавать неровности земной поверхности в процессе своего развития.

Развитие в рельефе структурных форм представляет неотъемлемую часть общего процесса горообразования, поэтому изучение этого явления имеет большое значение. Орогенные структурные формы, как правило, наиболее ярко выражены в рельефе. Кратковременный характер существования верхнего структурного этажа (вследствие его последующего уничтожения денудацией) лишает возможности изучения деформаций горной страны, по данным геологических разрезов древних геосинклиналей и платформ. Поэтому только в современных областях горообразования можно наблюдать развитие орогенных деформаций.

При прочих равных условиях характер морфологического выражения структурных форм определяется соотношением между скоростью эндогенных и экзогенных процессов. Формирование горного рельефа представляет своеобразную историю непрерывной «борьбы» эндогенных факторов, создающих неровности земной поверхности, с денудацией и аккумуляцией, которые стремятся уничтожить эти неровности. Поскольку интенсивность эндогенных и экзогенных факторов различна (и выше у эндогенных процессов) отставание нивелирующего воздействия зависит от длительности развития тектонических деформаций*.

При этом большое значение имеют скорость, неравномерность и изменение знака тектонических движений.

Формы рельефа, созданные неразвивающимися и развивающимися структурными формами, существенно отличаются. В качестве примера ниже рассматриваются две складки с аналогичными элементами зале-

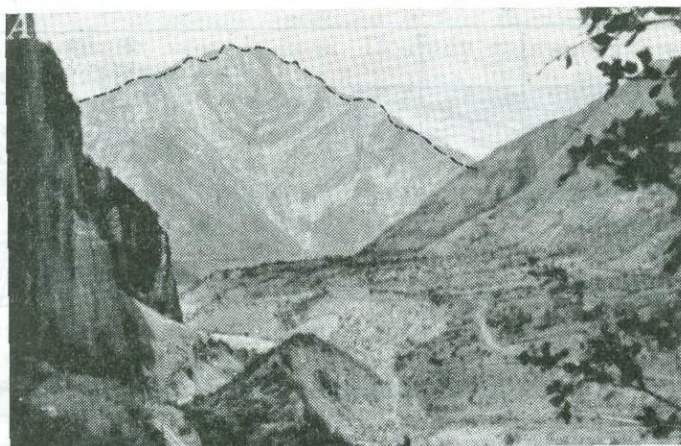


Рис. 5. Примеры различного выражения структурных форм в рельефе

А, Б — избирательное препарирование складок (А — «мертвой», неразвивающейся, синклинали, Б — «живой», развивающейся, антиклинали)

гания, глубиной денудационного среза и литологическим строением. Они располагаются в одинаковых внешних условиях (климат, экзогенные процессы и т. п.), но по-разному выражены в рельефе.

В первом случае (рис. 6, А) мертвая складка образует неровности топографической поверхности, высота которых находится в соответствии со степенью сопротивления пород процессам денудации. Структурный и литолого-стратиграфический факторы определяют только морфологию

* Вопрос о пределах интенсивности эндогенных и экзогенных процессов рассматривается в работе автора «Развитие рельефа горных стран». Изд-во «Мысль», 1970.

элементов рельефа, например: крутизну отдельных бронированных склонов, очертания в плане и т. п. Поэтому при отсутствии «индивидуальных» движений складки ($t=0$), гряды из наиболее крепких пород представляют наивысшие участки, а области выходов глинистых отложений — наиболее пониженные (Б).

Во втором случае (В) живая складка при наличии достаточно интенсивных движений ($t > D$) формирует в рельефе сводообразное

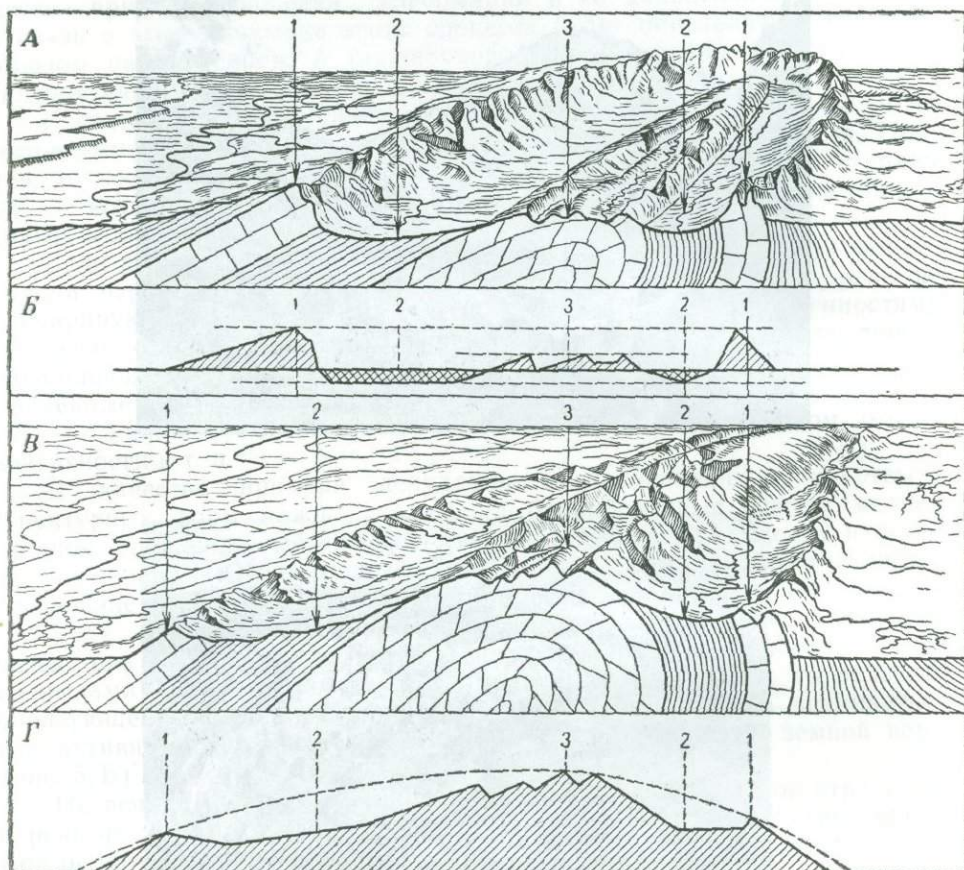


Рис. 6. Живые и мертвые структурные формы

А—Г — схемы поперечных сечений складок (А и Б — мертвая, неразвивающаяся антиклиналь, отпрепарированная в соответствии со степенью устойчивости пород процессам денудации; В и Г — живая, развивающаяся антиклиналь, морфологическое выражение которой определяется сочетанием вертикальных движений и литолого-структурных условий; А и В — блок-диаграммы; Б и Г — поперечные сечения складок), 1—3 — сопоставительные линии

поднятие. Его поверхность осложнена неровностями — грядами и межгрядовыми понижениями, которые вырабатывались в соответствии с различной устойчивостью пород, мощностью пластов и элементами залегания. Сводообразная деформация земной поверхности представляет складку со значительно большим радиусом кривизны по сравнению с деформацией пластов. Этот изгиб морфологически отражает новейшие рельефообразующие движения, несколько искаженные и смягченные процессами денудации (Г).

Отсутствие морфологического выражения данной структурной формы не всегда позволяет считать ее неразвивающейся, и наоборот — наличие прямого отражения деформации в рельефе еще не доказывает ее развития. Несмотря на существующее в природе разнообразие соотношений интенсивности эндогенных, образующих неровности, и экзо-

генных — нивелирующих процессов, можно выделить наиболее характерные.

Таким образом под живой структурной формой понимается тектоническая деформация, развивающаяся до современной эпохи, независимо от времени ее возникновения. Чем дольше и интенсивнее формируются тектонические поднятия или впадины, тем ярче они бывают выражены в рельефе. Наоборот, кратковременное и слабое развитие тектонических деформаций часто не может быть выявлено без постановки специальных исследований. Поэтому в условиях геологосъемочных работ определение современных движений и выделение современных живых и мертвых структурных форм часто оказывается (технически) непосильной задачей. Эндогенные процессы, обуславливающие (наряду с другими явлениями) рельефообразующие движения земной коры, как правило, протекают в течение больших интервалов времени с малыми скоростями. Исключения представляют лишь немногие явления типа вулканизма, землетрясений и т. п. Изучение современных движений требует применения особой методики и в данной монографии этот актуальный, но специальный, вопрос не рассматривается.

Понятие о живой и мертвой деформации является вполне конкретным. Из приведенных примеров следует, что если рассматриваются складчатые деформации, то под живой складкой (или мегаскладкой) понимается развивающийся изгиб, а под живым разрывом (или разломом) — развивающееся перемещение по поверхности сместителя. В орогенных областях встречаются сложные сочетания структурных форм различных порядков, живых и мертвых. Так, например, складка, не развивающаяся как изгиб, может быть вовлечена в поднятие или в прогибание. В этом случае складчатая деформация является мертвой и пассивно участвует в воздымании какой-то более крупной структурной формы.

Аналогичное разграничение на развивающиеся и мертвые деформации существует и для разрывов — по наличию или отсутствию смещений. Развивающаяся деформация может изменять свой характер в соответствии с механическими свойствами пород и другими факторами. Живая складка может осложняться разрывами. В отдельных случаях этот процесс приводит к полному отмиранию деформации изгиба и к возникновению новой живой структурной формы с блоковым строением и перемещением отдельных участков только по поверхности разрывов. Эти перемещения могут в различной степени наследовать направление движения и скорость. Частным случаем преобразования связанной деформации является возникновение мегаскладок с внутренним блоковым строением — пологих изгибов, объединяющих системы блоков, а также определяющих направление и скорость их движений. Но чаще такие пологие изгибы возникают самостоятельно. В иных условиях складчатая деформация после возникновения разрыва или системы разрывов может полностью отмереть, и новая живая структурная форма — система блоков — уже не будет включать элементы, унаследованные от древней отмершей складки.

В общем случае крупные сложно построенные структурные формы могут включать различные тектонические деформации — мертвые, отмирающие, развивающиеся и вновь образующиеся. Исследование этих сочетаний представляет одну из основных задач структурной геоморфологии*.

* Учитывая сложность этого вопроса, ниже рассматриваются некоторые широко распространенные признаки развития изгибов и разрывов в рельефе. Они далеко не исчерпывают существующего разнообразия, которое не может быть исследовано со всей полнотой в рамках данной монографии.

Структурные формы при различном характере общих тектонических движений

Мертвые тектонические деформации только в условиях общего поднятия могут кратковременно создавать незначительные неровности земной поверхности. Они будут зависеть лишь от сопротивления пород процессам денудации, структурных особенностей и глубины денудационного среза. Поэтому для развивающихся структурных форм частные движения (t) отсутствуют, т. е. $(\pm t) = 0$. При геоморфологическом анализе весьма важно учитывать общие движения ($\pm T$), на фоне которых развивающиеся структурные формы могут возникать в рельефе (рис. 7, А—Д). При преобладающем погружении ($T < 0$) образуется рельеф низких аккумулятивных равнин и структурные формы будут погребены под покровом молодых отложений (А).

В условиях тектонического покоя ($T = 0$) на первых порах могут существовать мезо- и микроформы, возникшие раньше при другом режиме. Но эти эфемерные неровности довольно быстро исчезают благодаря общему выравниванию; при длительном покое образуется пенепплен — предельная равнина, фиксированная корой выветривая, иногда слабо волнистая (Б).

Только при общем поднятии ($T > 0$) мертвые структурные формы могут создавать неровности рельефа (схемы В, Г и Д). Характер этих неровностей определяется сочетанием статических факторов — литологических и структурных.

В зависимости от глубины денудационного среза внешнее выражение мертвых тектонических деформаций может испытывать существенные изменения. Там, где денудацией препарируется бронированный пласт, слагающий своды антиклиналей, образуется прямой рельеф (В, 1, 2 и 3). При более глубоком срезе и аналогичном тектоническом режиме эти же складки образуют обращенные формы (Г, 2 и 3).

В условиях равномерного общего поднятия рельеф, создаваемый мертвыми структурными формами в процессе их денудации, будет зависеть только от свойств пород: плотности, трещиноватости, растворимости и т. д. — т. е. от суммы факторов, определяющих избирательный характер выветривания (В и Г). В условиях неравномерного общего поднятия морфологическое выражение структурных форм помимо свойств пород будет зависеть от положения данной деформации по отношению к общей структуре (Д, 8). В этом случае высота бронированных сводов, сложенных одной и той же породой, будет различной (Д, 1, 2 и 4).

Следовательно, мертвая — развивающаяся структурная форма может создавать неровности в рельефе лишь в условиях общего поднятия. Яркость ее выражения зависит от ряда статических факторов — литолого-стратиграфических условий, характера мертвой деформации и глубины денудационного среза.

Развивающиеся живые структурные формы могут быть выражены в рельефе только при преобладании скорости вертикальной составляющей тектонических движений ($\pm t$) над нивелирующим действием экзогенных процессов денудации (d) и аккумуляции (a). Помимо этих условий большое значение имеет общий характер движений ($\pm T$), особенно при несовпадении знаков общих и частных вертикальных перемещений (T и t), например, при развитии частного поднятия (t) в области общего погружения ($-T$). Поэтому необходимо различать условия, при которых развивающиеся структурные формы остаются невыраженными в рельефе, и условия морфологического становления тектонических деформаций.

Можно указать на следующие широко распространенные случаи отсутствия морфологического выражения живых структурных форм. Они отвечают условиям динамического равновесия и полной компенсации между эндогенными и экзогенными процессами ($\pm t$) = (a , d) при любых значениях общих движений ($\pm T$). В этих условиях можно выделить три типичных обстановки (рис. 8, А, Б и В). Характер экзо-

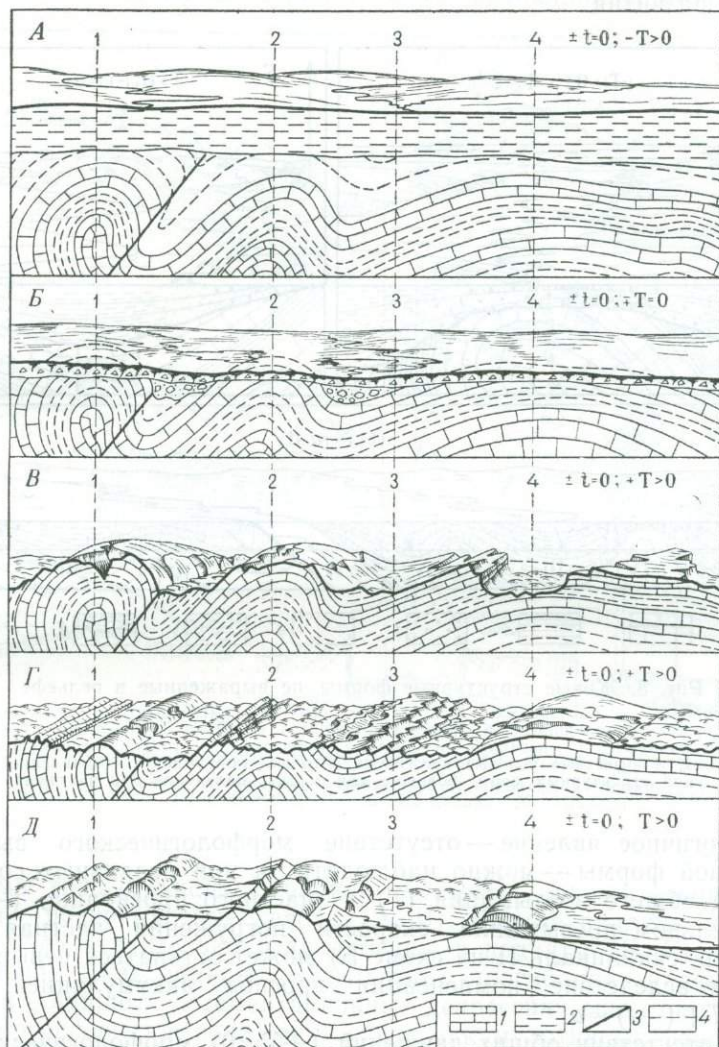


Рис. 7. Неразвивающиеся мертвые структурные формы и их выражение в условиях: А — общего равномерного погружения, Б — длительного покоя, В, Г и Д — общего поднятия (В и Г — равномерного, Д — неравномерного, при различной глубине денудационного среза)

1 — устойчивые породы; 2 — неустойчивые породы; 3 — разрывы; 4 — сопоставительные линии (1—4), объединяющие аналогичные деформации

генных процессов в районе развития частного поднятия (t) в области общего погружения ($-T$) вследствие неравномерности вертикальных движений может существенно изменяться (А). При скоростях роста частного поднятия (t), превышающего общее погружение, зарождающаяся возвышенность уничтожается процессами денудации, т. е. в усло-

виях $(-T)+t=d$. Снижение скорости воздымания положительной структурной формы (например, антиклинали I на схеме А) до значений, меньших по сравнению с общим погружением, приводит к смене денудации аккумуляцией, т.е. для условий $(-T)+t=a$. В первом случае рост складки протекает конденудационно, во втором — конседиментационно, влияя лишь на мощности и характер отложений в районе ее развития.

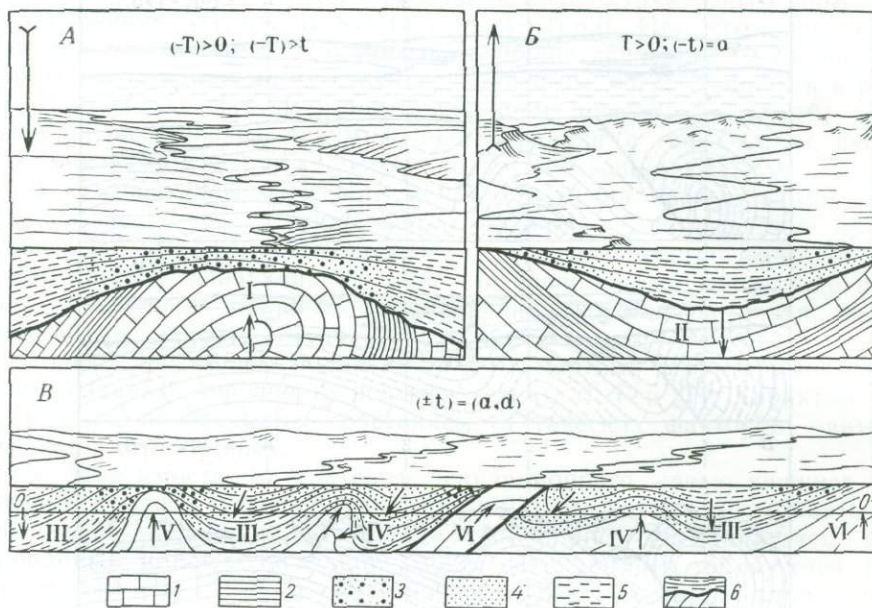


Рис. 8. Живые структурные формы, не выраженные в рельефе
 1—2 — породы, отложившиеся до складчатости (1 — карбонатные, 2 — глинистые);
 3—5 — породы, накопившиеся в процессе новейшего развития деформаций (3 — грубые
 песчано-гравийные, 4 — песчаные и песчано-глинистые, 5 — тонкие, преимущественно
 глинистые); 6 — местные угловые несогласия. Стрелки показывают направление движе-
 ний структурных форм: большие для общих, маленькие для частных

Аналогичное явление — отсутствие морфологического выражения структурной формы — можно наблюдать и при различных сочетаниях скоростей общего воздымания (T) и частного прогибания ($-t$). При незначительном превышении скорости погружения частная впадина (например, синклиналь II на схеме Б) может оставаться невыраженной в рельефе вследствие компенсации прогиба аккумуляцией, т.е. для условий $T+(-t)=a$.

При отсутствии общих движений ($\pm T=0$) морфологическое выражение частных структурных форм зависит от соотношения скорости частных тектонических движений, т.е. t и $(-t)$, и интенсивности нивелирующих экзогенных процессов (a, d). В условиях полной компенсации скорость поднятий и погружений будет определять характер экзогенных нивелирующих процессов (например, погребение складок IV и V на схеме В, рис. 8). Развитие синклиналей (III) обусловит усиление процессов аккумуляции и при наличии вблизи источников сноса — впадины заполняется местным обломочным материалом ($-t)=a$. Различная скорость поднятий (VI) будет вызывать активизацию процессов сноса при сохранении равенства $t=d$. Осложнение синклиналей конседиментационно растущими антиклиналями приведет к сокращению области седиментации (IV и V). Но во всех случаях (в данных условиях) живые структурные формы остаются не выраженными в рельефе в процессе своего развития.

В областях горообразования характерны скорости роста структурных форм, значительно превышающие нивелирующее воздействие экзогенных процессов (рис. 9). Для внутриматериковых горных стран в современную эпоху почти повсеместно устанавливается значительное преобладание поднятий над сопряженными впадинами. Поэтому в областях общего воздымания положительные структурные формы выражены значительно лучше отрицательных; антиклинали, мегантиклинали

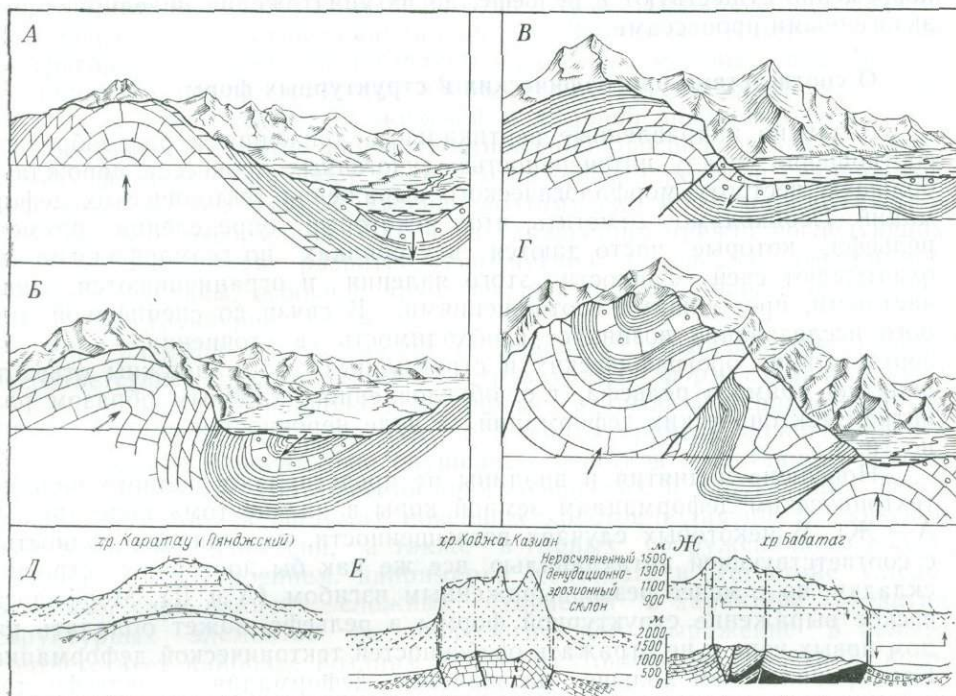


Рис. 9. Живые структурные формы, выраженные в рельефе
 А—Г — схемы; Д, Е, Ж — поперечные сечения хребтов-поднятий в Таджикской депрессии
 (Д — Каратау, Е — Ходжа-Казиян, Ж — Бабатаг)

и системы воздымающихся блоков образуют положительные формы рельефа — равновысотные хребты (А, В). Горные впадины в большинстве случаев значительно редуцированы и подняты (В, Г). Многие из них отмерли, как области абсолютного прогиба и аккумуляции. Только в обширных седиментационных депрессиях еще отчетливо выражены орографические понижения в виде аккумулятивных равнин (А, Б). Но и эти крупные отрицательные структурные формы испытали сокращение и членение на ряд частных впадин внутридепрессионными поднятиями — гдьядами и хребтами.

Большие затруднения возникают при исследовании развития в рельефе живых структурных форм, испытывающих слабые движения. В данной обстановке сильно возрастает рельефообразующее значение литологических условий. При чередовании устойчивых и неустойчивых пород здесь может возникать прямой, обращенный и нейтральный рельеф при одной и той же интенсивности тектонических движений и прочих равных условиях (климат, генетический тип экзогенных процессов и т. п.). Определению характера развития структурной формы помогает изучение ряда косвенных признаков, в частности локальных изменений характера линейного расчленения земной поверхности, а также других явлений.

Вследствие непрерывного нивелирующего воздействия денудации и аккумуляции, длительное существование в рельефе тектонической структуры (и тем более ее отдельных элементов) может быть обеспечено лишь при условии непрерывного восстановления неровностей тектоническими движениями. При благоприятных условиях (структурных, литологических и др.), но при отсутствии вертикальных перемещений земной коры складки и блоки, ограниченные разрывами, лишь кратковременно существуют в рельефе, до их уничтожения нивелирующими экзогенными процессами.

О соответствии орографических и структурных форм

Различно направленные вертикальные движения и разнообразные соотношения между интенсивностью эндогенных процессов порождают большую пестроту морфологического выражения тектонических деформаций. Необходимо отметить, что некоторые определения прямого рельефа, которые часто даются в учебниках по геоморфологии, не охватывают всей сущности этого явления и ограничиваются лишь частными, простейшими соотношениями. В связи со спецификой данного исследования возникает необходимость в уточнении — какие же соответствия орографических и структурных форм должны отвечать понятию прямого рельефа, т. е. обусловленного главным образом развитием тектонических деформаций в виде неровностей земной поверхности.

Новейшие поднятия и впадины не представляют полного подобия тектоническим деформациям земной коры в их «чистом» виде (рис. 9, А — Ж). В некоторых случаях возвышенности, не совпадая полностью с соответствующей антиклиналью, все же как бы повторяют строение складки, но с менее резко выраженным изгибом (А и Д). Морфологическое выражение структурной формы в рельефе может обладать рядом новых черт и не отражать особенностей тектонической деформации. Как правило, чем дольше развивается деформация в рельефе, тем меньше сохраняется это подобие.

Одной из основных причин, порождающих несоответствия современной орографической формы первичной (породившей ее) структурной форме, является возникновение и развитие наклона осевой поверхности складки и ее асимметрия. Последняя очень часто образуется в процессе воздымания или прогибания складчатых деформаций. Становление в рельефе синклиналей и синклинориев, антиклиналей и антиклинориев с наклонной осевой поверхностью представляет столь широко распространенное явление в современных горных странах, что трудно указать районы, где преобладали бы прямые складчатые деформации (Б).

Осложнение процесса складкообразования разрывами может нарушить прямого соответствия между орографической и структурной формой. Это бывает в тех случаях, когда воздымание антиклинальной складки сопровождается образованием разрывов типа сбросов или взбросов (Е). При осложнении складки разрывом в процессе дальнейшего развития асимметрии часто возникают деформации типа крутопадающих надвигов. В этом случае резко возрастает несоответствие между осью складки и водоразделом хребта в связи с дальнейшим воздыманием по поверхности разрыва поднятого крыла (В). Такой тип геоморфологического выражения складчатых структур в рельефе горных стран широко распространен. В качестве примера можно указать на зоны передовых поднятий хребтов-антиклиналей в различных горных странах — в Копетдаге и Дагестане, на северных склонах Таджикской депрессии, в пределах горного обрамления Ферганской и Куринской межгорных впадин и во многих других регионах.

Довольно часто встречаются еще более значительные отклонения от первоначального характера развития. В условиях расширения поднятий и отмирания впадин синклиналиные складки часто осложняются разрывами; отдельные блоки начинают испытывать новейшие неравномерные перемещения, иногда значительные воздымания — выжимание отдельных блоков (Г). В горных странах часто встречаются синклиналиные складки, воздымающиеся по ограничивающим их разрывам. Они образуют в рельефе хребты и гряды, например, хребет-синклиналь Сафет-Чанор в системе возвышенностей Сурхку Таджикской депрессии или Язгулемский хребет-синклиналь на Западном Памире. Многие внутригорные впадины представляют фрагменты мертвых синклиналей, входящих в зоны внутридепресссионных поднятий [например, в Кафирниганскую зону складок Таджикской межгорной впадины (Ж)].

Все вышеописанные случаи соотношений орографических и структурных форм представляют прямое отражение в рельефе современной тектонической деформации. Именно поэтому они могут не соответствовать древней деформации. Одной из главнейших причин последующих изменений является развитие асимметрии и переход деформаций изгиба в разрывы, особенно ярко выраженный в процессе отмирания отдельных структурных форм.

Для разрывных деформаций (в районах с глыбовой тектоникой) несоответствие орографических и структурных форм в значительной степени зависит от наклона поверхности разрыва и неравномерности движений отдельных блоков. Это с течением времени может привести к образованию относительно опущенных участков — отстающих в движении. Подобные соотношения орографических и структурных форм широко известны в системах новейших хребтов-поднятий Таджикской и Ферганской депрессий, а также в горных сооружениях со сводово-складчатым строением, например в Копетдаге и Дагестане. Следовательно, при наличии сложных изменений в характере развития структурных элементов их морфологическое выражение в рельефе соответствует наиболее поздним этапам тектонических движений, которые далеко не всегда сходны с первоначальными.

Обращенный рельеф образуют, как правило, мертвые структурные формы или испытывающие весьма слабые вертикальные движения. Так, например, в Западном Копетдаге (на погружении горного сооружения) встречаются возвышенности-синклинали, образовавшиеся в результате препарирования, бронирующих пластов (горы Ишак-Майдан, Уйли и др.). Иногда отрицательные элементы возникают на своде растущей складки благодаря избирательному характеру эрозии и разработке трещиноватых пород в области растяжения и изгиба.

Основные рельефообразующие факторы

При исследовании любого явления возникает необходимость определения причины движущей силы совершающегося процесса, важнейших условий его развития, т.е. основных факторов. При становлении структурных форм в рельефе могут быть выделены основные рельефообразующие факторы, которые по своему характеру могут быть подразделены на статические и динамические.

СТАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

В результате изучения основных рельефообразующих факторов могут быть получены новые данные о тектонических движениях (к сожалению, часто при составлении геоморфологических карт горных стран они не используются). Морфологическое выражение структурных форм в областях горообразования определяется сложным сочетанием статических и динамических факторов. Их разделение при полевых исследованиях являлось бы искусственным. Ниже, в целях более полной характеристики, отдельно рассматриваются некоторые широко распространенные статические факторы: глубина денудационного среза, мертвая структура и литолого-стратиграфические условия.

Глубина денудационного среза

При одном и том же тектоническом режиме морфологические разновидности эрозионно-денудационного рельефа часто определяются только глубиной денудационного среза (рис. 10). В соответствии со структурно-литологическими условиями в общем случае выделяются денудационные срезы трех типов: 1) в области преобладающего развития недислоцированных четвертичных отложений (А, А¹), в 2) в дислоцированных осадочных породах (Б, Б¹) и 3) в породах фундамента (В, В¹). В орогенных областях эти типы денудационных срезов объединяются постепенными переходами. В пределах каждого типа рельеф может различаться в зависимости от структурных условий и общей интенсивности расчленения. Так, например, эрозионно-денудационный рельеф, сформировавшийся в породах чехла с горизонтальным (или слабонаклонным) залеганием пород, будет значительно отличаться от рельефа района развития складчатых структурных форм при одинаковых или близких литологических условиях (АА¹ и ББ¹). В горных странах эти типы рельефа располагаются закономерно в соответствии с глубиной денудационного среза структурных форм (рис. 11, А и Б).

Рельеф областей с повсеместным развитием фундамента характерен для высоких и средневысотных эпиплатформенных горных сооружений (Витимо-Патомское нагорье, горная система Станового поднятия, Восточные Саяны, Тянь-Шань, Северный Памир и др.). Для эпигеосинклинальных горных сооружений в меньшей степени свойствен глубокий денудационный срез. Последний встречается преимущественно в центральной части общего поднятия и на ограниченной территории (Кавказ). Устойчивость метаморфических и магматических пород

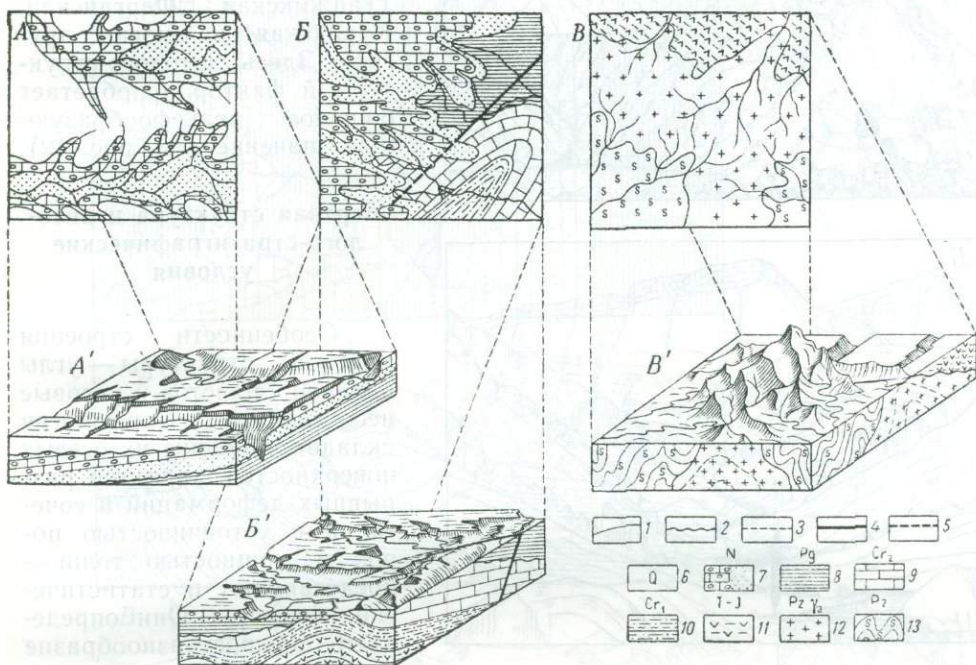


Рис. 10. Изменение строения рельефа при различной глубине денудационного среза в условиях преобладающего развития пород (осадочных, различно дислоцированных отложений):

А — горизонтально и моноклинально залегающих, Б — складчатых, В — пород фундамента сложно дислоцированных

1 — граница толщ; 2 — граница с размывом и угловым несогласием; 3 — сопоставительные линии; 4—5 — разрывы (4 — установленные, 5 — предполагаемые); 6 — четвертичные отложения; 7—11 — породы чехла (7 — конгломераты и песчаники, 8 — глины, 9 — известняки, 10 — песчано-глинистые отложения, 11 — гипсоносные глины); 12—13 — породы фундамента (12 — интрузивные, 13 — метаморфические). А', Б', В' — блок-диаграммы

способствует развитию крутосклонных долин и островершинных гребней водораздельных хребтов. (А). Здесь часто встречается однообразный «рисунок» мезоформ, обусловленный препарированием пород по трещинам отдельностей, типичных для данного комплекса пород. Так, например, в районах распространения гнейсов или гранитов преобладает повторяющийся сложный «узор» пикообразных вершин, зубчатых гряд или башнеобразных массивов на водоразделах хребтов и склонах ущелий (А).

Рельеф с «промежуточным» типом денудационного среза характерен для регионов с различным сочетанием выходов пород фундамента и осадочных толщ. Такие денудационные срезы встречаются во внутренних районах высоких эпигеосинклинальных горных сооружений (Динариды, Карпаты, Альпы), а также на окраине эпиплатформенных горных сооружений. Здесь горные долины и склоны хребтов обладают двучленным строением; в верхней части они сложены нормальными

осадочными слоистыми толщами, а в нижней — метаморфическими и магматическими комплексами. Детали строения склонов определяются неоднородностью пород и характером трещин отдельностей.

Рельеф областей развития дислоцированных осадочных пород распространен преимущественно в эпигеосинклинальных горных странах (Копетдаг, Крым), а также на склонах предгорных и межгорных впадин (Таджикская, Ферганская, Куринская и многие другие). Здесь литолого-структурный фактор приобретает большое рельефообразующее значение (см. рис. 12).

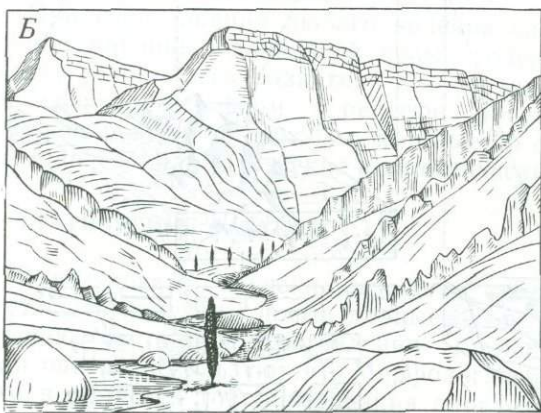


Рис. 11. Морфология хребтов-поднятий и долин-впадин в условиях:

- 1 — высоко поднятого фундамента (Западный Памир),
 2 — повсеместного развития пород чехла (Юго-Западный Тянь-Шань)

Мертвая структура и литолого-стратиграфические условия

Особенности строения мертвой структуры — углы падения пластов, угловые несогласия, морфология складок, наклоны их осевых поверхностей, характер разрывных деформаций в сочетании с устойчивостью пород и мощностью толщ — представляют и статистические факторы. Они определяют большое разнообразие форм рельефа при одних и тех же движениях (т. е. при неизменяющихся динамических факторах). Ниже рассматриваются главнейшие и наиболее широко-

распространенные из статических рельефообразующих факторов.

Угол падения. В областях распространения осадочных пород падение слоев определяет образование основных денудационных форм: плато, куэст и гряд, вогнутых плато и сводов (характерных для складчатых деформаций). Они возникают в процессе избирательного препаирования поверхностей различно наклоненных бронирующих пластов (рис. 12). Пласты, стоящие на головах и крутопадающие, создают сравнительно небольшие формы рельефа (А, Б, 1). Грядовый рельеф формируется в интервале от 60° до 12° , с сокращением поверхностей при увеличении угла падения (А, Б, 2). Наиболее крупные формы — плато и куэсты — образуются при малых углах падения от 0° до 12° (А и Б, 3 и 4).

Плато ($0-2^\circ$) характерны для платформенных областей. В межгорных и предгорных впадинах создаются неблагоприятные литологические условия в связи с накоплением мощных толщ моласс и ограниченным распространением бронирующих пластов в областях горизонтального залегания молодых рыхлых или слабо сцементированных отложений. Только толщи кайнозойских конгломератов иногда создают небольшие бронированные поверхности. В низких предгорьях или на пологих склонах внутридепрессионных антиклиналей-возвышенностей

чаще встречаются отпрепарированные денудацией слабонаклонные пласты, которые образуют переходные формы от плато к куэстовому рельефу (А и Б, 4 и 5).

Куэсты (до $10-12^\circ$) тяготеют к периферии горных сооружений и к сопредельным регионам межгорных и предгорных впадин. Благоприятным структурным фактором, который способствует развитию куэст, является асимметрия общего поднятия — горного сооружения. В этом

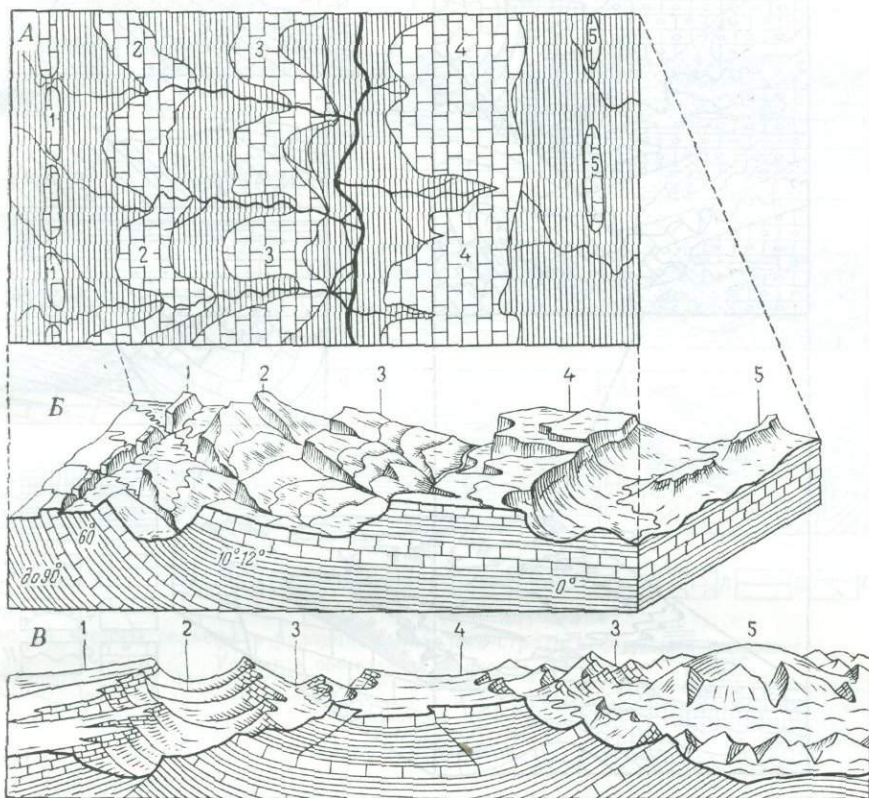


Рис. 12. Зависимость форм рельефа от угла падения пород

А — план; Б — блок-диаграмма; В — зарисовка (плато, куэсты, гряды, бронированные своды и прогибы)

случае на его пологом склоне при соответствующих литологических условиях формируются куэсты. Примером развития куэст на пологих склонах общих поднятий является рельеф северных склонов горных сооружений Крыма и Кавказа, а также областей погружения горных сооружений (В, 1).

Гряды генетически связаны со складчатыми структурами горной страны. Они возникают везде, где денудации подвергаются антиклинали и синклинали. Грядовый рельеф приурочен к крыльям, в строении которых распространены пласты устойчивых пород, способные создавать бронирующие поверхности (В, 3). Наиболее типичный комплекс форм развивается в процессе денудации складок промежуточного типа и тяготеющих к брахиформам; менее четко выражены в рельефе линейные складки. Грядовый рельеф является одним из наиболее характерных в горных сооружениях со сводово-складчатым строением и широко распространен на погружении фундамента многих эпиплатформенных горных стран, а также в пределах их сопряженных склонов

с предгорными и межгорными впадинами (Куринской, Таджикской, Ферганской и др.).

В области общего воздымания и денудации систем мертвых складок грядовый рельеф располагается концентрически относительно центральной части складки (В, 3, 4 и 5).

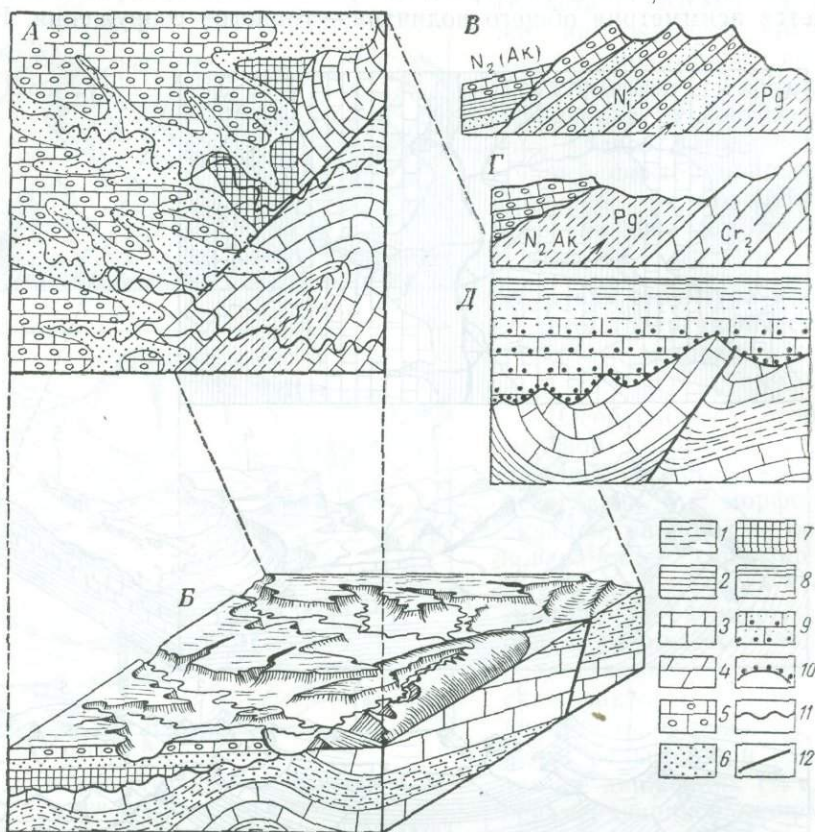


Рис. 13. Рельеф различно дислоцированных пород при вскрытии углового несогласия в процессе денудации

А — план; Б — блок-диаграмма; В и Г — разрезы угловых несогласий, отпрепарированных в процессе воздымания (Копетдаг), Д — разрез погребенного углового несогласия (по А. А. Богданову). 1 — глинны; 2 — глинистые сланцы; 3 — известняки; 4 — мергели; 5 — конгломераты; 6 — пески; 7 — переслаивание глины и песков; 8 — постепенный переход от базальной толщи к глинистой; 9 — базальная гравийно-песчаная толща; 10 — базальный горизонт размыва; 11 — угловые несогласия; 12 — разрывы

Если крылья антиклинали (или синклинали) постепенно выполаживаются, то за грядами располагается зона куэстового рельефа (В, 1). Межгрядовые и межкуэстовые понижения представляют обширные асимметричные долины, частично занятые реками современной гидрографической сети (В, 2).

Вогнутые плато и своды (В, 4 и 5) образуются, если в центральной части складки выходят устойчивые «твердые» породы. Синклинали образуют слабо вогнутые плато (В, 4) или своды — центральные возвышенности, окруженные грядами (В, 5).

Бронированное ядро мертвой антиклинали далеко не всегда соответствует наиболее высокой орографической форме, так как высота отдельных элементов мертвых складок полностью определяется устойчивостью пород.

Угловое несогласие. Так же, как и многие другие статические факторы, это явление может быть выражено в рельефе только в условиях общего поднятия и избирательного препарирования структурных форм (рис. 13). В условиях воздымания и селективной денудации угловое несогласие часто представляет границу между типами рельефа различного морфологического облика (А и Б). В горных странах Средней Азии, преимущественно в области предгорий встречаются резкие пере-

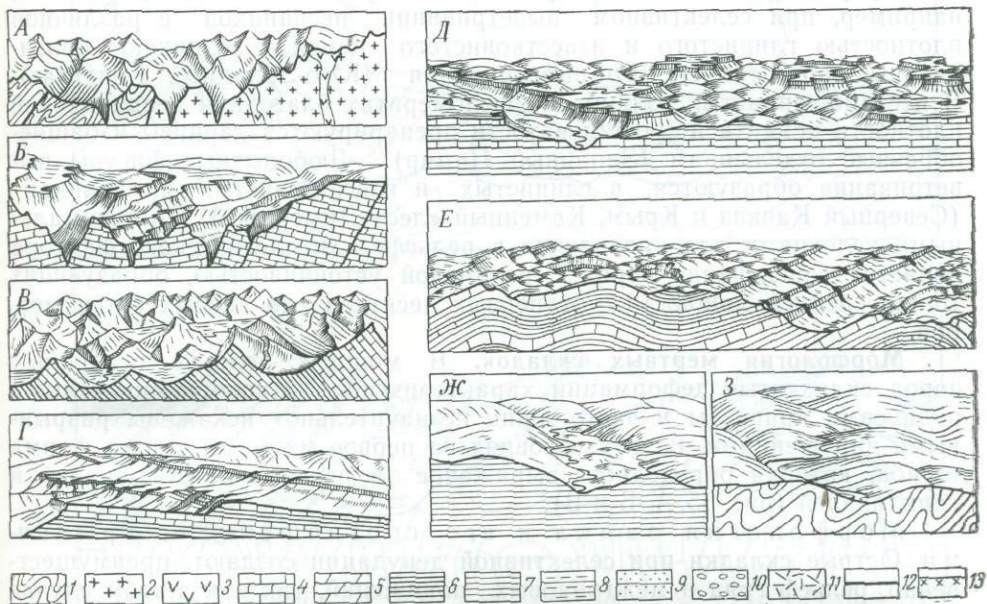


Рис. 14. Формы рельефа в различных литолого-стратиграфических условиях

Условные обозначения к рис. 14, 17

1—3 — устойчивые породы фундамента (1 — метаморфические, 2 и 3 — магматические: 2 — интрузивные, 3 — эффузивные); 4—10 — осадочные породы (4 и 5 — устойчивые, бронирующие (4 — доломиты и известняки, 5 — мергели); 6—8 — неустойчивые (6 — алевролиты, 7 — глины, 8 — песчано-глинистые отложения — флишоидные); 9—10 — молассы (9 — тонкие, 10 — грубые); 11 — осадочные породы, неподразделенные; 12 — разрывы; 13 — шарьяжи

ходы от куэст к грядовому рельефу, обусловленные угловым несогласием. К современной эпохе эти участки были подняты и расчленены в процессе роста хребтов-антиклиналей, а пласты различно дислоцированных бронирующих пород — отпрепарированы (В и Г). В условиях погружения (Д) и при последующем общем выравнивании угловые несогласия не влияют на рельеф.

Устойчивость пород и мощность толщ. Чередование «мягких» и «твердых» пород при их денудации влияет на характер рельефа. Бронирующий пласт играет роль своеобразного «проявителя», благодаря которому мертвая структура кратковременно «возрождается», чтобы исчезнуть и вновь появиться в соответствии с глубиной денудационного среза. Сочетание различной устойчивости пород и мощности пластов позволяет выделить характерные соотношения (рис. 14).

Горные сооружения с широким выходом на поверхность пород с примерно равной и значительной устойчивостью образуют крутые монотонные склоны (А и Б).

При чередовании пластов устойчивых и неустойчивых пород значительной и равноценной мощности, в рельефе препарируются бронированные поверхности. В зависимости от угла падения, здесь могут образоваться гряды (В), куэсты (Г) или плато (Д). В складчатых областях возникает сочетание фрагментов бронированных сводов, гряд и межрядовых понижений (Е).

Для районов с преобладанием толщ неустойчивых пород характерен аструктурный нейтральный рельеф одновозрастных округлых холмов, гряд и межгрядовых долин, дробно расчлененных временными потоками (З и Ж).

Неодинаковая плотность пород различного литологического состава может привести к образованию весьма оригинальных форм мезо- и микрорельефа, особенно в условиях полупустынного климата. Так, например, при селективном выветривании песчаников с различной плотностью глинистого и известковистого цемента возникают оригинальные формы ячеистого выветривания (Юго-Западный Копетдаг). В песчано-глинистых толщах и конгломератах благодаря неодинаковой плотности цемента и трещиноватости препарируются карнизы и башнеобразные отдельности (Западный Памир). Любопытные фигуры выветривания образуются в глинистых и известковистых песчаниках (Северный Кавказ и Крым, Каменный «лес» Димерджи). Но оптимальными условиями для проявления в рельефе литологического фактора является чередование пород с различной устойчивостью, образующих толщи средней мощности — от первых десятков до первых сотен метров.

Морфология мертвых складок. В мощных толщах осадочных пород складчатые деформации характеризуются относительно малыми радиусами кривизны и часто лишь незначительно искажены разрывными нарушениями. В этих условиях на первое место выступает форма изгиба, которая определяет выражение в рельефе антиклиналей и синклиналей (рис. 15, А, Б и В).

Морфология замка и его соотношение с крыльями. Острые складки при селективной денудации создают, преимущественно, рельеф гряд и межгрядовых понижений, так как в этом случае своды антиклиналей и замки синклиналей легко разрушаются (А, 1 и 2).

Открытые складки с округлым замком значительно лучше выражены. При благоприятных литологических условиях своды таких антиклиналей создают в рельефе обширные валообразные возвышенности, а замки синклиналей — своеобразные «столовые горы» или вогнутые плато (А, 3 и 4). Если крылья складок резко расходятся от замка в стороны, вместо грядового рельефа могут возникнуть системы небольших куэст, разделенных долинообразными понижениями. Препарирование пологих крыльев складок сравнительно редко встречается — преимущественно при денудации брахиформ в начале развития складчатой деформации.

Изоклиальные складки даже при благоприятных литологических условиях обычно создают рельеф лишь небольших гряд и межгрядовых понижений (Б, 1 и 2). Благодаря параллельности крыльев выразительность гряд возрастает для наклонных и лежащих изоклиальных складок по сравнению с прямыми. В этом случае характерной чертой грядового рельефа является его асимметрия и чередование повторяющихся наклонов бронированных поверхностей.

Веерообразные складки в процессе денудации создают разнообразный рельеф, который сочетает элементы, образующиеся при препарировании изоклиальных складок с обширным ядром. Если свод антиклинали сложен неустойчивыми породами, то здесь образуется понижение, обрамленное грядами (Б, 3 и 4). При наличии бронированного свода складки могут создавать значительные валообразные возвышенности и присводовые гряды на крыльях, непосредственно прилежащих к замкам (Б, 5). Ядра веерообразных синклиналей плохо выражены (Б, 4) и их крылья создают рельеф небольших крутосклонных гряд.

Сундучные или коробчатые складки (антиклинали) в соответствии с особенностями морфологии (пологий замок и крутые крылья)

могут создавать крупные валлообразные возвышенности или пологовыпуклые плато (В, 1 и 3). Замки синклиналей обычно хуже выражены (В, 2); только в редких случаях они создают рельеф небольших слабо вогнутых плато при препарировании слоя, бронирующего замок сундучной синклинали.

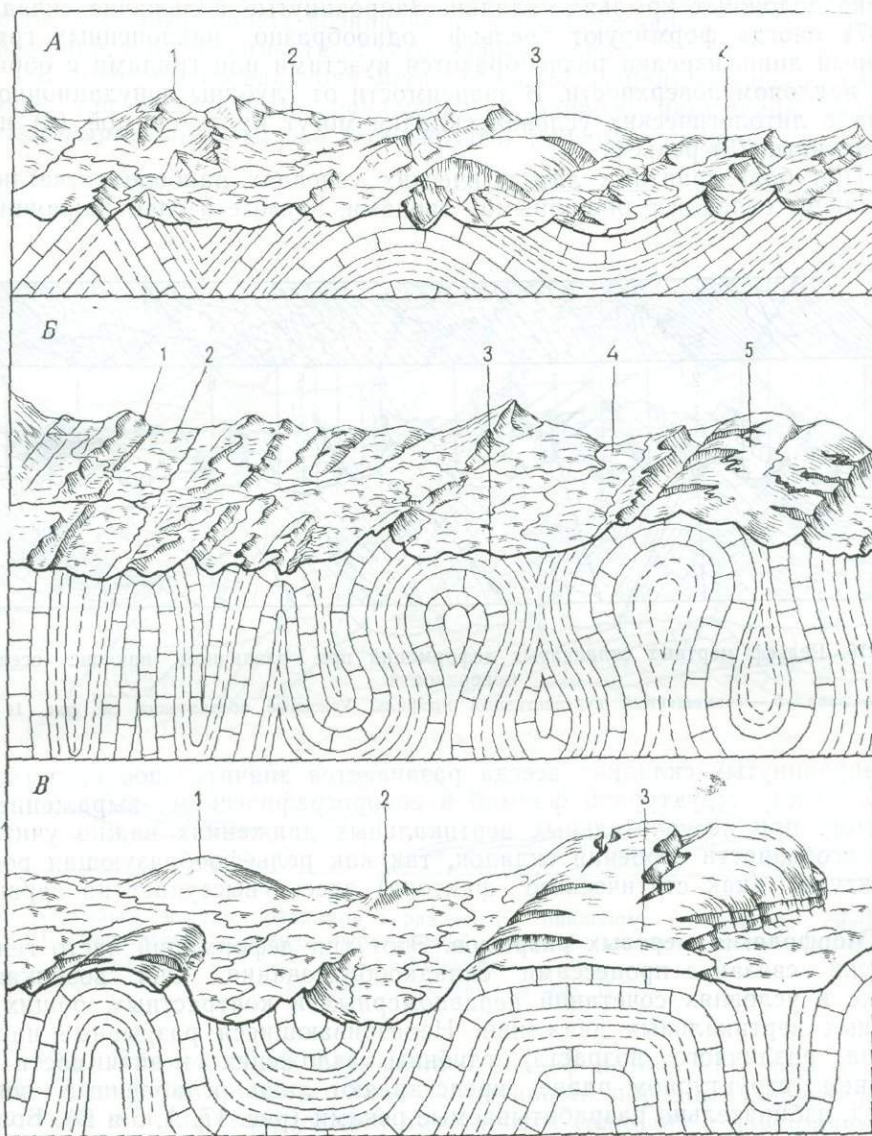


Рис. 15. Рельеф мертвых складчатых деформаций при различном строении свода и крыльев складки (А, Б и В)

Таким образом, основными формами рельефа, который образуется в процессе денудации мертвых складок, являются их бронированные элементы: своды — возвышенности или их части — слабо вогнутые и выпуклые плато, а также крылья — системы бронированных гряд, разделенных межгрядовыми понижениями.

Наклон осевой поверхности. В зависимости от наклона осевой поверхности складчатые деформации могут образовывать в рельефе симметричные и асимметричные своды и моноклинали (рис. 16).

В условиях селективной денудации и препарирования наиболее четко выражены прямые и наклонные складки (1, 2 и 3). При благоприятных литологических условиях они образуют в рельефе куэсты или гряды — в зависимости от угла падения на крыльях. Характерной чертой такого рельефа являются не повторяющиеся наклоны поверхностей гряд на противоположных крыльях складки. Запрокинутые и лежащие складки (4—7) иногда формируют рельеф однообразно наклоненных гряд, который лишь изредка разнообразится куэстами или грядами с обратным наклоном поверхности. В зависимости от глубины денудационного среза и литологических условий складки могут иметь прямой (2) или обращенный (3) рельеф.

При благоприятных литологических условиях наиболее отчетливо выражены складки с обширными сводами, прямые и слабонаклонные.

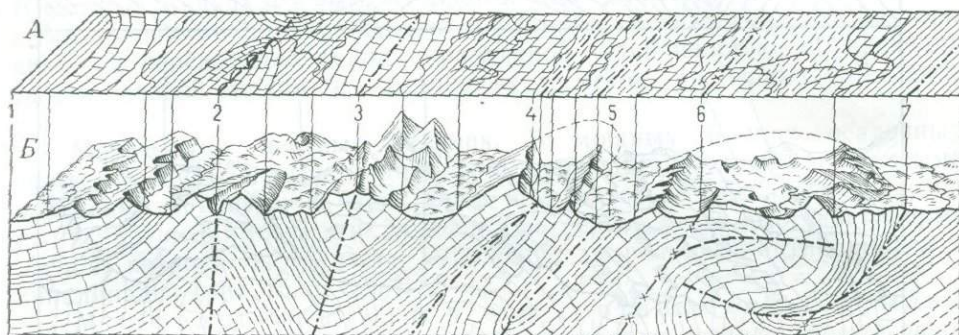


Рис. 16. Рельеф мертвых складчатых деформаций при различном наклоне осевой поверхности

А — план, Б — совмещенный перспективный профиль. Условные обозначения см. рис. 14

В запрокинутых складках всегда развивается значительное несоответствие между структурной формой и ее орографическим выражением. Поэтому при незначительных вертикальных движениях важно учитывать особенности строения складок, так как рельефообразующая роль структуры (как статического фактора) здесь выступает на первый план.

Морфология мертвых разрывов. Этот тип деформаций часто генетически связан с процессами складкообразования. Они возникают также в условиях сочетаний неравномерных и контрастных, общих и частных вертикальных движений. Неразвивающиеся разрывные нарушения различного возраста, глубины заложения и значимости в древнем структурном плане представляют лишь ослабленные зоны пород, избирательно разрабатываемые реками (рис. 17, А, б и в). Большое значение в морфологическом выражении этих ослабленных зон имеют литологические и структурные условия.

Мертвый сброс в условиях общего поднятия и в породах с различной устойчивостью может получить отчетливое выражение с рельефе. Если сброшенное крыло сложено неустойчивыми породами, образуется прямой рельеф (А, 1). Обращенный рельеф возникает в условиях выхода на поверхность устойчивых пород в пределах сброшенного крыла (А, 2).

Аналогичная зависимость положения крыльев от устойчивости пород наблюдается и на участках мертвых взбросов. В районе мертвого взброса в однородных породах развивается общее понижение. В неустойчивых породах к этим ослабленным зонам обычно приурочены реки, которые разрабатывают обширную долину (А, 3). Если эти нару-

шения разрывают крыло, сложенное устойчивыми породами, то часто разрыв выделяется в рельефе в виде узкого межгрядового понижения приразломовой долины (А, 4). Таким образом, в условиях мертвых разрывов типа сбросов и взбросов в рельефе по поверхности сместителя избирательно разрабатываются ослабленные, трещиноватые участки пород, а возвышенность возникает не в соответствии со знаком древних движений, а в зависимости от устойчивости пород.

В зонах крутопадающих мертвых надвигов приуроченность хребта, гряды или межгрядового понижения к данному нарушению является четко выраженной только при крутом падении поверхности разрыва

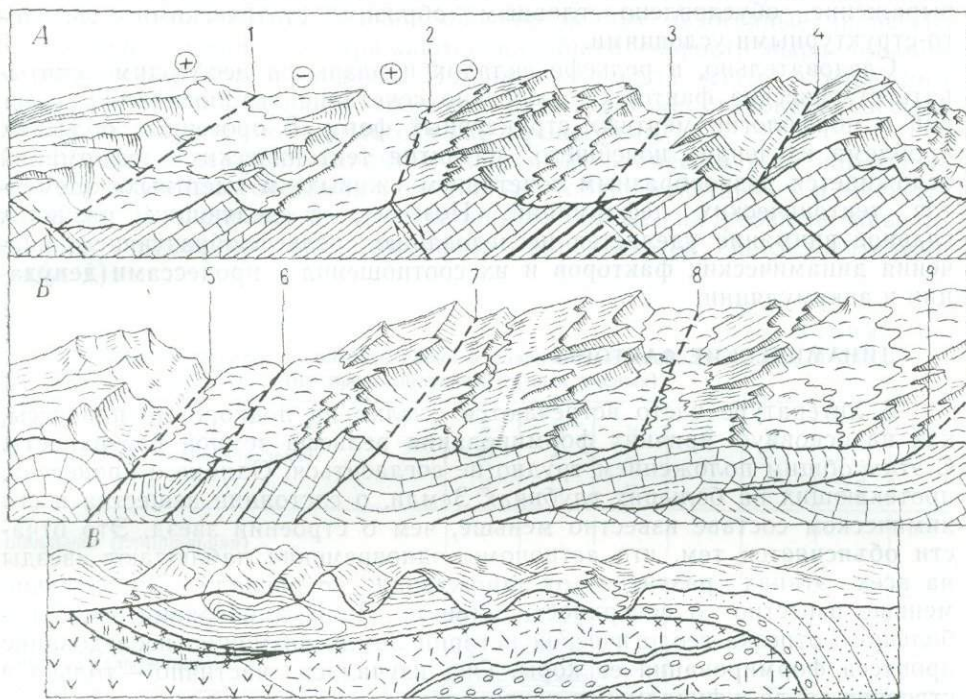


Рис. 17. Рельеф мертвых разрывов с различным наклоном поверхности смещения (А—В). Направления древних перемещений показаны знаками «плюс» и «минус» в кружках.

Условные обозначения см. рис. 14

(Б, 5—8). Прямой, ярко выраженный рельеф возникает в том случае, если надвинутое крыло сложено устойчивыми породами значительной мощности и по крутопадающей поверхности граничит с неустойчивыми породами (Б, 5). Аналогичный (в структурном отношении) надвиг в однородных породах не создает неровностей в рельефе и только ослабленная зона избирательно разрабатывается рекой (Б, 6 и 7). При нарушении неустойчивых пород ослабленная зона интенсивно разрабатывается реками. В «мягких» породах образуется обширное долинообразное понижение или долина (Б, 6). В устойчивых породах зона мертвого надвига с крутой поверхностью падения может быть выражена в виде межгрядового понижения при разработке рекой участка дробления и повышенной трещиноватости пород (Б, 7). В еще большей степени эта закономерность относится к надвигам с пологой поверхностью смещения (Б, 8, 9). Только при благоприятной обстановке — выходе устойчивых пород в пределах надвинутого крыла, — может возникнуть межгрядовое понижение, разработанное по тектоническому контакту пород

с различной устойчивостью (Б, 8). В неустойчивых однородных породах полого падающие надвиги практически не выражены в рельефе (Б, 9).

Шарьяжи могут быть лишь косвенно выражены в рельефе — по очертаниям покрова, сложенного экзотическими породами (В). Горизонтальные перемещения в различной степени сопутствуют вертикальным. В деформациях, где мертвые сдвиги представляли главные нарушения, их выражение в рельефе зависит от литологических свойств пород, которые приходят в соприкосновение по поверхности сдвига. Большое значение имеет также степень раздробленности пород в зоне нарушения. За редким исключением горизонтальные перемещения имеют меньшее рельефообразующее значение, а их морфологическое выражение обусловлено главным образом статическими — литолого-структурными условиями.

Следовательно, в рельефе складок и разрывов необходимо учитывать статические факторы и особенно сочетание литологических условий и морфологии мертвых структурных форм. В орогенных областях проблема изучения новейшего развития тектонических деформаций осложняется разнообразным сочетанием «живых» и «мертвых» элементов тектонических деформаций. Поэтому, в следующих разделах главное внимание уделяется исследованию рельефообразующего значения динамических факторов и их соотношения с процессами денудации и аккумуляции.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

В литературе часто встречаются ссылки на подкорковые процессы, как на основную причину формирования рельефа земной поверхности. С этим общим положением трудно не согласиться. Однако о процессах, протекающих на больших глубинах Земли, о состоянии вещества и его химическом составе известно меньше, чем о строении звезд. Это отчасти объясняется тем, что астрономы одновременно наблюдают звезды на всех этапах развития от зарождения до распада. Значительно меньше известно о поверхности планет. Лишь для сравнительно небольшого отрезка геологической истории Земли возможно исследование процесса формирования ее коры. Она изучалась частично — только в строении чехла и фундамента континентов.

Молодые (кайнозойские) тектонические движения земной коры имеют достаточно полное и повсеместное морфологическое выражение, наиболее отчетливое в областях горообразования. Их изучение дает возможность выяснить некоторые общие закономерности развития орогенных поднятий и впадин.

Ниже рассматриваются главные из рельефообразующих движений — вертикальные — для структурных форм с различным внутренним строением и генезисом деформаций. Тектонические движения определяются направлением (знаком), скоростью и неравномерностью развития в пространстве и во времени. Суммарным эффектом и одним из внешних проявлений движений земной коры является образование впадин и поднятий. Конечный результат воздействия экзогенных процессов на структурные формы представляет полное уничтожение неровностей земной поверхности и образование предельных равнин. Следовательно, эндогенные процессы являются причиной, порождающей денудацию и аккумуляцию; они представляют основной источник энергии этих нивелирующих процессов в сочетании с воздействием гравитационного поля Земли в условиях дневной поверхности.

Вертикальные движения земной коры создают превышение одних участков над другими. Разность высот сопредельных районов определяет интенсивность местных экзогенных процессов. Последние также в различной степени подвергаются влиянию гипсометрического поло-

жения более удаленных областей — главных базисов денудации и аккумуляции. Экзогенные процессы осуществляют превращение потенциальной энергии в кинетическую, расходуя ее в основном на перемещение обломочного материала от высокого уровня к низкому.

При оценке рельефообразующих факторов иногда большое значение придается влиянию климатических условий на скорость течения экзогенных процессов. При небольших интервалах времени климат может способствовать или тормозить выравнивание, т. е. существенно влиять на скорость экзогенного процесса. Поэтому, чем больше рассматриваемый интервал времени, тем меньше сказывается рельефообразующее влияние климатического фактора. Особенно ярко выражено влияние климатических условий на современные экзогенные процессы, в меньшей степени они отражаются на общей скорости выравнивания за весь четвертичный период. По-видимому, для всего альпийского цикла рельефообразующее значение климата уже становится весьма малым по сравнению с эндогенными процессами.

Климат определяет характер экзогенных процессов и их парагенез, т. е. естественные сочетания при данных общепланетарных и местных условиях. Влияние климата современной эпохи на развитие нивелирующих процессов не однозначно определяется исследователями (табл. 1):

Таблица* I

Образование поверхностей выравнивания в различных климатоландшафтных зонах (по представлениям разных ученых)

Климатические зоны	В. Денис	В. Пенк	Л. Кинг	А. Кавё	А. Шоллей	Ю. Бю-Дель	К. Луис
Нивальная (гляциальная)							
Субнивальная (перигляциальная)							
Гумидная (умеренная)							
Субтропическая							
Полуаридная							—
Аридная			—				—
Тропическая, сезонного увлажнения (саванновоя, муссонная)			—	—			
Гумидная (экваториальная и тропическая)							

Примечание. Густота штриховки показывает интенсивность процессов выравнивания.

* Табл. I заимствована из сборника «Поверхность выравнивания» Дедкова, Ступишина и Бабанова (1964).

Трудно переоценить влияние климата на выветривание — разрушение пород без смещения и предварительную подготовку в различной степени измененного обломочного материала. Процессы выветривания (физического, химического и органического) обеспечивают измельче-

ние, растворение, замещение и другие качественные изменения пород. Но движение — перемещение с высокого на низкий уровень — всего этого материала осуществляется за счет энергии, создаваемой тектоническими процессами и гравитационным полем Земли. Поэтому потенциальная энергия плоскостного смыва, эрозии и перемещения масс определяется разницей высот между выравниваемыми участками — сопряженными областями сноса и накопления обломочного материала.

К сожалению, результаты сравнительного анализа рельефообразующего влияния климатического фактора часто приводятся без учета различий орографических обстановок, без сравнения процессов, протекающих в разных энергетических условиях. Это неизбежно приводит к неправильным выводам. Объективная оценка рельефообразующей роли климата может быть дана лишь при сравнении различных климатических условий, действующих в равных тектонических, орографических и литологических обстановках. Анализ энергетических условий перемещения обломочного материала представляет сложную задачу, особенно в области горообразования. Помимо величин общих и местных превышений (участков сноса и накопления) большое значение имеет ряд дополнительных факторов и особенно наличие орографических препятствий, например «барьерных» хребтов, типа хр. Академии Наук на Памире и других поднятий. В процессе своего развития они полностью или частично изолируют данный регион и затрудняют перемещение обломочного материала. Преодоление этих препятствий требует дополнительных затрат энергии.

Конец позднего плиоцена и четвертичный период характеризуются исключительно ярко выраженными изменениями климатических условий от субтропических до нивальных; они охватили огромные территории и привели к оледенению значительной части материков северного полушария. Однако эти изменения «не помешали» становлению в рельефе горных сооружений и межгорных впадин, а также возникновению нивелирующих процессов, интенсивность которых полностью определялась скоростью тектонических движений.

Таким образом, при наличии потенциальной энергии, обеспечивающей срезание, перемещение и накопление материала при любых неблагоприятных обстановках (климатических, литологических и прочих), экзогенные нивелирующие процессы развиваются в соответствии с относительными превышениями сопряженных областей сноса и накопления.

Морфологическое выражение структурных форм зависит, главным образом, от сочетания скоростей тектонических движений и соответствующих процессов аккумуляции и денудации. Причинная зависимость и максимальные скорости проявления эндогенных и экзогенных процессов определяют их возможные сочетания внешне выраженные (главным образом) в интенсивности расчленения и механическом составе пород.

При палеогеоморфологических исследованиях обычно по характеру отложений восстанавливается коррелятивная область сноса. Значительно реже (вследствие неразработанности метода) решается обратная задача — по разновозрастным и морфологически различным типам горного рельефа определяются и подразделения коррелятивных толщ моласс. Данные палеогеоморфологического анализа помогают восстановить (с различной степенью достоверности) тектонический режим, при котором возникали определенные соотношения между рельефообразующими процессами*. Поэтому исследование этих соотношений представляет одну из задач структурной геоморфологии. Ей посвящена большая литература [Герасимов (1946, 1959, 1960, 1964); Мар-

* Этим проблемам посвящена монография автора «Развитие рельефа горных стран». Изд-во «Мысль», 1970.

ков (1947, 1948, 1960); Мещеряков (1957, 1959, 1960, 1961, 1963, 1964); Николаев (1949, 1955, 1957, 1962); Ефремов (1954); Девис (1899, 1922, 1962); Пенк (1933); Кинг (1967) и многие другие]. Решение отдельных положений данной проблемы представляется спорным, но в рамках данной работы они не могут быть проанализированы с достаточной полнотой. Поэтому ниже рассматриваются лишь некоторые из них — важнейшие динамические факторы, среди которых особенно большое значение имеет скорость эндогенных и экзогенных процессов и их взаимное рельефообразующее воздействие на земную поверхность.

Скорость тектонических движений

Наличие на континентах контрастного рельефа, а также данные геологической летописи свидетельствуют о почти повсеместном отставании денудации и аккумуляции от тектонических движений, которые создавали поднятия и впадины платформ и геосинклиналей. Для кайнозойских орогенных областей характерно максимальное отставание нивелирующего воздействия экзогенных процессов в формировании моласс — преимущественно грубообломочных толщ терригенных отложений — коррелятивных горному рельефу.

Особенности строения литофаций и мощности пород орогенных формаций мезозоя, палеозоя и протерозоя позволяют думать, что для определенных отрезков времени предельная скорость эндогенных рельефообразующих процессов была значительно больше предельной скорости экзогенных процессов. Следовательно, на протяжении всей известной геологической истории в оптимальных условиях проявления, т. е. при максимальных скоростях рельефообразующих процессов, денудация и аккумуляция отставали от роста поднятий и впадин. Эти соотношения не исключают большого разнообразия сочетаний в различных структурных условиях скоростей экзогенных и эндогенных процессов. Среди последних наибольший интерес представляют некоторые критические скорости тектонических движений, превышение которых вызывает качественные изменения во внешних условиях развития и выражении структурных форм в рельефе.

Ископаемый контрастный рельеф представляет довольно редкий случай. Как правило, в геологических разрезах поверхности раздела разновозрастных формаций, в том числе и орогенных, являются полнотью или почти выровненными. Это дает основание сделать вывод о том, что в итоге взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов (в масштабе времени, соизмеримом с крупными этапами геологического развития земной коры) создаются условия, равные или близкие к полной компенсации.

Условия тектонического «покоя» в конечном результате отвечают формированию предельных равнин, фиксированных корами выветривания. Для известной истории развития рельефа Земли пенеплены существовали сравнительно кратковременно и возобновление тектонических движений ($\mp T$) вызывало нарушение этого состояния предельного равновесия земной поверхности.

В каждом частном случае морфологический результат деятельности процессов выравнивания весьма различен. Он определяется длительностью тектонического режима, запасом потенциальной энергии, скоростями ее трансформации в кинетическую энергию, размерами территории с данным режимом и рядом других факторов.

Условия значительного преобладания тектонических движений над процессами выравнивания часто определяются как весьма кратковременные в истории формирования рельефа и осадконакопления. Развитие трансконтинентальных орогенных поясов типа Евразийского или Американского свидетельствует об относительной длительности ороген-

ного режима, соизмеримого с первыми десятками миллионов лет. Олигоцен и особенно неоген с четвертичным периодом характеризуются повсеместным значительным преобладанием скоростей движений структурных форм над экзогенными процессами выравнивания и как следствие широким распространением орогенного рельефа.

В учебниках по геоморфологии и в отдельных статьях до сих пор еще можно встретить однозначные определения возможных общих соотношений тектонических движений ($\pm T$) с процессами выравнивания — денудацией (D) и аккумуляцией (A). Но анализ этих соотношений помимо знака движений требует оценки ряда дополнительных факторов и в первую очередь неравномерности и длительности данного режима. Поэтому выводы, полученные при сопоставлении скоростей эндогенных ($\pm T$) и экзогенных (A, D) процессов без учета остальных динамических факторов, не являются общими и соответствуют только некоторым определенным условиям.

Теоретически можно представить три возможных соотношения рельефообразующих процессов: 1) преобладание скорости тектонических движений ($\pm T$) $>$ (A, D), 2) преобладание скорости нивелирующих процессов ($\pm T$) $<$ (A, D) и 3) равенство их взаимодействия ($\pm T$) $=$ (A, D). Первое и третье соотношения встречаются часто и существуют длительно. Данные условия обеспечивают деятельность нивелирующих процессов. Возможность возникновения второго соотношения ($\pm T$) $<$ (A, D) строго ограничена определенным предшествующим режимом. Как правило, это состояние земной поверхности временно, неустойчиво и неуравновешено. Сложность взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов не всегда позволяет определить облик коррелятивного рельефа по отдельно взятым вышеприведенным соотношениям (1—3). Поэтому часто невозможна и обратная задача — по облику рельефа оценивать тектонический режим. Для ее однозначного решения необходимо рассмотреть: рельеф сформировавшийся к началу исследуемого отрезка времени, размеры территории, ее удаленность от главных базисов денудации, литолого-структурные и климатические условия. Этим перечнем не исчерпываются факторы, которые необходимо учитывать при подобном анализе. Так, например, при исследовании небольших отрезков времени резко возрастает рельефообразующая роль скоростей тектонических движений и генезиса экзогенных процессов. Следовательно, только комплексный анализ с учетом ряда сопутствующих факторов позволяет по геоморфологическим данным составить представление о внутреннем развитии данного региона.

При исследовании горных стран возникает необходимость выделения критических скоростей эндогенных процессов, превышение которых приводит к качественному изменению развития экзогенных процессов и облика рельефа. Ниже приводится анализ последовательного нарастания скорости тектонических движений и соответствующей реакции экзогенных нивелирующих процессов. В целях упрощения в качестве исходной обстановки рассматривается предельная равнина, лежащая на уровне главного базиса денудации. Начальные соотношения эндогенных ($\pm T$) и экзогенных (A, D) рельефообразующих процессов принимаются: ($\pm T_0$) $=$ 0; A_0 $=$ 0; D_0 $=$ 0.

Условия полной компенсации и динамического равновесия. Возникновение даже весьма малых скоростей воздымания (T_1) или прогибания ($-T_1$) нарушает предельное уравновешенное состояние и вызывает «к жизни» нивелирующие экзогенные процессы (A_1 и D_1). Последние будут постепенно наращивать свою скорость воздействия на появившиеся неровности до тех пор, пока не наступит состояние динамического равновесия между ростом неровностей и их

выравниванием. При малых скоростях тектонических движений ($\pm T$) это состояние будет отвечать условиям полной компенсации и сохранения первоначального равнинного облика рельефа. В общей форме возникновение и развитие экзогенных нивелирующих процессов может быть выражено следующим образом:

$$\left. \begin{array}{l} A_0 < (-T_1) \rightarrow A_1 = (-T_1) \\ D_0 < T_1 \rightarrow D_1 = T_1 \end{array} \right\} \dots \text{ для I этапа.}$$

При дальнейшем увеличении скоростей тектонических движений, например, до T_2 и $(-T_2)$ изменится и скорость процессов выравнивания

$$\left. \begin{array}{l} A_1 < (-T_2) \rightarrow A_2 = (-T_2) \\ D_1 < T_2 \rightarrow D_2 = T_2 \end{array} \right\} \dots \text{ для II этапа.}$$

В общем случае условия полной компенсации и динамического равновесия соответствуют конседиментационному и конденудационному развитию структурных форм. Они могут быть выражены следующим образом:

$$\left. \begin{array}{l} A_{n-1} < (-T_n) \rightarrow A_n = (-T_n) \\ D_{n-1} < T_n \rightarrow D_n = T_n \end{array} \right\} \text{Общая направленность развития при} \\ \text{скоростях ниже критических} \dots \quad (1)$$

При нарастании скорости движений ($T_1 < T_2 < T_{n-1} < T_n$), в начале каждого нового режима вследствие «консервативности» экзогенные процессы будут несколько отставать — тем больше, чем выше новая скорость тектонических движений. Поэтому лишь по истечении некоторого времени неуравновешенное состояние земной поверхности перейдет в состояние динамического равновесия и полной компенсации. Соответственно могут быть выделены переменные или неуравновешенные и постоянные — уравновешенные скорости экзогенных процессов. Так, например, неуравновешенные скорости экзогенных процессов денудации (D) и аккумуляции (A) лежат в интервале:

$$\left. \begin{array}{l} A_0 < A' < A_1 \\ D_0 < D' < D_1 \end{array} \right\} \dots \text{ для I этапа}$$

или

$$\left. \begin{array}{l} A_1 < A'' < A_2 \\ D_1 < D'' < D_2 \end{array} \right\} \dots \text{ для II этапа.}$$

В общем случае соотношение уравновешенных и неуравновешенных скоростей экзогенных процессов отвечает следующему неравенству:

$$\left. \begin{array}{l} A_{n-1} < A' < A_n \\ D_{n-1} < D' < D_n \end{array} \right\} \quad (2)$$

Следовательно, в начале каждого изменения скорости воздымания или прогибания появляются соответствующие неуравновешенные скорости (денудации или аккумуляции). Ускорение или замедление экзогенных процессов будет иметь максимальное значение в начале каждого изменения скорости воздымания или прогибания, снижаясь по мере заполнения развивающегося прогиба или срезания растущего поднятия.

В областях прогибания часто встречаются условия полной компенсации и динамического равновесия (рис. 18,А). К этому выводу пришли исследователи на основании анализа мощностей и литофаций пород,

заполняющих разнообразные прогибы. Это условия конседиментационного развития структурных форм*.

В областях общего поднятия условия полной компенсации также представляют широко распространенное явление. В горных странах они имеют место преимущественно в самом начале становления структурных форм (рис. 18,Б). Развитие общего и частных поднятий в этой обстановке является кондендационным*.

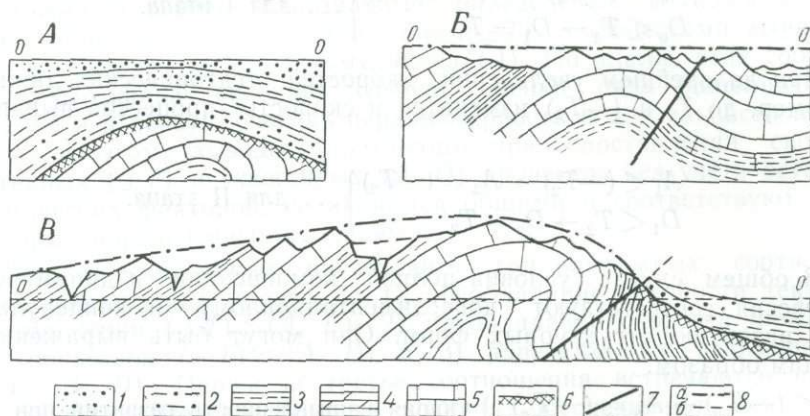


Рис. 18. Фазы развития структурных форм:

A — конседиментационная, *B* — кондендационная, *B* — конэрозионная. Условия полной (*A*, *B*) и неполной (*B*) компенсации
 1, 2 — молассы (1 — грубые, 2 — тонкие); 3—5 — породы доэрозионного этапа развития (3 — слабые, 4 — устойчивые, 5 — весьма устойчивые); 6 — предэрозионная денудационная поверхность; 7 — разрывы; 8 — вспомогательные линии (*a* — обобщающая, *b* — местный базис денудации)

Наряду с соотношениями преобладания и равенства тектонических движений ($\pm T \geq (A, D)$) обратные условия ($\pm T < (A, D)$) часто рассматриваются как «равноправные». Это неверно, условия преобладания скорости экзогенных процессов возможны лишь при определенных орографических условиях: наличия запасов энергии в виде ранее созданных превышений. Преобладание и равенство тектонических движений над процессами выравнивания возникают независимо от существующего рельефа и могут сменять друг друга в разнообразных комбинациях. Экзогенными процессами только расходуется потенциальная энергия, скрытая в рельефе в виде превышения (R) данного региона над сопредельными. По мере ее использования на выравнивание интенсивность денудации и аккумуляции ослабевает. Уменьшение скорости нивелирующих экзогенных процессов происходит до достижения состояния динамического равновесия с существующей скоростью тектонических движений, т. е.:

$$T_1 < D_0 \rightarrow T_1 = D_1$$

или

$$(-T_1) < A_0 \rightarrow (-T_1) = A_1.$$

Таким образом, развитие рельефа в условиях ($\pm T < (A, D)$) возможно лишь в одном направлении — последовательного уменьшения скорости нивелирующих экзогенных процессов до достижения состояния динамического равновесия. Направленность процесса в данных условиях может быть выражена следующей общей формой:

$$\left. \begin{aligned} (-T_n) < (A_{n-1}) \rightarrow (-T_n) = A_n \\ T_n < D_{n-1} \rightarrow T_n = D_n \end{aligned} \right\} \text{при } R_{n-1} \rightarrow R_n. \quad (3)$$

* Термин С. С. Шульца (1969 г.).

Поэтому режим $(\pm T) < (D, A)$ соответствует снижению возвышенностей или наращиванию — заполнению впадин. Так, например, в областях горообразования условиям $(-T) < A$ соответствует развитие перекompенсации изолированных или полуизолированных впадин — горных, межгорных и внутридепрессионных.

Во всех случаях экзогенные процессы в условиях $(\pm T) < (A, D)$ приводят к единому морфологическому результату — выравниванию. Его масштабы определяются скоростью тектонических движений в рассматриваемый отрезок времени. При относительном тектоническом покое $(\pm T) \rightarrow 0$ процессы выравнивания могут полностью уничтожить неровности рельефа, если данный режим существует достаточно длительное время. При $(-T) \rightarrow 0$ формируются низменные аккумулятивные равнины, при $T \rightarrow 0$ — денудационные равнины. Пределом выравнивания в условиях длительного покоя является пенепплен.

Широкое распространение морфологического выражения структурных форм позволяет сделать вывод, что режим в условиях полной компенсации и динамического равновесия характерен только для малых скоростей тектонических движений, при которых полностью уничтожается эффект воздействия эндогенных процессов на рельеф. Повышение этих скоростей приводит к конэрозионному развитию положительных структурных форм (рис. 18, В). В развитии структурных форм можно выделить ряд значений критических скоростей тектонических движений, превышение которых приводит к качественным изменениям экзогенных процессов и рельефа. Эти критические скорости движений земной коры представляют основные параметры, определяющие процессы сноса и накопления.

Скорость тектонических движений и ее изменения являются важнейшими динамическими факторами. Они ярко выражены не только в мощностях и фациях отложений, но и в строении орогенного рельефа. Поэтому изучение последнего часто помогает решить обратную задачу — определить скорость тектонических движений по характеру расчленения. При этом необходимо учитывать условия превышения критических скоростей течения экзогенных процессов и их отставание от эндогенных, в частности от морфологического становления структурных форм в рельефе. В качестве примера влияния превышения критических скоростей на строение рельефа ниже рассматривается развитие положительной и отрицательной структурных форм в условиях общего поднятия и погружения.

Критические скорости развития положительных структурных форм. Рост поднятий в областях общего погружения и аккумуляции существенно отличается от условий общего воздымания и денудации.

В период конседиментационного развития поднятий, происходящего на фоне общего погружения и седиментации*, можно выделить несколько критических значений скоростей «роста» положительной структурной формы. Первая критическая скорость T^m для зарождающегося поднятия соответствует значениям, превышение которых вызывает изменение мощностей отложений на участке развития положительной структурной формы. Даже в обширной области аккумуляции и ее интенсивном компенсированном прогибании первая критическая скорость T^m наступает еще при весьма медленном росте поднятия. Поэтому в большинстве случаев локальное изменение мощности осадков m может служить признаком превышения первой критической скорости тектонических движений ($-T^m$).

* Термин «конседиментационное развитие», предложенный С. С. Шульцем (1948, 1969), здесь используется в более узком смысле только для поднятий, развивающихся в условиях осадконакопления.

Нарастание скорости воздымания на первых порах не будет влиять на облик литофаций, но со временем развитие поднятия приведет к возникновению особых — местных условий осадконакопления. Вторая критическая скорость T^j соответствует значениям, превышение которых вызывает изменение облика литофаций на участке развивающегося поднятия. Как правило, эта скорость выше скорости, при которой происходит локальное изменение мощностей.

Дальнейшее нарастание скорости воздымания может привести к прекращению осадконакопления на участке растущего поднятия и смене процессов аккумуляции общей денудацией. Скорость тектонических движений, превышение которой приводит к коренному изменению экзогенных процессов, может быть выделена как третья критическая T^c . Она является предельной скоростью конседиментационного развития поднятий в области общего погружения при мощностях $m \rightarrow 0$ и смене условий накопления осадков условиями их сноса.

$$T^c = A_k^c \text{ при } A \rightarrow 0, \quad (4)$$

где A_k^c — осадконакопление при критической скорости конседиментационного развития поднятий T^c .

В межгорных, предгорных и глубоких горных впадинах рост частных поднятий длительное время компенсируется общим интенсивным прогибанием и положительные структурные формы развиваются конседиментационно. Только с начала общего сокращения впадин возникает и процесс их членения на ряд частных прогибов, в рельефе — подгорных равнин, отделенных друг от друга поднятиями различного облика — от едва заметных возвышенностей до сравнительно высоких хребтов.

Становлению в рельефе поднятий предшествует их развитие при скоростях воздымания полностью компенсированных денудацией. Этот тектонический режим и соответствующий геоморфологический процесс могут быть выделены как конденудационные*. В области погружения он замещает конседиментационную стадию и отвечает условиям полной компенсации. При повышении скорости конденудационное развитие положительных структурных форм обычно сменяется морфологическим становлением — «ростом» поднятия и его конэрозионным развитием. Последнее вызывает наряду с процессами плоскостной денудации линейное расчленение растущей возвышенности. Подразделение плоскостной и линейной денудации обусловлено различным значением критических скоростей эрозии D^{er} и плоскостного смыва D^p , а также тем, что рельефообразующие свойства данных процессов различно проявляются в рельефе.

При конденудационном развитии, т. е. в обстановке полной компенсации и динамического равновесия, увеличение скорости роста положительной структурной формы не приводит к морфологическому выражению поднятия, так как воздымание полностью компенсируется плоскостной денудацией. Каждое новое повышение скорости воздымания обеспечивает соответствующее увеличение плоскостного сноса (от D_0^p до D_1^p или от D_1^p до D_2^p и т. д.). В период нарастания скорости тектонических движений будет возникать переменная — неуравновешенная скорость плоскостной денудации, при которой будет существовать «эффемерное» поднятие, исчезающее при достижении уравновешенной скорости экзогенного процесса, т. е. при $D_m^p = T_m$, где D_m^p скорость

* Термины «конденудационный» и «конэрозионный» предложены С. С. Шульцем (1970 г.).

плоскостной денудации для рассматриваемого отрезка времени t , при скорости воздымания структурной формы, равной T_m .

Четвертая критическая скорость тектонических движений T^d соответствует значению, превышение которого вызывает нарушение условий полной компенсации поднятия процессами плоскостного выравнивания. В зависимости от генезиса и парагенезиса процессов плоскостной денудации, климата, других экзогенных факторов, а также от структурно-литологических условий α значение четвертой критической скорости

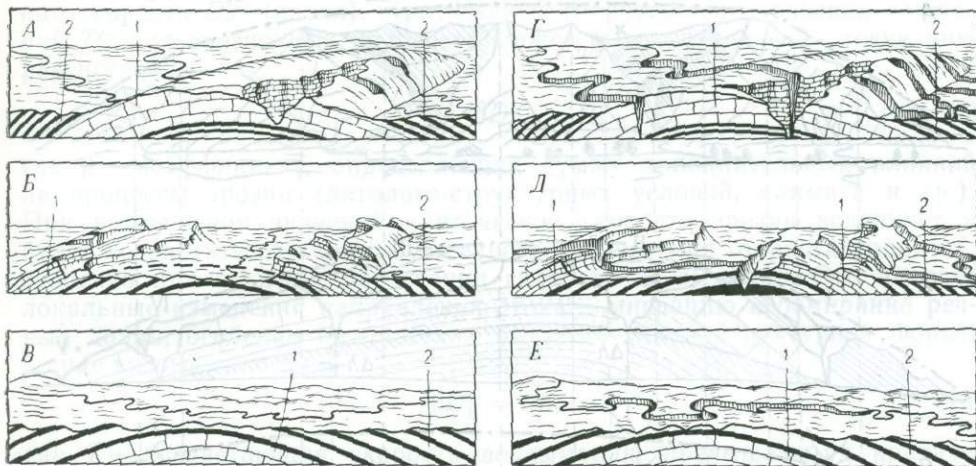


Рис. 19. Рельеф живых складок в различных литолого-стратиграфических условиях. А, Б, В — конденсационное развитие антиклинали ($T^d = D_k^p$); Г, Д, Е — конэрозионное развитие антиклинали, зарождающейся в рельефе ($T^d \geq D_k^p$). 1—2 — различная устойчивость пород процессам денудации (1 — высокая, 2 — умеренная)

изменяется в сравнительно небольших пределах. Об этом свидетельствует явление повсеместного развития в рельефе поднятий в разнообразных внешних условиях.

$$T^p = \alpha D_k^p \quad (5)$$

При скоростях воздымания, близких к четвертой критической T^p , особенно важно учитывать влияние структурно-литологического фактора в областях общего поднятия (рис. 19).

В связи с «консервативностью» процессов плоскостного смята и медленным темпом их изменений, а также низким пределом критической скорости T^d ее превышение вызовет морфологическое становление структурных форм и их конэрозионное развитие

$$T^{er} - D_k^p = R, \quad (6)$$

где T^{er} — скорость воздымания выше четвертой критической и R — зарождающийся рельеф поднятия.

Если увеличение скоростей (T_1^{er} , T_2^{er} и т. д.) происходит постепенно, то положительная тектоническая деформация (антиклиналь, горст, и др.) будет очень медленно расти в виде возвышенности, испытывая значительные искажения в связи с большим нивелирующим воздействием процессов плоскостной денудации. Поэтому при небольшом превышении критической скорости денудации T^d в начале становления структурной формы в рельефе, ее морфологическое выражение также в значительной степени зависит от литолого-структурных факторов (см. рис. 19). При конэрозионном развитии (в отличие от конденда-

ционного и условий полной компенсации) возникшая возвышенность не исчезает, а постепенно растет. На этом участке появляются локальные наклоны земной поверхности, незаметные «на глаз», но уже приводящие к местному изменению характера геологической деятельности рек — усилению эрозии и углублению речных долин в пределах зарождающейся возвышенности (см. рис. 19, Г, Д, Е).

В горных странах в условиях общего «отставания» процессов денудации особенно ярко выступают различия в пределах критических

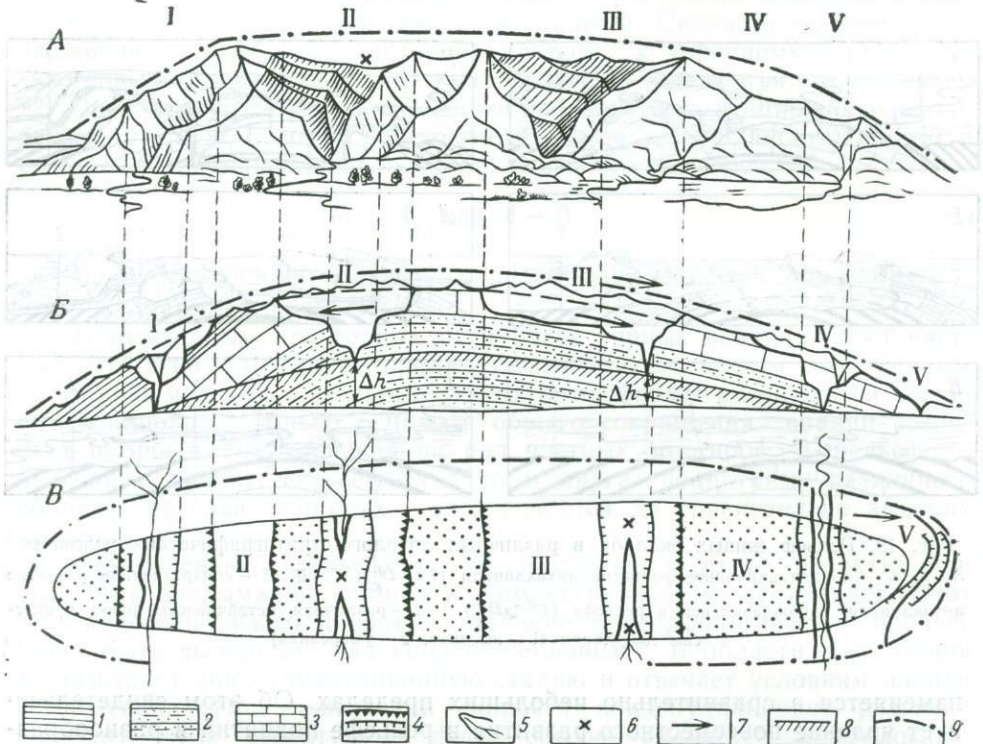


Рис. 20. Конэрозионное развитие антиклинали при скорости воздымания меньше (I, IV, V) и больше (II и III) критической (T_k^{er})

А — общий вид хребта-антиклинали; Б — профиль; В — план, 1—3 — породы, слагающие складку (1 — алевролиты, 2 — песчаники, 3 — известняки); 4—5 — врезы разновозрастных долин (4 — древних, 5 — современных); 6 — перегибы днщ поднятых мертвых долин; 7 — направление миграции долин в процессе их «скатывания» со склонов воздымающейся складки; 8 — глубина эрозионного расчленения хребта-поднятия; 9 — его обобщенные очертания

скоростей процессов плоскостной (D^p) и линейной (D^{er}) денудации, именно:

$$D_k^{er} \gg D_k^p. \quad (7)$$

Доказательством существования соотношений, отраженных в неравенстве (7), является становление в рельефе «молодых» возвышенностей — антиклиналей, прорезанных antecedентными долинами транзитных и местных рек (рис. 20).

Конэрозионное развитие положительных структурных форм широко распространено. Ему отвечают условия компенсации роста поднятия — его линейным расчленением,

$$\text{т. е. } T_1 = D_1^{er}; T_2 = D_2^{er}; T_3 = D_3^{er} \text{ или } T_n = D_n^{er}. \quad (8)$$

Эрозия является одним из наиболее активных экзогенных процессов с относительно высоким пределом скорости расчленения, но и она страдает консервативностью и не может сразу перестроиться и «преодолеть»

быстро растущие положительные структурные формы. Поэтому при широком развитии в горных странах сквозных долин лишь немногие из них являются антецедентными; подавляющее большинство сквозных ущелий представляют эпигенетические долины, образовавшиеся при перестройке гидрографической сети в процессе региональных и локальных изменений наклонов земной поверхности.

Процесс расчленения растущего в рельефе поднятия может продолжаться лишь до определенного предела (рис. 20, А). Подобно плоскостной денудации D_k^p для эрозии может быть выделена предельная скорость D_k^{er} (пятая). Критическая скорость тектонических движений T^{er} для эрозионных процессов может быть определена следующим равенством:

$$T^{er} = \beta D_k^{er}, \quad (9)$$

где β — коэффициент, определяющий сумму дополнительных влияний на процессы эрозии (литолого-структурных условий, климата и др.). При превышении значений критической скорости эрозии возникнет и будет возрастать отставание линейного расчленения от роста поднятий, особенно при быстром увеличении скорости воздымания. Это вызовет локальные изменения направлений стока — миграцию и отмирание речных долин, особенно на участках быстрого роста структурной формы в виде возвышенности:

$$T - \beta D_k^{er} = \Delta h, \quad (10)$$

где T — возрастающая скорость воздымания, превышающая критическую скорость эрозии, а Δh — высота от дна отмершей (нерасчлененной) долины до основания возвышенности местного базиса денудации (см. рис. 20, Б и В). Следует подчеркнуть, что общая глубина речных долин (даже при скоростях, не достигающих критических значений) не соответствует суммарному воздыманию структурной формы, а лишь пропорциональна ему, т. е.

$$T^{er} : t = H : h \text{ или } t = \frac{T \cdot h}{H}, \quad (11)$$

где T — суммарное воздымание за весь конэрозионный этап развития, t — поднятие за один цикл врезания, H — суммарная глубина долины, h — глубина одного вреза. В условиях областей горообразования предельные скорости экзогенных процессов оказываются значительно ниже орогенных скоростей тектонических движений T^{or}

$$T^{or} > D_{max}^{er} \gg D_{max}^p. \quad (12)$$

Дальнейшее увеличение высоты растущих в рельефе структурных форм будет происходить при постоянной глубине их расчленения. Этот режим приводит к последовательной изоляции экзогенных процессов на быстро воздымающейся территории от сопредельных базисов денудации

$$T^{or} > \Sigma (D_{max}^p + D_{max}^{er}). \quad (13)$$

Вследствие консервативности нивелирующих процессов даже в условиях докритических эрозионных скоростей при больших ускорениях воздымания пятая эрозия начинает отставать. В ее развитии большое значение имеет размер территории, охваченной данным режимом. Чем больше общая площадь воздымания, тем лучше во внутренних районах сохраняется рельеф с предшествующим (т. е. более древним) типом расчленения. Поэтому даже в невысоких, но обширных горных сооружениях (типа Динарских гор, Колетдага, Малого Кавказа, Восточ-

ного Саяна и др.) во внутренних районах сохранились территории (полностью или частично), не переработанные процессами молодой регрессивной эрозии в соответствии с новым высотным положением горного сооружения. Эти регионы характеризуются высоко поднятым, но умеренно или даже слабо расчлененным рельефом, развивающимся по древнему типу, который предшествовал быстрому увеличению скорости общего воздымания.

В начале данного режима частичная изоляция экзогенных нивелирующих процессов может быть незначительной, но постепенно она возрастает, по мере увеличения морфологического эффекта стставания. При достаточно длительном режиме в условиях предельно высоких скоростей воздымания T_{max}^{or} может наступить состояние полной изоляции центральных районов общих поднятий горных сооружений:

$$T_{max}^{or} \gg \Sigma (D_k^p + D_k^{er}). \quad (14)$$

В качестве примера подобного типа развития можно привести умеренно и слабобасчлененный рельеф Тибета и Восточного Памира, поднятий на большую высоту. Эти районы развиваются изолированно от главных базисов денудации — Таримской и Афгано-Таджикской межгорных впадин*.

Предельно высокая скорость тектонических движений ($\pm T_{max}^{or}$) обеспечивает условия для проявления наибольшей интенсивности рассматриваемых процессов денудации (D) и аккумуляции (A). Но увеличение скорости движений земной коры выше критической скорости экзогенных процессов уже не вызовет изменения интенсивности нивелирующих процессов. Эти соотношения могут быть выражены в следующей общей форме:

$$T_{max}^{or} - \Sigma (D_k^p + D_k^{er}) = C. \quad (15)$$

Критические скорости развития отрицательных структурных форм.

Увеличение и уменьшение скоростей прогибания в первую очередь находит свое отражение в соответствующих изменениях мощностей. Эти соотношения скоростей прогибания и накопления осадков существенно зависят от размеров впадины и в обширных седиментационных депрессиях литофации характеризуются большей устойчивостью по сравнению с маленькими впадинами. С. С. Шульц называл развитие поднятий и впадин в условиях общего прогибания конседиментационным процессом (1948, 1969). С геоморфологических позиций рост положительных и отрицательных структурных форм вызывает диаметрально противоположное воздействие на изменение мощностей и литофаций. Поэтому, используя термин «конседиментационное» развитие для определения общих условий становления положительных деформаций в седиментационных депрессиях, формирование частных впадин в этих условиях может быть следует выделять, как конаккумулятивный процесс, способствующий (а не препятствующий) осадконакоплению.

Развитие частных впадин в области общего прогибания и в условиях полной компенсации $(-T) = A$ приводит к локальным увеличениям мощностей. В этом случае впадины не будут выражены в рельефе. При увеличении скорости прогибания частных впадин в их пределах возникают особые условия осадконакопления. Скорость прогибания, при которой начинают изменяться литофации в частных впадинах, представляет первое критическое значение скорости аккумуляции $(-T^i)$:

$$(-T^i) = A_k^i. \quad (16)$$

* Формирование горного рельефа в условиях частичной и полной изоляции подробно рассматривается на различных прамерах в монографии автора «Развитие рельефа горных стран». Изд-во «Мысль», 1970.

Повышение скоростей прогибания и заполнения впадин отложениями в условиях соответствующего увеличения мощностей и изменений литофаций возможно лишь до определенных — критических скоростей прогибания ($-T^m$), превышение которых нарушает прямую зависимость (и соответствие) между величиной прогибания и мощностью осадков:

$$(-T^m) = A_k^m, \quad (17)$$

где A_k^m — второе критическое значение скорости аккумуляции.

Дальнейшее увеличение интенсивности прогибания, превышающее вторую критическую скорость, даже при благоприятных условиях осадконакопления приводит к морфологическому оформлению впадин в рельефе. На материках, в областях горообразования, этот режим встречается сравнительно редко, преимущественно в эпигеосинклинальных горных странах. Значительно чаще он возникает в окраинно-океанических условиях, где некомпенсированные предгорные и межгорные прогибы играют большую рельефообразующую роль.

В зависимости от величины ускорения и длительности данного режима могут быть выделены различные обстановки некомпенсированного развития отрицательных структурных форм.

При медленном увеличении скорости прогибания морфологическое выражение впадин (в процессе становления) будет в значительной степени исключаться в связи с ее частичным заполнением. Но по мере нарастания «дефицита» отложений очертания впадины будут становиться все более отчетливыми:

$$(-T) + A_{max}^{df} = (-R), \quad (18)$$

где A_{max}^{df} — скорость аккумуляции в условиях дефицита осадков; $(-R)$ — впадина, выраженная в рельефе.

При быстром нарастании скорости отрицательных движений и распространении этого режима на значительной территории может произойти «отрыв» процессов накопления отложений в активно прогибающейся впадине от сопредельных коррелятивных областей сноса, т. е. ее частичная изоляция. При сохранении в течение достаточно длительного времени подобного режима могут возникнуть глубокие некомпенсированные впадины, в пределах которых процессы осадконакопления значительно редуцированы (например, частные впадины Средиземноморской межгорной впадины).

В зависимости от условий аккумуляции среди интенсивно прогибающихся отрицательных структурных форм, выделяются некомпенсированные впадины: а) с максимальной скоростью осадконакопления и незначительным дефицитом осадков: $[(-T) > A^{df}]$, например, южная чаша Каспийского моря] и б) с максимальной скоростью прогибания и большим дефицитом осадков: $[(-T_{max}) \gg A^{df}]$, например, предгорные прогибы периокеанических горных стран]. Некомпенсированность развивающихся впадин может определяться различными факторами — значительной удаленностью областей сноса, изоляцией впадин в обстановке быстрого прогибания и другими неблагоприятными условиями. В пределах внутриконтинентальных орогенных областей некомпенсированные впадины встречаются редко. Они возникают лишь иногда, в начале этапа горообразования и быстро переходят в компенсированные — конаккумулятивные впадины.

В зрелых горных странах, с хорошо развитыми горными сооружениями, преобладает развитие перекомпенсированных впадин. Так, в Среднеазиатском регионе с конца неогена условия полной компенсации прогибания осадконакоплением сменяются перекомпенсацией в связи с отмиранием отрицательных структурных форм. Этот процесс сопро-

вождается сокращением впадин в связи с вовлечением их склонов в общее воздымание и подразделением впадин внутренними поднятиями.

Для редуцированных внутриморозных впадин характерно в четвертичном периоде несоответствие мощности отложений величине прогибаний в связи с явлением перекомпенсации (например, в Сурханской и Яванской впадинах Афгано-Таджикской депрессии). К современной эпохе в частных впадинах Ферганской и Таджикской седиментационных депрессий перекомпенсация достигает 1000 м.

Следовательно, в развитии отрицательных структурных форм орогенных областей можно выделить три характерных соотношения скоростей прогибания и осадконакопления: $(-T) > A$, $(-T) = A$, $(-T) < A$, которые отвечают условиям: некомпенсированности и полной компенсации, и перекомпенсации. Следует отметить, что в сложной орографической обстановке осадконакопления мощности и литофации не всегда непосредственно отражают скорость тектонических движений. Мощные тонкие осадки еще не свидетельствуют о выравнивании горной страны.

Таблица 2

Типы развития и морфологическая выраженность структурных форм

Структурные формы				
Положительные		Отрицательные		
Тип развития	Геоморфологическая характеристика	Тип развития	Геоморфологическая характеристика	
<i>Конседиментационное</i> в условиях: а) изменения мощностей б) изменения мощностей и литофаций	Поднятия, зарождающиеся и возрожденные, в большинстве случаев внутриморозные; скорость роста различная; в рельефе не выражены	<i>Конаккумулятивное</i> в условиях: а) полной компенсации	Впадины, зарождающиеся и возрожденные, медленно растущие; в рельефе не выражены	
		б) некомпенсированности		Развитие впадин сопровождается изменением мощностей и (почти всегда) литофаций
<i>Конденудационное</i> в условиях изменения денудационного среза и постоянного облика рельефа	Поднятия, зарождающиеся или весьма медленно растущие; в рельефе не выражены	в) перекомпенсации	Впадины, быстро растущие, отчетливо выраженные в рельефе	
<i>Конэрозионное</i> в условиях:	Различно выражены в рельефе поднятия—возвышенности		Впадины, очень медленно растущие, отмирающие впадины; выраженные в рельефе только благодаря горному обрамлению	
а) полной компенсации поднятия эрозией	Медленно растущие	<i>Конденудационное</i>	Впадины, отмирающие без осадконакопления, преимущественно горные, в рельефе плохо выражены, часто не выражены	
б) частичной компенсации	Быстро растущие	<i>Конэрозионное</i>	Впадины, отмирающие и мертвые, преимущественно горные и внутригорные, поднятые в процессе общего воздымания, в различной степени расчлененные	
в) значительной некомпенсированности и отрыва от главных базисов денудации	Весьма быстро растущие			

Например, отложение соленосных и гипсоносных толщ в неогеновых впадинах Тянь-Шаня соответствовали превращению долин в изолированные котловины в связи с быстрым ростом сопредельных хребтов-поднятий. Современные высоко поднятые горные впадины (типа Ягнобской и Чаткальской в Тянь-Шане, Шахдарьинской на Памире и др.) превратились в плейстоцене в области относительного прогибания и глубокого расчленения.

Таким образом, критические скорости экзогенных процессов представляют своеобразные рубежи на «границе» различных типов развития положительных и отрицательных структурных форм. Главнейшие из этих типов сведены в табл. 2.

Сложность тектонических движений

Помимо соотношения скоростей рельефообразующих процессов большое значение имеют сочетания движений различного порядка и знака — развитие частных поднятий и впадин ($\pm t$) в условиях общего прогибания или воздымания ($\pm T$). На разных стадиях горообразования устанавливаются определенные соотношения между структурными формами различных порядков. В областях горообразования существует большое разнообразие сочетаний общих и частных движений земной коры. Так, например, в предгорных и межгорных впадинах — обширных областях общего абсолютного прогибания — развиваются внутри депрессионные поднятия и впадины; в горном сооружении — области общего значительного воздымания — формируются впадины и хребты-поднятия (рис. 21, А — Р).

При сочетании движений одного знака — поднятий (T и t) или погружений ($-T$) и ($-t$) — обособление структурной формы зависит главным образом от скорости ее роста. По мере повышения скорости роста структурной формы, четкость ее выражения в рельефе возрастает: $T < t$; $T = t$; $T > t$ или $(-T) < (-t)$; $(-T) = (-t)$; $(-T) > (-t)$, где

стрелкой показано ускорение становления структурных форм в рельефе.

При значительных скоростях локального прогибания ($-t$) $> a$ в областях общего погружения и аккумуляции возникают некомпенсированные частные впадины, выраженные в рельефе (рис. 21, А). Они характерны для окраинноокеанических областей горообразования. В отличие от материковых горных стран вследствие неблагоприятных условий поступления терригенного материала здесь могут возникать некомпенсированные впадины даже в условиях малых скоростей прогибания. Прямое выражение тектонических деформаций в рельефе дна океанических впадин обеспечивается слабым развитием нивелирующих процессов аккумуляции в течение достаточно длительного времени. Для развивающихся седиментационных депрессий в областях горообразования создаются благоприятные условия для поступления и распределения терригенного материала на всей территории горных впадин. Поэтому здесь преобладает полная компенсация прогибания ($-t$) заполнением терригенным материалом (a): $(-t) = a$. В зависимости от строения впадины и характера развития ее расширение может происходить одновременно с прогибанием (Б); при ограничении впадины разрывами ее углубление может развиваться с сохранением постоянных очертаний (В).

Становление частного поднятия в области общего воздымания зависит преимущественно от скорости роста (t) этой структурной формы (Г, Д и Е). Если она меньше критической скорости плоскостной денудации $t < d_k^p$, то частное поднятие (t) будет развиваться конденсационно (Г).

Предельное значение скорости роста поднятия, не выраженного в рельефе, будет соответствовать: $t = d_k^p$, где t — скорость роста частного поднятия, а d_k^p — критическая скорость плоскостной денудации. Рост поднятия может сопровождаться его расширением (Γ). Сохранение неизменных очертаний в плане обычно бывает при ограничении положительной структурной формы развивающимися разрывами (Δ).

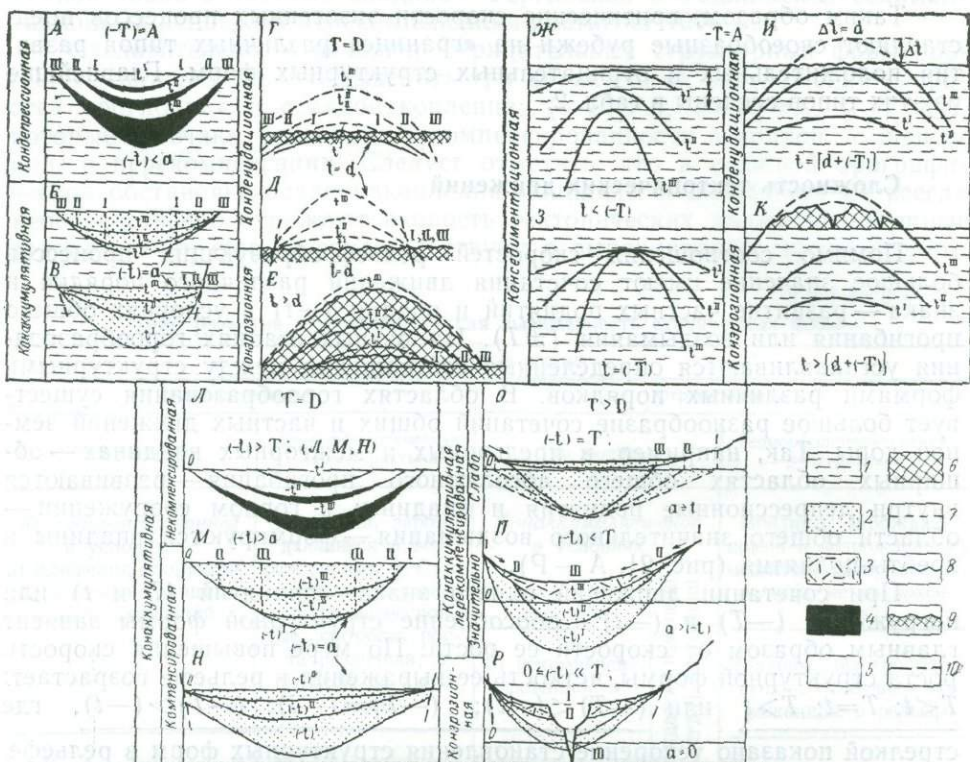


Рис. 21. Морфологическое выражение развивающихся поднятий и впадин в условиях общего погружения и воздымания

А—Е — развитие структурных форм с общим знаком движений; Ж—К — развитие частного поднятия в области общего погружения; Л—Р — развитие частного прогиба в области общего воздымания, I—III — стадии развития

1 — область общего компенсированного прогибания; 2—4 — область частного прогибания с различными условиями осадкоаккумуляции (2 — полной компенсации, 3 — перекомпенсации, 4 — недостаточной компенсации); 5 — область общей компенсированной денудации; 6 — частное поднятие; 7 — линия, восстанавливающая очертания поднятия; 8 — очертания поднятия при конэрозионном развитии; 9 — область конденсационного развития поднятия; 10 — разрывы

После превышения критических скоростей частное поднятие вступает в конэрозионную стадию развития и обособляется в рельефе в виде возвышенности (Е).

В условиях разных знаков движения морфологическое выражение структурной формы зависит не только от скорости ее роста, но и от сочетания общего и частных движений (Ж—Р).

При конседиментационном развитии частное поднятие t может длительно оставаться морфологически не выраженным в областях общего значительного погружения (Ж, З). В условиях значительного общего прогибания, превосходящего рост поднятия $(-T) \gg t$, происходит погребение развивающейся положительной структурной формы (Ж). Анализ мощностей и фаций пород орогенной формации позволяет сделать вывод о широком распространении во впадинах горной страны частных поднятий, со скоростями воздымания, не превышающими скорости общего прогибания: $t \leq (-T)$. Если величина об-

щего погружения компенсируется воздыманием [$(-T) = t$], погребения не происходит и поднятие развивается, вызывая местные изменения мощностей и фаций (З).

Конседиментационное развитие частных поднятий в пределах межгорных, предгорных и во многих горных впадинах было особенно широко распространено в начале горообразования. В четвертичном периоде происходит морфологическое становление частных поднятий. Только в центре остаточных внутридепресссионных впадин большинство поднятий до современной эпохи проходит конденудационную и конседиментационную стадию развития.

При скоростях воздымания, превышающих общее погружение $t > (-T)$, положительная структурная форма может быть выражена различно (И, К). Если ее рост полностью компенсируется прогибанием и плоскостной денудацией, то поднятие будет развиваться конденудационно $t = (-T) + d^p$ (И). При превышении критической скорости плоскостной денудации поднятие начнет расти в рельефе; $t > (-T) + d^p$, вступая в конэрозионную стадию развития (К). Так, например, в современную эпоху выражение частных поднятий на склонах предгорных и межгорных впадин весьма разнообразно. Многие положительные структурные формы достигли облика средневысотных гор, а некоторые представляют едва заметные на глаз возвышенности.

Формирование частных впадин в области общего воздымания так же изменялось с течением времени в связи с изменением движений земной коры (Л—Р). В соответствии с направленностью процесса горообразования, в начале преобладает абсолютное значительное прогибание горных впадин. Если этот процесс $(-t)$ превосходит общее воздымание T и критическую скорость аккумуляции (A_k^m), то развиваются некомпенсированные впадины (П). В горных сооружениях они возникали редко. Значительно шире были распространены компенсированные впадины (М, Н). Активное углубление впадин обрамлены разрывами. В этом случае их развитие ограничивается углублением при сохранении очертаний области прогибания (Н).

Таким образом развитие горных впадин могло происходить в условиях $(-t) > T$ при $(-t) > a$ и $(-t) = a$.

Отмирание горных впадин определяется преобладанием общего поднятия над прогибанием горных впадин: $T > (-t)$ и уменьшением скорости прогибания до $(-t) = 0$. При относительном прогибании морфологическое выражение впадин зависит от величины ее отставания от роста обрамляющих хребтов — поднятий. Осадконакопление в полуизолированных и изолированных горных впадинах часто развивается в условиях перекомпенсации, т. е. заполнения впадины отложениями, мощность которых не соответствует масштабам ее прогибания (О, П). Отмирание впадины может сопровождаться переходом в конденудационное, а также в конэрозионное развитие (Р) и ее расчленение горными реками при $(-t) \geq 0$ и $(-t) \ll T$.

Во внутриматериковых областях горообразования в главную и заключительную стадии орогена основным процессом является морфологическое становление общего и частных поднятий и их перехода из конденудационного к конэрозионному развитию. В обширных горных впадинах (главным образом в межгорных и предгорных) частные поднятия характеризуются наиболее полным процессом формирования: они проходят конседиментационную, конденудационную и конэрозионную стадии развития. Для внутриконтинентальных горных стран характерны обширные общие поднятия — горные сооружения с системами высоких хребтов (абс. отм. более 5000 м). Они подразделены редуцированными и отмершими высоко поднятыми впадинами (Тянь-Шань, Северные Гималаи). Межгорные и предгорные впадины в областях внутриматерикового горообразования к современной эпохе испытали

значительное общее сокращение и членение разнообразными поднятиями.

В окраинноматериковых горных странах наиболее крупные структурные формы — простые и сложные поднятия почти повсеместно образуют системы хребтов от низкогорных до высокогорных, с альпийским обликом рельефа (Андийско-Кордильерский и Аравийско-Абиссинский горные пояса). Здесь развитие впадин часто происходит в условиях полной компенсации. В рельефе они представлены низменными равнинами, обрамляющими горные сооружения в пределах материков (западные регионы Пампы — Гран-Чако, Сельвасы и Льянос Южной Америки). Только некоторые из предгорных впадин (внутриматериковые) к современной эпохе оказались значительно поднятыми и расчлененными (например, Великие равнины Северной Америки). Вдоль внешнего «края» горных сооружений, граничащих с впадинами океанов, располагаются узкие глубокие лишь частично компенсированные предгорные прогибы, иногда осложненные системами желобов.

В окраинноокеанических горных странах наиболее крупные структурные формы — межгорные и предгорные впадины — представлены акваториями, свободно сообщающимися с Мировым океаном. Они развиваются в условиях активного прогибания и значительной некомпенсированности. Сопряженные горные сооружения представляют островные дуги и отдельные крупные острова-поднятия, с системами средневысотных и реже высоких хребтов (Алеутско-Японская, Малайско-Меланезийская и Мексиканско-Карибская).

Таким образом, сочетание общих и частных движений определяет большое разнообразие морфологического выражения орогенных структурных форм в рельефе в условиях неравномерной скорости и различных пределов интенсивности течения экзогенных и эндогенных процессов.

Неравномерность, стадийность и направленность тектонических движений

Общий процесс горообразования главным образом определяется неравномерностью, стадийностью и направленностью (знаком) движений. Они являются основными условиями развития структурных и орографических форм, т. е. основными динамическими факторами.

Неравномерность движений. Возникновение деформаций и их становление в рельефе обычно не совпадают. Соответственно могут быть выделены этапы, условно именуемые: компенсированного развития, морфологического становления и конечного выравнивания.

В течение этапа компенсированного развития тектоническая деформация остается не выраженной в рельефе (см. рис. 18, А и Б), развиваясь конседиментационно или конденудационно (см. табл. 3, рис. А и Б). Если рост структурных форм происходит в области общего погружения (А), то этот процесс фиксируется лишь в изменениях мощностей и фаций, которые в зависимости от локальных изменений осадконакопления могут сильно варьировать. В большинстве случаев этап компенсированного развития характерен для заложения деформаций и малых скоростей их развития.

При разном знаке движения в течение конседиментационной фазы «рост» положительной структурной формы происходит на фоне общего осадконакопления. При увеличении скорости воздымания (или уменьшения общего прогибания) может наступить конденудационная фаза. С этого момента в пределах растущей положительной структурой формы прекратится осадконакопление, но возникающая в рельефе неровность будет полностью уничтожаться денудацией. Вследствие неравномерности тектонических движений, конседиментационная и кон-

денудационная фазы могут неоднократно повторяться в процессе формирования разрыва или складки.

При общем знаке движения (развития частного поднятия на фоне общего воздымания или частного прогиба в условиях общего опускания) этапу компенсированного развития будет отвечать лишь одна фаза: в первом случае конденудационная, а во втором — конседиментационная. При изменении общего знака движения возможна повторяемость фаз (табл. 3).

Таблица 3

Наименование фаз	Соотношение эндогенных и экзогенных процессов	Признаки развития структурной формы
Конседиментационная (при изменениях A от 0 до A_k)	$(-T) + (-t) = A'$ $(-T) + t = A''$ $T + (-t) = A'''$	Локальные изменения мощностей, литофаций и денудационного среза
Конденудационная (при изменениях D^p от 0 до D_k^p)	$(-T) + t = D'$ $T + t = D''$ $T + (-t) = D'''$	Локальные изменения денудационного среза и рельефа, обусловленного структурно-литологическими условиями

Широкое распространение конседиментационного развития складок и разрывов позволяет предполагать, что этап компенсированного развития характерен для подавляющего большинства структурных форм. В ряде случаев формирование тектонических деформаций ограничивается конседиментационной или конденудационной фазами. Но в областях горообразования они как правило лишь предшествуют морфологическому становлению орогенных структурных форм. В качестве примера подобных соотношений можно привести развитие частных поднятий — антиклиналей в обширных и глубоких областях общего прогибания — в неогеновых межгорных впадинах (Ферганской, Афгано-Таджикской, Куринской и др.). Здесь становлению поднятий в рельефе предшествовало длительное компенсированное развитие структурных форм. В орогенных областях часто наблюдается определенная последовательность, при которой этап компенсированного развития сменяется этапом морфологического становления. Но в определенных условиях этот порядок может нарушаться.

В течение этапа морфологического становления возникают условия неполной компенсации эндогенных процессов экзогенными.

Увеличение скорости вертикальных движений приводит к локальным изменениям наклонов земной поверхности и образованию возвышенностей или впадин, тектонически обусловленных.

В соответствии с соотношениями поднятий и денудации, прогибаний и аккумуляции выделяются конэрозионные фазы: зарождения, равновесия, обособления и выравнивания. Каждой фазе свойственны определенные соотношения скоростей вертикальных движений и нивелирующих процессов. Все эти фазы (в отличие от предшествующих) соответствуют обстановке морфологической выраженности структурных форм и их эрозионного расчленения. Вследствии неравномерной скорости тектонических движений возможна повторяемость фаз при общем направленном характере развития деформаций (табл. 4).

Фаза зарождения. Начало определяется условиями нарушения динамического равновесия вследствие превышения критической скорости плоскостной денудации, т. е. при $D_k^{er} > T > D_k^p$ (см. рис. 19, Г, Д и Е).

Наименование фаз	Соотношение эндогенных и экзогенных процессов	Выражение в рельефе развивающейся структурной формы
Зарождения (и начала возрождения)	$\{(-T)+t\} > D_{\kappa}^p$ $\{(-T)+(-t)\} > A_{\kappa}$ $T+t > D_{\kappa}^p$ $\{T+(-t)\} > A_{\kappa}$	Возникновение или возрождение— унаследованное развитие— поднятий-возвышенностей и прогибов-впадин
Динамического равновесия (равенство скоростей тектонических движений и скоростей эрозии или аккумуляции)	$\{(-T)+t\} > D_{\kappa}^p = C$ $(-T)+(-t) > A_{\kappa} = C$ $T+t > D_{\kappa}^p = C$ $\{T+(-t)\} > A_{\kappa} = C$	Сохранение общей интенсивности расчленения, образовавшейся к началу фазы
Обособления и изоляции (отставания экзогенных процессов до полного «отрыва» от главных базисов денудации)	$\{(-T)+t\} \gg (D_{\kappa}^{er} + D_{\kappa}^p)$ $\{(-T)+(-t)\} \gg A_{\kappa}$ $T+t \gg (D_{\kappa}^{er} + D_{\kappa}^p)$ $\{T+(-t)\} \gg A_{\kappa}$	Быстрый рост поднятий и углубление впадин (тектонических) с различным строением рельефа на склонах и во внутренних районах соответствующих возвышенностей и понижений
Динамического выравнивания (от незначительного до полного)	$(-T)+t < D_{\kappa}^{er} < D_{\kappa}^p$ $(-T)+(-t) < A_{\kappa}$ $T+t < D_{\kappa}^{er} < D_{\kappa}^p$ $T+(-t) < A_{\kappa}$	Снижение возвышенностей и заполнение впадин, образовавшихся к началу фазы

Переход от первоначального нарушения динамического равновесия с малой интенсивностью вертикальных движений к неравномерному возрастанию скорости вертикальных движений может быть резким или постепенным. В первом случае морфологическое выражение тектонической деформации будет наиболее ярким; во втором случае зарождающаяся в рельефе структурная форма не получает отчетливого выражения в виде возвышенности или впадины, но ее очертания уже «угадываются» по ряду косвенных признаков. В течении этой фазы реки полностью преодолевают орографические препятствия, соответственно, углубляя или наращивая русло. В силу неравномерности тектонических движений складчатые деформации при значительном и быстром повышении скорости роста в рельефе осложняются разрывами, возникшими на участках максимальных напряжений (например, некоторые разрывы, осложняющие складки Таджикской и Ферганской депрессий и передовой зоны Копетдага).

Фаза динамического равновесия. Если после возникновения поднятий и впадин скорость «роста» структурных форм в рельефе является постоянной и компенсируется нивелирующими процессами, то наступает динамическое равновесие, при котором морфологическое выражение деформаций и интенсивность их расчленения сохраняется. Изменяется только денудационный срез и соответственно литолого-стратиграфические условия, определяющие детали строения новейших поднятий и впадин.

При достаточно длительном воздымании, поднятие оказывается срезанным на значительную глубину. При наличии пород, обладающих различной устойчивостью, рельеф возвышенности осложняется прихотливым рисунком гряд и межгрядовых понижений, предопределенных литолого-стратиграфическими условиями и внутренним строением деформации (см. табл. 4 и рис. 18, В).

Фаза обособления и изоляции. При быстром увеличении интенсивности вертикальных движений до значений превышающих критические скорости эрозии (D_k^{er}), дальнейшее увеличение наклонов земной поверхности на участках развития структурных форм вызовет отставание экзогенных процессов и их изоляцию последовательно нарастающую. При длительном конэрозионном обособлении структурных форм неизбежно возникает орогенный рельеф с системами высоко поднятых хребтов и долин.

Условия полной изоляции — «отрыва» нивелирующих экзогенных процессов от сопредельных регионов характерны для высокогорных стран. При этом режиме скорость тектонических движений (T_{max}^{or}) достигает наибольших возможных значений: $D_k^p < T_{max}^{or} \gg D_k^{er}$. Переход от условий значительной изоляции и некомпенсированности к максимальной некомпенсированности может быть постепенным и быстрым. Внешним выражением этого режима является формирование обширных и высоких горных сооружений с ярусным рельефом. Верхнему ярусу соответствует высоко поднятый (свыше 4000 м) равнинный или низкогорный рельеф развивающийся в условиях полной изоляции в центре общего поднятия; нижний ярус образует глубоко расчлененный рельеф на его склонах. В Евразийском горном поясе примером внутриматериковых горных сооружений с двухъярусным рельефом являются Тибет и Тянь-Шань*.

Периокеанические и океанические горные сооружения развиваются в существенно иных условиях — общих грандиозных погружений. Поэтому в этих областях горообразования отрицательные формы достигают максимального развития. Их выразительность в рельефе определяется сочетанием высоких скоростей прогибания ($-T$) и изоляции от областей интенсивного осадконакопления.

Фаза динамического выравнивания. При уменьшении скорости вертикальных движений будет происходить выравнивание орографических форм — срезание и расчленение ранее созданных возвышенностей или заполнение впадин. Сначала экзогенные процессы будут активно действовать, но с уменьшением наклонов земной поверхности (созданных в фазу конэрозионного обособления) их скорость начнет уменьшаться до достижения условий динамического равновесия. При длительном уменьшении скорости вертикальных движений и значительном выравнивании, могут возникнуть условия незначительной компенсации, которые со временем перейдут в условия полной компенсации. При этом структурная форма вновь будет не выражена в рельефе. Такой процесс часто возникает в начале и в конце этапа морфологического становления деформаций. В условиях неравномерной скорости тектонических движений, структурные формы могут неоднократно возникать как неровности рельефа и исчезать. Поэтому при направленном развитии упомянутые этапы и фазы могут повторяться.

Этап конечного выравнивания наступает после завершения тектонического развития, в условиях мертвых, неразвивающихся структурных форм ($\pm t$) = 0. Если они были выражены в рельефе, то быстро протекает процесс полного уничтожения неровностей — срезание мертвых поднятий — возвышенностей (D_R) и заполнение мертвых впадин (A_R) (табл. 5).

В зависимости от литолого-структурных условий при селективной денудации мертвой (неразвивающейся) деформации, может неоднократно возникать прямой и обращенный рельеф. Но облик рельефа

* Конэрозионное развитие горного рельефа, а также условия образования этажей и ярусов вертикального расчленения подробно рассматриваются в монографии автора «Развитие рельефа горных стран». Изд-во «Мысль», 1970.

Фаза (условные наименования)	Соотношения экзогенных и эндогенных процессов	Характер выражения в рельефе
Статическое снижение (до предельного выравнивания)	$t=0; D_R \rightarrow 0$	Выравнивание и полное уничтожение морфологического выражения в рельефе тектонических деформаций
Статическое заполнение (до предельного выравнивания)	$t=0; D_R=0$	
	$(-t)=0; A_R \rightarrow 0$	
	$(-t)=0; A_R=0$	

является весьма неустойчивым. При воздымании всего региона и изменении глубины денудационного среза возникают незначительные неровности, которые определяются пассивным препарированием пород.

В отдельных случаях, в условиях интенсивного погружения происходит погребение неразвивающейся структурной формы и ее фиксация в геологическом разрезе. Консервация мертвых деформаций (возвышенности — поднятия и понижения — впадины) может иметь место и при быстром воздымании. Но в данном случае их существование в рельефе является временным, и в дальнейшем они неизбежно подвергаются полному выравниванию.

Таким образом стадия конечного выравнивания включает одну фазу, которая отличается типом экзогенного процесса для отрицательных и положительных структурных форм. Условием полного завершения фазы соответствует состояние предельного выравнивания. Интересно отметить, что региональные изменения тектонического режима почти всегда следуют после этапа конечного выравнивания. На это, например, указывает характер контактов между поверхностью фундамента и чехла для различных регионов разновозрастных платформ.

Этапы компенсированного развития, морфологического становления и конечного выравнивания отражают наиболее полный цикл развития орогенных тектонических деформаций, типичных для области горообразования.

Необходимо отметить неравномерность отражения в рельефе (на гипсометрических картах) положительных и отрицательных структурных форм. При благоприятных условиях первые дают представление (хотя и искаженное) о форме деформации; вторые, в лучшем случае, образуют низкие аккумулятивные равнины. Возраст осадков этих равнин лишь указывает на время сокращения или (реже) расширения впадин, как области аккумуляции. Поэтому в условиях внутриконтинентальных областей горообразования отрицательные формы, за редким исключением, остаются морфологически невыраженными. Орографические формы, соответствующие тектоническим поднятиям, всегда оказываются значительно смягченными и искаженными селективными процессами денудации и аккумуляции. Таким образом, между новейшими тектоническими деформациями и соответствующими неровностями рельефа существует глубокая и принципиальная разница. Морфологическое развитие представляет лишь один из этапов и может отвечать незначительному отрезку времени по отношению к протяженности всего процесса развития тектонической деформации. Поэтому возраст структурных и (соответствующих) орографических форм, как правило, различен.

Изучение этапа морфологического развития складки, мегаскладки или системы блоков требует наряду с геологическими методами применения геоморфологических. Последние имеют особенно большое значение при исследовании деформаций, которые развивались в кон-

це процесса осадконакопления или в условиях общей денудации, т. е. постседиментационно.

Стадийность процесса горообразования. Орогенез (по сравнению с нормальным тектоническим циклом) характеризуется кратковременностью. Это типично для всякого процесса, который сопровождается большой затратой энергии, высокой интенсивностью действующих сил и ярким внешним выражением. В связи с большой неоднородностью строения орогенных областей и их различной предысторией, кайнозой-

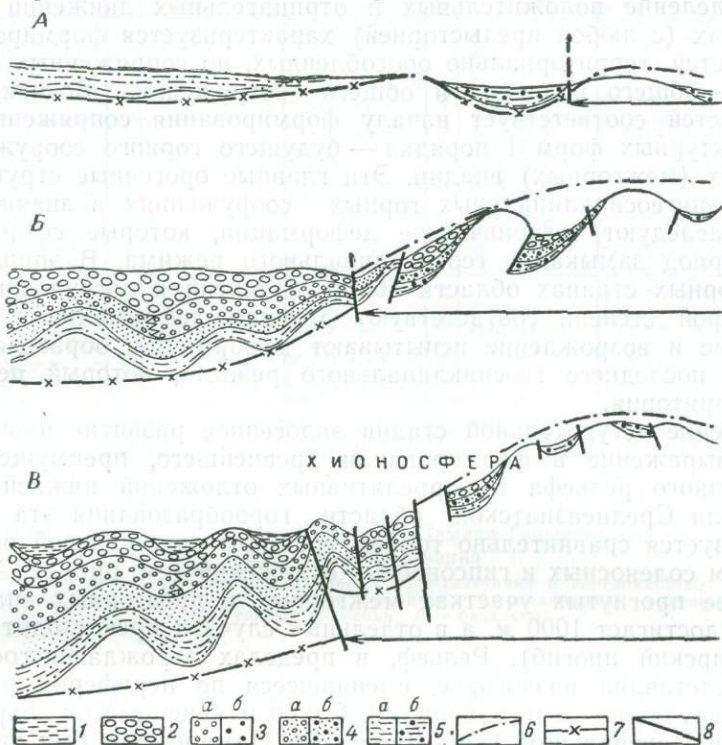


Рис. 22. Стадии развития горной страны: А — вступительная, В — главная, В — завершающая (на примере Тянь-Шаня и Памира).

1—5 — разновозрастные кайнозойские молассы [1—2 — толща серых и палево-серых грубых моласс конца позднего плиоцена — четвертичного периода (1 — четвертичные толщи лесовидных суглинков и галечников в частных впадинах, 2 — преимущественно позднеплиоценовые крупногалечниковые конгломераты); 3—4 — палевые и пестроцветные толщи моласс позднего миоцена — плиоцена (3 — грубые и 4 — переходные к более тонким: а — фации предгорных и межгорных впадин, б — фации горных впадин высокого порядка); 5 — толщи красноцветных моласс позднего палеогена — раннего миоцена: а — фации предгорных и межгорных впадин, б — фации горных впадин высокого порядка]; 6—7 — обобщенные очертания структурных форм I порядка (6 — горных сооружений, 7 — предгорных и межгорных впадин по подошве моласс); 8 — разломы

ский этап горообразования протекал неодинаково в горных странах. Поэтому установление общих черт развития для всех кайнозойских областей горообразование представляет задачу будущих исследований. Е. Е. Милановский, сопоставляя развитие горных стран европейской части Евразийского горного пояса, выделяет две стадии горообразования — раннюю и позднюю (1969). Сравнительный анализ Среднеазиатского региона позволяет выделить три основных стадии формирования рельефа горных стран и накопления пород орогенной формации: вступительную, главную и завершающую (рис. 22).

Вступительная стадия горообразования в эпиплатформенных странах Азии, характеризуется возникновением дифференцированных вертикальных движений земной коры, с последовательно нара-

стающей скоростью воздымания и прогибания*. В эпигеосинклинальных горных странах (типа Копетдага) начало орогенного этапа знаменуется повышением скорости вертикальных движений и дальнейшим развитием поднятий в областях преобладающего погружения. По-видимому, в данном случае имеет место не изменение знака движений, а лишь увеличение скорости воздымания и расширения положительных структурных форм, существовавших ранее в период замыкания геосинклинали.

Распределение положительных и отрицательных движений в горных странах (с любой предысторией) характеризуется формированием двух областей, территориально обособленных, но сопряженных в своем развитии — общего поднятия и общего погружения. Возникновение этих областей соответствует началу формирования сопряженных систем структурных форм I порядка — будущего горного сооружения и предгорных (межгорных) впадин. Эти главные орогенные структурные формы в эпигеосинклинальных горных сооружениях в значительной степени наследуют тектонические деформации, которые сформировались в период замыкания геосинклинального режима. В эпиплатформенных горных странах области общих поднятий и погружений лишь до некоторой степени соответствуют древним деформациям. Обычно омоложение и возрождение испытывают деформации, образовавшиеся в течение последнего геосинклинального режима, который пережила данная территория.

В течение вступительной стадии эндогенное развитие нашло свое внешнее выражение в формировании древнейшего, преимущественно денудационного рельефа и коррелятивных отложений нижней толщи моллас. Для Среднеазиатской области горообразования эта толща характеризуется сравнительно тонким составом ярко-красной окраской и наличием соленосных и гипсоносных отложений (см. рис. 22, А и 23). В наиболее прогнутых участках межгорных и предгорных впадин ее мощность достигает 1000 м, а в отдельных случаях превосходит 2000 м (Предпамирский прогиб). Рельеф, в пределах зарождающегося поднятия, представлял низкогорье, сменявшееся по периферии разновысотными денудационными равнинами. Слабо измененный он сохранился в Тибете, в Центральном Тянь-Шане и на Памире. Это был структурный рельеф с возвышенностями — новейшими поднятиями и долинами (котловинами)-впадинами. Последние территориально превосходили зарождающиеся поднятия. Исследования, проведенные для Памира и Тянь-Шаня, позволяют прийти к выводу, что скорость прогибаний была несколько выше скорости воздымания (табл. 6).

В течение вступительной стадии по периферии будущего горного сооружения преобладало кондендационное развитие положительных структурных форм, а в центральной части — конэрозионное (см. рис. 22, А). Межгорные, предгорные и крупные горные впадины испытывали общие абсолютные погружения, преимущественно компенсированные осадконакоплением. Это свидетельствует о том, что скорости прогибания почти повсеместно не превышали критической скорости конседиментационного развития отрицательных структурных форм. Анализ мощностей и фаций нижней толщи моллас устанавливает очень низкие значения скоростей роста внутридепрессионных поднятий, которые начали зарождаться в конце вступительной стадии. Лишь наиболее крупные из них вызвали изменения фаций (рис. 23).

Главная стадия горообразования характеризуется дальнейшим увеличением скорости вертикальных движений и становлением горного сооружения в рельефе. В течение главной стадии выделяются две фазы — ранняя и поздняя (см. рис. 22, Б; 23).

* Проблема генетической связи вертикальных и горизонтальных движений не рассматривается. — Прим. автора.



Рис. 23. Схема строения орогенной формации Памира-Тяньшаньской области новейшего горообразования

1 — глины; 2 — алевроиты; 3 — пески и песчаники; 4 — галечники и конгломераты; 5 — брекчии; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — лёссовидные суглинки; 9 — ледниковые валунные суглинки; 10 — гипсы; 11 — соли; 12 — базальты

Таблица 6

Наименование стадий	Средние скорости вертикальных движений в м/в год для оптимальных условий		Коррелятивные отложения в областях аккумуляции
	горное сооружение	межгорные впадины	
Вступительная, или начальная	От 0,05 до 0,07	От (-0,2) до (-0,25)	Тонкие красноцветные молассы
Главная (включающая две фазы)	0,18	(-0,2)	Грубые бурые и палево-серые молассы
Фаза раннего развития	От 0,75 до 1,00	(-0,13)	Бурые молассы
Фаза позднего развития	0,5	(-0,66)	Палево-серые молассы
Заключительная (начало стадий)	5*	От (-1)* до (-2)	Весьма грубые серые и палево-серые молассы изменчивого строения

* Данные скорости не являются средними значениями для всей стадии в связи с ее незавершенностью; они определены только для одного миллиона лет, т. е. малого отрезка времени и поэтому не сопоставимы с предшествующими.

Ранней фазе горообразования соответствует накопление мощной толщи пестроцветных моласс с переходными тонами окраски от красных к бурым. По периферии горных впадин наблюдается укрупнение терригенного материала, а в центральной части — продолжается дальнейшее накопление тонких моласс и конседиментационное развитие внутридепресссионных поднятий. Возрастание скорости роста этих положительных структурных форм вызывает существенные изменения в характере осадконакопления, мощностях и литофациях. В горном сооружении продолжает развиваться структурный рельеф, который из низкогорного превращается в среднегорный, а денудационные равнины по его периферии замещаются низкогорьем.

В *поздней фазе* горообразования резко возрастает скорость вертикальных движений и общее поднятие (горное сооружение) приобретает очертания, близкие к современным. В сопряженных межгорных и предгорных впадинах в это время накапливается толща палево-серых грубых моласс. Внутридепресссионные поднятия превращаются в самостоятельные источники местного обломочного материала в связи с переходом от конседиментационного к конденудационному развитию (см. рис. 22, Б; 23).

В главную стадию горообразования в горном сооружении повсеместно господствуют условия значительной некомпенсированности и нарушения состояния динамического равновесия. Все нивелирующие процессы развиваются при скоростях тектонических движений, превышающих критические значения интенсивности нивелирующих экзогенных процессов: $D_K^{er} < T^{or} \gg D_K^p$. С течением времени это неравенство достигает своего предельного значения: $D_{max}^{er} < T_{max}^{or} \gg D_{max}^p$. При развитии данного режима на обширной территории условия общей некомпенсированности переходят в условия частичной и полной изоляции экзогенных процессов от главных базисов денудации горной страны. К сопровождающим явлениям относится отмирание antecedentных долин и региональная перестройка поверхностного стока. При этом могут создаваться новые благоприятные условия для возникновения секущих эпигенетических приразломовых долин*.

Значительное отставание эрозии от поднятия и изоляцию испытали многие горные сооружения в процессе своего становления. Это явление устанавливается по фрагментам высокоподнятых равнин и низкогорий в центральных — внутренних районах Альп, Динарских гор, Карпат, Кавказа и в других эпигеосинклинальных и эпиплатформенных горных странах. К современной эпохе древнейший рельеф в различной степени уничтожен в результате последующего глубокого расчленения.

Исследование общих закономерностей строения рельефа горных стран позволяет считать, что условия изоляции не существовали на протяжении всего этапа горообразования, но являлись типичными для главной стадии с максимальными скоростями общего поднятия и прогибания. В течение главной стадии наступают качественные изменения соотношений скоростей прогибания и воздымания, а также их территориального распространения. Если в начальную стадию погружения преобладали (территориально и по интенсивности) над поднятиями, то к концу ранней фазы главной стадии наблюдается динамическое равновесие между этими противоположно направленными движениями земной коры, а в позднюю фазу — начинает преобладать рост поднятий за счет сопредельных впадин (см. табл. 6).

В завершающую стадию горообразования продолжают развиваться все ранее образовавшиеся тектонические деформации.

* Изменение расчленения горной страны в связи с процессом становления поднятия в рельефе рассматривается в монографии автора «Развитие рельефа горных стран». Изд-во «Мысль», 1970.

Особенно возрастает рельефообразующая роль положительных структурных форм и происходит дальнейшее отмирание областей прогибания. В результате этого процесса большинство горных впадин оказываются поднятыми и в различной степени расчлененными. Только некоторые из них сохраняются, как области относительного погружения и накопления грубого обломочного материала в условиях перекомпенсации. Расширение и воздымание простых хребтов-поднятий приводит к их «сближению» и формированию нового — сложного поднятия. Поэтому в общем случае сложное поднятие включает простые поднятия, подразделенные внутригорными мертвыми впадинами (см. рис. 3). Процесс отмирания предгорных и межгорных впадин выразился в значительном сокращении областей аккумуляции и формирования зоны современных предгорий на сопряженном склоне с горным сооружением, а также в членении впадин системами внутридепрессионных поднятий. Завершающая (или заключительная) стадия горообразования не закончилась. По-видимому, плейстоцен и голоцен соответствуют только ее началу. В течение этого времени начинается принципиально новый процесс — отмирание предгорных и межгорных впадин I порядка. Продолжается общее интенсивное расширение и воздымание горного сооружения, которое может испытать неоднократные оледенения.

На основании фаунистически охарактеризованных толщ моласс для Среднеазиатского региона продолжительность начальной стадии определяется с позднего олигоцена до раннего миоцена. Для Памира и некоторых регионов Северного и Центрального Тянь-Шаня эта граница понижается до позднего или даже до среднего эоцена. Главной стадии горообразования соответствует промежуток времени со второй половины раннего миоцена до плиоцена, включительно. Начало завершающей стадии падает на конец позднего плиоцена — современную эпоху. Следовательно, можно сопоставлять средние скорости тектонических движений, вычисленные для вступительной и главной стадий, т. е. вычисленные для равноценных промежутков времени. Тектонические движения орогенных областей являются в высшей степени неравномерными. Поэтому существующие представления о том, что скорости тектонических движений в течение четвертичного периода являются максимальными, построены на неверных сопоставлениях. Может быть, этот режим и имеет место, но для подобных выводов надо располагать другими исходными данными, в частности, скоростями тектонических движений за равные промежутки времени или за соизмеримые со всей главной стадией горообразования.

Направленность развития и геоморфологическая зональность. Изучение общих закономерностей расчленения современных горных стран показывает, что они обладают зонально построенным разновозрастным рельефом. Эта закономерность отражает определенные условия его формирования — последовательность морфологического оформления тектонических деформаций различных порядков, предопределенную общей направленностью процесса горообразования.

Процесс морфологического становления развивающегося поднятия сопровождается формированием зонального рельефа. Зоны с различным типом расчленения и возрастом располагаются concentрически относительно наиболее древнего участка расширяющегося поднятия — т. е. от свода к склонам возраст зон становится моложе (рис. 24). Зональное строение отражает направленный процесс морфологического развития положительных тектонических деформаций в рельефе. Частные поднятия приводят к формированию локальных геоморфологических зон, а развитие общего поднятия — горного сооружения сопровождается формированием региональных геоморфологических зон. Они являются разновозрастными, отличаются по характеру новейшего развития и, как следствие, по типу горизонтального и вертикального

расчленения. В различных сочетаниях эти зоны присутствуют во всех областях горообразования*.

В условиях наиболее полного развития в горной стране выделяются четыре региональные геоморфологические зоны, расположенные примерно концентрически относительно центра общего поднятия: на своде — первая, или внутренняя, горная зона, а на склонах — вторая, или внешняя, горная зона (рис. 25, А и Б), гипсометрически ниже — в

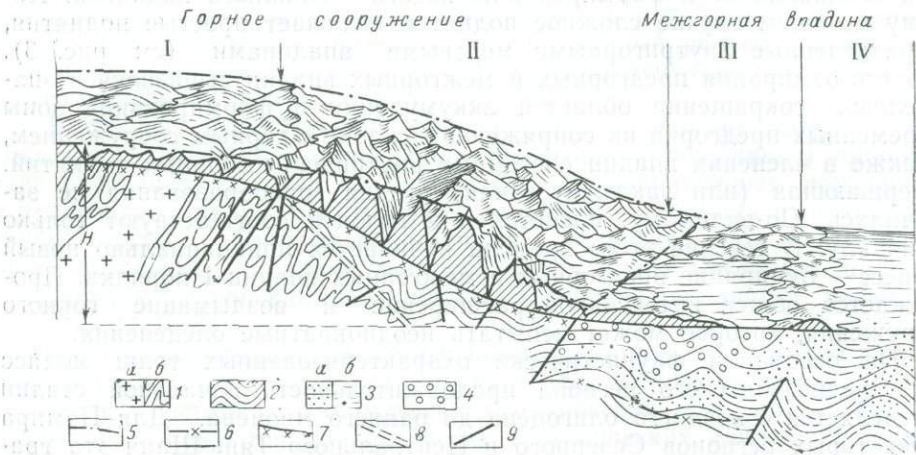


Рис. 24. Геоморфологические зоны горной страны:

I — внутренняя горная, II — внешняя горная, III — предгорная и IV — подгорная равнина

1 и 2 — породы, слагающие эпиплатформенное горное сооружение [1 — фундамент (а — магматические породы, б — метаморфические), 2 — чехол]; 3 и 4 — породы орогенного комплекса, выполняющие сопряженные впадины [3 — тонкие молассы (а — песчаные, б — глинистые), 4 — грубые молассы]; 5-6 — линии обобщающие (5 — общее сводобразное поднятие, 6 — чашеобразный прогиб); 7 — глубина эрозионного расчленения; 8 — древний пенеппен и поверхность выравнивания (выработанные в породах фундамента); 9 — разрывы

межгорных и предгорных впадинах — общее поднятие обрамляют две следующие зоны: третья, или предгорная, и четвертая, или подгорно-равнинная (см. рис. 25, В).

Первая, или внутренняя, горная зона характеризуется наиболее древним рельефом, который сформировался в течение вступительной стадии морфологического становления горной страны и накопления относительно тонких моласс. Этот древний рельеф далеко не везде сохранился. В узких, линейно вытянутых, общих поднятиях, обрамленных глубокими и активно прогибающимися предгорными и межгорными впадинами (типа Большого Кавказа), реликтовый рельеф в различной степени уничтожен регрессивной эрозией и пропилен глубокими ущельями современной гидрографической сети. Фрагментарно древний рельеф первой горной зоны сохранился в горных сооружениях Евразийского горного пояса во внутренних районах общих поднятий — горных сооружений Динарских гор, Малого Кавказа, Туркмено-Хорасанских гор, Тянь-Шаня, Алтая и Саян. Более полно этот реликтовый рельеф представлен в центральных районах Тянь-Шаня. В некоторых горных странах (Тибет, Памир) рельеф этой зоны широко распространен. Он образует верхний ярус, высоко расположенный над глубоко расчлененным рельефом второй горной зоны. Она пред-

* Подробное описание геоморфологических зон, причин их возникновения, морфологический облик, обусловленный эндогенным развитием, и его искажения под влиянием климата и других факторов приводятся в работе автора «Развитие рельефа горных стран». Изд-во «Мысль», 1970.

ставляет нижний ярус и развита на склонах общего поднятия. Яркий рельеф отражает предельно яркое развитие геоморфологической зональности горного сооружения с контрастным типом расчленения и большим различием в гипсометрическом положении каждой зоны (рис. 25, А).

Характер строения древнейшего рельефа первой горной зоны дает возможность предполагать, что в начале становления общего поднятия основное значение в его орографии и распределении поверхностного

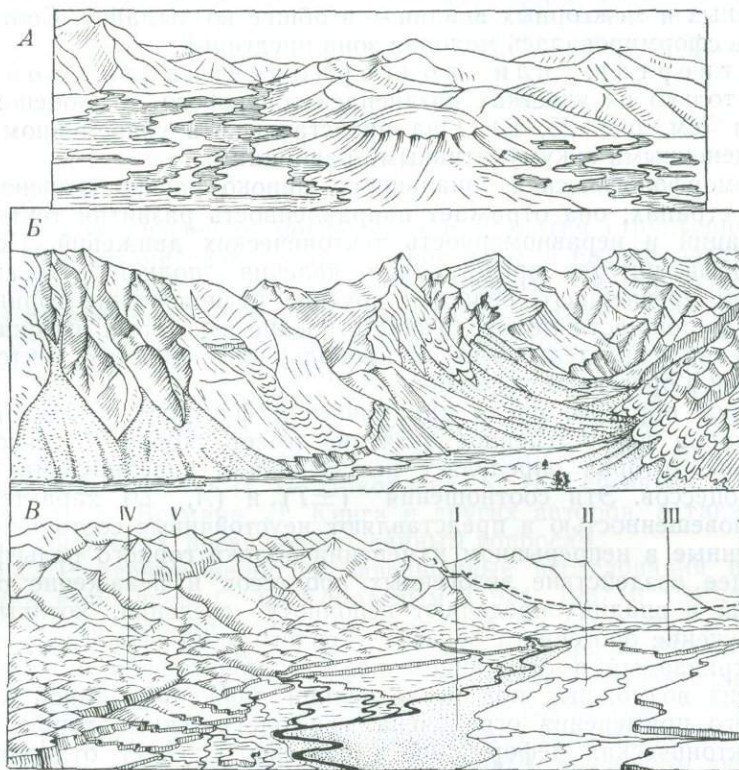


Рис. 25. Рельеф геоморфологических зон горной страны:

А — высоко поднятый и умеренно расчлененный первой или внутренней горной зоны (долина Алячюра, Памир); Б — глубоко расчлененный второй или внешней горной зоны (долина Ярхыча, Юго-Западный Тянь-Шань); В — геоморфологические зоны межгорных и предгорных впадин. I—III — аккумулятивные равнины четвертой, или подгорно-равнинной, зоны (I — низкая, II — повышенная и III — высокая); IV—V — дробно расчлененный ступенчатый рельеф третьей, или предгорной, зоны (IV — подзона низкого предгорья, V — подзона высокого предгорья)

стока имели структурные формы II и III порядка — поднятия-хребты и впадины-долины. Они развивались в условиях почти не выраженного в рельефе зарождающегося общего поднятия.

Вторая, или внешняя, горная зона обладает совершенно иным типом расчленения. Она развивается на грандиозных склонах горных сооружений в течение главной стадии горообразования и сопоставляется с накоплением преимущественно грубых моласс. Это рельеф крутосклонных хребтов и глубоких ущелистых долин (см. рис. 25, Б). Последние часто закладывались вкост простирания древних хребтов-поднятий и долин-впадин, но в соответствии с наибольшими наклонами склонов горных сооружений. Подобные соотношения и пространственное положение древних и новых направлений поверхностного стока позволяют установить различное рельефообразующее

значение общего поднятия в течение начальной и главной стадии горообразования.

Строение рельефа второй горной зоны (на склонах горных сооружений) позволяет его сопоставить с главной стадией горообразования и оформлением общего поднятия в виде горного сооружения (см. рис. 24 и 25).

Третья, или предгорная, геоморфологическая зона образовалась вследствие отмирания областей прогибания горной страны и вовлечения склонов седиментационных депрессий — предгорных и межгорных впадин — в общее воздымание. Соответственно здесь сформировалась молодая зона предгорий.

Четвертая, или подгорно-равнинная, зона сохранилась только на участках позднеплейстоценового — голоценового прогибания (см. рис. 25, В). Она представлена в современном рельефе нерасчлененными аккумулятивными равнинами.

Геоморфологическая зональность широко распространена во всех горных странах; она отражает направленность развития тектонических деформаций и неравномерность тектонических движений. По-видимому, особый интерес представляют явления полной и значительной изоляции древнейшего рельефа, ярусное расположение горных зон и огромные мощности моласс. Такое строение некоторых высоких горных сооружений свидетельствует о наибольших скоростях тектонических движений в орогенных условиях.

Таким образом, среди динамических факторов в областях горообразования первостепенное значение имеет скорость тектонических движений, которая определяет интенсивность нивелирующих экзогенных процессов. Эти соотношения ($\pm T$) и (A, D) характеризуются неуравновешенностью и представляют неустойчивые состояния, внешне выраженные в непрерывном изменении облика горного рельефа. Нивелирующее воздействие экзогенных процессов и искажение очертаний поднятий и впадин определяют неполноту сведений, которые может дать изучение орогенного рельефа. Геолого-геоморфологический метод, рассматриваемый в следующем разделе монографии, является лишь одним из возможных при исследовании движений земной коры. Область его применения ограничена морфологическим этапом становления тектонических деформаций в рельефе. Следует отметить, что и область применения метода мощностей и фаций тоже ограничена определенными условиями — конседиментационным развитием структурных форм. При исследовании переходного состояния применительно к одной и той же деформации может быть использован комплексный анализ.

Геоморфологический метод исследования

Мне думается, что геолог может подойти к изучению геоморфологических проблем несколько иначе, чем, например, географ. Совершенно естественно, что из сложного комплекса факторов, определяющих, создающих, непрерывно преобразующих формы земной поверхности, он будет изучать преимущественно те, которые ближе всего связаны с его основными специальными задачами. Ограничиваясь главным образом областью изучения таких проблем, он сможет в наибольшей степени использовать ту методику исследования, которой он владеет, и ввести некоторые приемы геологической методики с теми же или иными целесообразными изменениями в геоморфологию.

Е. В. Милановский (1931 г.)

Если методы изучения морфологии и развития структурных форм областей прогибания разработаны и проверены в разнообразных условиях развития земной коры, то исследование геоморфологического процесса становления структурных форм еще требует дальнейшего развития. Существует множество направлений анализа новейшего развития структурных форм (М. Е. Вегман, В. Девис, И. П. Герасимов, К. И. Геренчук, Л. Кинг, В. В. Ломакин, Н. И. Николаев, В. Пенк, Ю. А. Мещеряков, Е. Е. Милановский, Ю. А. Скворцов, Ж. Трикар, В. Е. Хаин, С. С. Шульц и др.). Геоморфологические методы изучения рельефа описаны в монографиях Н. И. Николаева, К. И. Геренчука, Ю. А. Мещерякова, М. Е. Вегмана, Л. Кинга и других авторов, а также в специальных сборниках, посвященных данным вопросам.

В СССР первые наиболее завершенные исследования процессов денудации выполнены С. С. Соболевым (1924, 1937 и 1948 гг.). Для изучения интенсивности новейших движений им были составлены различные карты, охватывающие всю европейскую часть СССР, и более детальные — для Украинской ССР. На основании сравнительного анализа глубины и густоты расчленения, а также глубины местных базисов эрозии С. С. Соболев дал первую обобщенную характеристику экзогенных процессов, которая позволила по косвенным признакам дать объективную общую картину пространственного распространения новейших вертикальных движений. К сожалению, морфологические данные расчленения земной поверхности реками не были в необходимой мере увязаны и сопоставлены с геологическими данными — структурными формами рассматриваемой территории. Подробный сравнительный анализ новейшего развития по геологическим данным и характеру расчленения земной поверхности, а также по комплексу палеогеографических, геофизических и других материалов был выполнен Н. И. Николаевым. Это позволило составить первые карты с качественной характеристикой новейшего тектонического развития европейской части СССР (1947 г.), а впоследствии и всей территории СССР (1950, 1954 и 1955 гг.). Позднее (1961 г.), в новой легенде, предложенной С. С. Шульцем, была создана Н. И. Николаевым и С. С. Шульцем карта неотектоники СССР с количественной характеристикой суммарных вертикальных движений и районированием всей территории в соответствии с ее новейшим тектоническим строением. В процессе создания этой карты большое значение имели данные, полученные при применении геоморфологического метода анализа расчленения земной поверхности для регионов с денудационным рельефом. Для характеристики вертикальных движений и формирования новейших поднятий и впадин часто рассматривались строение аллювиальных толщ, отдель-

ные элементы речных долин и комплекс косвенных признаков. В этих целях М. М. Жуковым использованы высоты террас и некоторые сопутствующие орографические данные (1937, 1941 гг.).

В исследовании флювиальных отложений ценный вклад представляют работы Н. И. Николаева (1949 г.) и Е. В. Шанцера (1942, 1951 гг.), создавших первые принципиальные схемы строения аллювия равнинных рек, не утратившие своего значения до настоящего времени. Различные фации аллювия (на примере отложений рек европейской части СССР) рассматриваются в многочисленных работах Г. И. Горецкого (1947—1958 гг.). Дробные подразделения фаций древнего аллювия выделяются Н. И. Гридневым для кайнозойских континентальных моласс (1953, 1955 гг.) и дельты Сырдарьи (1953, 1955, 1956 гг.).

Интересный фактический материал и ценные наблюдения по аллювию горных рек приведены в работах И. П. Васильковского (1935, 1936, 1939, 1951 гг.), Ю. А. Скворцова (1938 и 1950 гг.) и В. И. Попова (1940 г.). В целом, для формации континентальных кайнозойских моласс областей горообразования большая работа была выполнена коллективом среднеазиатских геологов (Попов, 1954, 1966; Попов, Гриднев и Набиев, 1956). Возможности расчленения и корреляции разновозрастных толщ по характеру вещественного состава аллювия террас рассматриваются в работах Д. В. Борисевича (1948), Н. П. Вербицкой (1959, 1961), Ю. А. Лаврушина (1960, 1962) и Г. А. Теплово́й (1962) и др.

Изучение общих закономерностей строения аллювиальных отложений позволило судить о характере и масштабах тех отложений, которые возникают на участках развивающихся в рельефе поднятий и впадин. Для выявления новейших движений большое значение имели работы В. В. Ламакина и, в частности, выделение динамических фаз речных долин и аллювиальных отложений (1948, 1950). Эти представления получили дальнейшее развитие в работах Е. В. Шанцера (1961, 1965), И. П. Карташова (1961), автора данной монографии (1959, 1960, 1961, 1966) и других геологов.

Региональные наклоны земной поверхности и их локальные изменения непосредственно связаны с геологической деятельностью рек. Этим вопросам также посвящена обширная литература (Воскресенский, 1960; Герасимов, 1946, 1959; Геренчук, 1950, 1956, 1960; Горецкий, 1946; Граве, 1955; Захаров, 1955; Зенкель, 1947; Маккавеев, 1956; Карташев, 1958; Милановский, 1952; Николаев, 1950; Резвой, 1947, 1953, 1957; Раскатов, 1957; Сваричевская, 1958, 1961; Скворцов, 1948, 1950; Трескинский, 1950; Хоментовский, 1947; Цысь, 1957; Чедия, 1957; Щукин, 1957; Костенко, 1958 и многие другие).

В пределах платформенных областей интересные исследования были проведены Ю. А. Мещеряковым, которым обстоятельно проанализированы полигенетические поверхности выравнивания и их деформации в связи с проявлением новейших движений (1960, 1962, 1963, 1964, 1968), и Л. Кингом, посвятившим свои работы главным образом вопросам формирования поверхностей выравнивания в связи с региональным и длительным отступанием склонов. Наиболее убедительно и подробно эта точка зрения изложена для формирования поверхностей выравнивания Африканского континента, но, по-видимому, и автор явно переоценивает процессы педипленизации. В данном аспекте интересная методика исследований горного рельефа изложена в работах Д. В. Борисевича (1954, 1964) и А. И. Спиридонова (1961). Эти авторы придавали большое значение картированию разновозрастных элементов горных склонов, в соответствии с представлениями Л. Кинга о широком развитии процессов педипленизации. При анализе рельефа Урала и Карпат упомянутые авторы резко подразделяли участки склонов и

местные базисные поверхности — днища долин-впадин, что, по-видимому, не оправдывается условиями развития этих сопряженных элементов хребтов и долин.

Интересные геоморфологические исследования, отражающие основные этапы становления горных сооружений или отдельных регионов, приводятся А. Н. Лебедевой по Северному Кавказу, а также в многочисленных работах Н. В. Думитрашко и в ряде статей Д. А. Лилиенберга по Кавказу (1954, 1957, 1958, 1959, 1961, 1962, 1963, 1964 и др.), в работах Г. С. Ганешина (1959, 1961, 1964) и Ю. Ф. Чемякова (1956, 1959, 1961, 1962, 1964) по Дальнему Востоку, Н. И. Краснова и С. Ф. Козловский (1962) по Сибирскому плоскогорью, а также многих других исследователей.

Обширная литература посвящена анализу террасообразования, извилистости и типам меандрирования рек (Барановская, 1837; Воронов и Егоров, 1958; Ермолаев, 1932; Зятькова, 1961; Ломакин, 1949; Николаев, 1947; Скорняков и Тупицын, 1956; Чарушин, 1960; С. С. Шульц, 1933, 1940, 1948; Костенко, 1960, 1962 и др.).

Основное внимание уделялось изучению устьев рек, конусов выноса и наземных дельт (Вебер, 1929—1930; Гриднев, 1955; Курдюков, 1957; Николаев и Поляков, 1937; Попов, 1969; Шульц, 1936, 1937; Костенко, 1954, 1962 и др.). При изучении отдельных районов большое значение придавалось уклону продольного профиля русла реки и выяснению отклонений от средних значений, присущих исследуемой реке в определенных геологических и физико-географических условиях (Журенков, 1961; Ивановский, 1956; Казакова, 1954; Крестников, 1960; Огнев, 1939; Рождественский, 1953; Соколов, 1937; Мещеряков, 1953, 1954, 1957, 1958, 1964 и многие другие). К морфологическим методам оценки процессов денудации относятся исследования различных параметров общего характера расчленения В. П. Философова (1960) и других авторов. Компилятивная работа — сводка методов полевых геоморфологических исследований была составлена А. И. Спиридоновым (1952, 1963, 1970). В последние годы многие геоморфологи (и особенно занимающиеся исследованием горных стран) начинают придавать большое значение геологической деятельности рек и определению этапов расчленения денудационного рельефа.

ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ ГОРНОГО РЕЛЬЕФА

В основу данного метода исследования автором были приняты следующие теоретические положения: С. С. Шульца о речных террасах (1933, 1940, и 1948), Ю. А. Скворцова (1948, 1952, 1959), К. К. Маркова (1933, 1948) о ярусном строении рельефа Памира, В. Пенка (1924) о эндогенной обусловленности ступенчатого строения склонов развивающихся возвышенностей-поднятий и В. Девиса (1940) о возможности значительного отставания экзогенных процессов от тектонических движений.

Основные положения и применение метода, разработанного автором, были изложены в специальных работах (1958—1962, 1965, 1970). Поэтому ниже рассматриваются только некоторые характерные параметры горного рельефа — главнейшие объекты исследования и их использование для сравнительного анализа геологических и морфологических данных, графической обработки материалов камерального дешифрирования и геоморфологического картирования.

В геологии одним из важнейших критериев, позволяющих сравнивать удаленные области Земли, является возраст пород. В геоморфологии анализ развития рельефа и сопоставление его элементов также возможны лишь при определении их возраста, хотя бы относительного. Это особенно важно при сравнении орографических элементов различ-

ного облика, отличающихся не только по происхождению, но и по времени возникновения в виде неровностей дневной поверхности, т. е. по возрасту. Поэтому, помимо общепринятых разновидностей геоморфологических карт, можно рекомендовать специальные возрастные карты и профили, при составлении которых использовались бы более полно данные о времени и последовательности развития орографических форм.

При геологической съемке геоморфологические наблюдения часто позволяют дать качественную характеристику новейших и современных движений. Выбор и применение метода исследования в значительной степени зависит от конкретной обстановки. На морских побережьях одним из основных показателей новейших и современных тектонических движений является деформация береговых линий, изменение мощностей и фаций морских и континентальных отложений в пространстве и времени. В высокогорных странах, подвергшихся значительному древнему и современному оледенению, в этих же целях изучаются высота современной и древней снеговой границы, распространение разновозрастных скоплений льда, морен и экзарационных форм. В экстрагляциальных районах важный показатель новейших движений представляет эрозионная и аккумулятивная деятельность рек, выраженная в строении речных долин, морфологии уступов террас и в характере их покровов.

Из всех экзогенных рельефообразующих факторов реки (а также активные «потоки» льда) наиболее чутко реагируют на геоморфологический процесс оформления структуры и ее элементов в виде впадин и возвышенностей земной поверхности. Разновозрастные системы рек, подобно своеобразным естественноисторическим «наклономерам», отмечают изменения наклонов земной поверхности, «регистрируя» их в строении своих долин. Эти естественные «приборы» в течение веков и сотен тысячелетий фиксируют воздымание положительных структурных форм, а также прогибание впадин. Каждому циклу осадконакопления отвечали циклы расчленения горного денудационного рельефа с различным характером эрозии и плоскостной денудации в соответствии с наклонами земной поверхности. Эрозия и аккумуляция, а также плоскостная денудация водоразделов и горных склонов представляют экзогенные процессы, которые наиболее чутко реагируют на изменение наклонов земной поверхности при морфологическом становлении частных и общих поднятий. Исследование горизонтального и вертикального расчленения горного рельефа необходимо сопоставлять с коррелятивными отложениями — их литофациями и деформациями.

Ни одна из форм рельефа так не связывает горы с подгорными равнинами, как региональные врезы транзитных рек, моделирующих склоны впадин-долин. Они облегчают корреляцию разновозрастных элементов рельефа областей денудации с толщами моласс в области аккумуляции. Это заставляет считать региональные врезы и этажи вертикального расчленения одним из основных объектов картирования в поле и камерального дешифрирования.

Общий характер и локальные изменения строения зоны плоскостной денудации могут быть использованы при реконструкции разновозрастных поверхностей выравнивания, срезающих водораздельную поверхность многих хребтов-поднятий в горном сооружении, а также в межгорных и предгорных впадинах. Подобно разновозрастным врезам и этапам расчленения доорогенные и орогенные поверхности выравнивания и пенеплены также являются показателем изменений наклонов земной поверхности в процессе роста тектонических деформаций в рельефе.

Интересные данные, позволяющие судить о последовательности расчленения хребтов-поднятий и долин (котловин)-впадин, могут быть получены в результате изучения зон плоскостной и линейной денуда-

ции. Длительность и непрерывность процессов эрозии, взаимосвязанность гидрографической сети и ряд других особенностей геологической деятельности создают возможность региональной корреляции разновозрастных форм. Это позволяет дать качественную и количественную оценку наклонов земной поверхности на протяжении циклов, мегациклов расчленения и всего этапа горообразования.

Все сведения, полученные независимо от геологических исследований, часто помогают понять особенности новейшего развития деформации в течение конэрозионного этапа и в ряде случаев являются самостоятельным источником информации.

Картирование и корреляция уломянутых разновозрастных форм в горных условиях представляет значительные, но вполне разрешимые трудности. Одним из основных условий для правильных сопоставлений является отбор региональных и особенно хорошо сохранившихся главнейших врезов транзитных рек. Они могут быть выделены в процессе предварительного дешифрирования и затем подтверждены полевыми исследованиями. Горный рельеф является преимущественно денудационным и его изучение осложняется тем обстоятельством, что исследователь, за редким исключением, лишен возможности определить возраст эрозионного вреза или другого орографического элемента в соответствии с геологической хронологией. В таких случаях на геоморфологических картах и профилях следует показывать относительный возраст денудационных форм, т. е. последовательность их возникновения.

Для исследования горизонтального расчленения составляются возрастные карты, на которых выделяются мегациклы и циклы расчленения новейших поднятий и впадин. При изучении вертикального расчленения строятся комплексные геолого-геоморфологические профили — поперечные и продольные сечения орографических и структурных форм различных порядков. Эти данные позволяют судить о стадийности воздымания, перекосах, подвижках по поверхности разрывов и других особенностях развития тектонических деформаций.

В горных сооружениях, неравномерно и стадийно воздымающихся, каждому крупному поднятию соответствует региональный цикл эрозии, а в сопряженных предгорных и межгорных впадинах — цикл аккумуляции. Все остальные причины (гидрогеологические, климатические и др.) в условиях орогенного режима имеют второстепенное значение. Поэтому карты и профили основных циклов расчленения горной страны косвенно отражают стадийный процесс развития структурных форм в виде хребтов-поднятий и долин-впадин.

Рассматриваемый геолого-геоморфологический метод основан на сравнительном анализе орографических и структурных форм. Это сопоставление осуществляется в результате непосредственного сравнения разновозрастных форм области денудации и тектонических деформаций и их корреляции с отложениями в сопряженной области аккумуляции. Этой возможности — комплексного изучения тектонического режима по данным рельефа, деформаций пород и коррелятивных отложений — как правило, лишены исследователи древних этапов развития Земли.

Принципы составления возрастной карты и выделения основных циклов расчленения предложенные автором (1959, 1961) были положены в основу геоморфологических и неотектонических карт республик Средней Азии — Таджикистана (1965) и Киргизии (1967—1970), составленных большим коллективом. Легенды этих карт уточнялись и улучшались в процессе творческого сотрудничества геологов Московского государственного университета, Таджикского и Киргизского геологических управлений и Академии наук Киргизской ССР в период совместных геологосъемочных работ. Выделение основных этапов расчленения склонов хребтов и горных впадин с использованием геологических и

аэротопографических материалов было выполнено автором и для других горных стран Азии — Витимо-Патомского нагорья, Алтае-Саянской горной области, Сихотэ-Алиня и Тувы.

Определение последовательности становления горного рельефа

Рельеф областей горообразования представляет один из наиболее ярких примеров результата взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов. Количественная оценка интенсивности новейших движений орогенных областей возможна, если известен возраст хребтов-поднятий и горных впадин, т. е. время возникновения данных орографических форм, как неровностей земной поверхности. Для различных типов рельефа: аккумулятивного, денудационно-аккумулятивного и денудационного — возраст и методы его определения существенно отличаются. Возраст аккумулятивных форм близок и часто практически совпадает с возрастом пород, которые образуют данные аккумулятивные формы.

Если породы являются немymi, то могут быть применены геологические методы определения времени их образования. На эту возможность указывал К. К. Марков, выделяя метод «фациальных переходов» и «возрастных рубежей» (1948). Метод «фациальных переходов» широко используется в геологии и заключается в прослеживании немой толщи по простирацию до района, где она замещается отложениями, возраст которых определен. Метод «возрастных рубежей» используется в тех случаях, когда известен возраст двух толщ — кроющих и подстилающих, например, торфяников на поверхности аккумулятивной террасы и подстилающих пород предшествующего цикла осадконакопления. Эти методы отчасти могут быть использованы и при определении времени образования денудационно-аккумулятивного рельефа, сложенного дочетвертичными породами и несущего покров четвертичных отложений. Более сложной задачей является определение возраста орогенного денудационного рельефа. Время его образования не совпадает с возрастом пород и часто значительно отличается. В данных условиях большое значение имеет определение относительного возраста, т. е. выяснение последовательности становления денудационных форм и их корреляции.

В качестве примера использования упомянутых методов ниже рассматривается исследование возраста рельефа, активно развивающегося хребта-антиклинали Юго-Западного Копетдага, со сложным сочетанием полигенных форм (рис. 26, А—Г).

Водораздельная поверхность хребтов срезает сводовые части антиклиналей: Кюрендагской, Обойской, Малой Балханской, Казанджикской и др. (рис. 26, А, I). Она значительно и сложно расчленена. Характер врезов и их направление в пределах этой поверхности часто не увязывается с ущельями на склонах. Это особенно отчетливо наблюдается там, где водораздел ограничивается обрывом (Б, II). Часто денудационная водораздельная поверхность сводообразно изогнута, подобно своду антиклинали, которую она срезает, но ее изгиб имеет больший радиус кривизны. Возможно, время ее образования относится к раннему акчагылу — сармату. Предположительно с ней сопоставляется коштемирская поверхность центральных районов Западного Копетдага. В свете историко-геологических данных (учитывая последовательное расширение областей, охваченных поднятиями) можно предположить преимущественно позднемиоценовый возраст водораздельных поверхностей главных хребтов внутренних и южных районов Копетдага.

Обрыв в верхней части склонов обрамляет на западе (т. е. со стороны Каспийского моря) водораздельную поверхность Большого и Ма-

лого Балхана, в меньшей степени Кюрендага и некоторых других хребтов-антиклиналей. Его морфология и характер распространения заставляет предполагать первичное абразионное происхождение во время крупных ингрессий моря в акчагыле (Б и В, II). В плане обрыв имеет оригинальные очертания: очень часто встречаются длинные и узкие выступы — «мысы», которые достигают 1—2 км длины при ширине 100—200 м. «Мысы» отделены друг от друга вогнутыми участками — «заливами» или «бухтами» (В). В настоящее время обрыв и расположенный ниже крутой склон переработаны и значительно расчленены ущелистыми долинами временных потоков (Г, III). При их исследова-

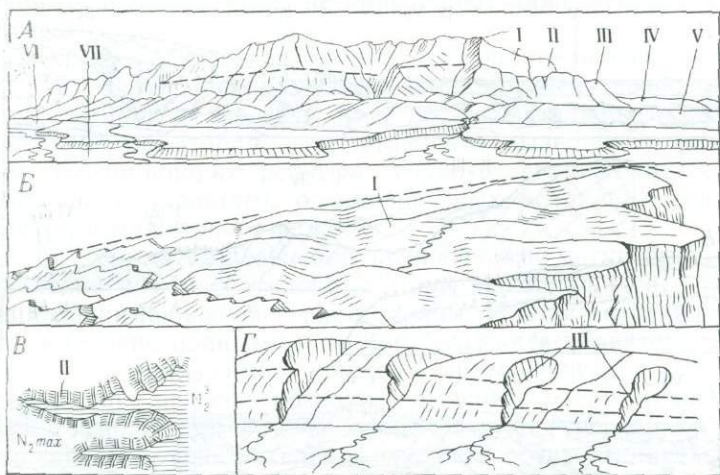


Рис. 26. Разновозрастные элементы орогенного денудационного рельефа

А — общий вид хребта; Б — водораздельная поверхность; В — очертания абразионно-денудационного обрыва в плане; Г — региональные эрозивно-денудационные везы на крутой части горного склона

нии устанавливается наличие главнейших общих базисов эрозии потоков — фрагментов эрозийных врезов, последовательно вложенных друг в друга (Г, III). Абразионный обрыв (Б, В, II) обрамляет водораздельную поверхность и расположен выше апшеронской абразионно-денудационной поверхности (А, IV), которая к нему прислонена. Это дает основание предполагать, что его возраст соответствует эпохе максимальной ингрессии акчагыльского (?) моря, абразионной деятельностью которого, по-видимому, следует объяснить моделировку этого обрыва и его своеобразную конфигурацию. Денудационный склон (Г) располагается ниже абразионного обрыва. Обычно он довольно крутой и совпадает либо с разрывом, ограничивающим хребет-антиклиналь, либо с весьма крутым падением крыльев складки.

Абразионно-денудационная поверхность распространена ниже абразионного обрыва вдоль южных и восточных склонов хребтов-антиклиналей (рис. 27, А—Г). Она плохо сохранилась, и на участках значительного расчленения ей соответствуют одновысотные вершины отдельных гребней и гряд (Б, IV). К настоящему времени от этой поверхности остались лишь небольшие фрагменты. Абразионно-денудационная поверхность (А и Б, IV), сформировалась в эпоху регрессии моря и отложения континентальных свит позднего плиоцена. Ее апшеронский возраст определяется следующими рубежами. Эта поверхность срезает меловые, палеогеновые, миоценовые породы, а на западном окончании Малого Балхана — ракушняки с позднеакчагыльской фауной и пере-

крывается маломощным покровом гальки из позднеакчагыльских ракушнякав, а также известняков и мергелей мелового возраста, которые слагают склоны хребта-антиклинали (В, IV).

Ниже абразионно-денудационной поверхности к ее склону прислонены ступени предгорий более молодые, почти горизонтальные. Они срезают не только породы акчагыла, но и апшерона и несут покров из плейстоценовых галечников (В, V и VI).

В приведенном примере при определении возраста денудационных и аккумулятивных форм рельефа благоприятными факторами оказа-

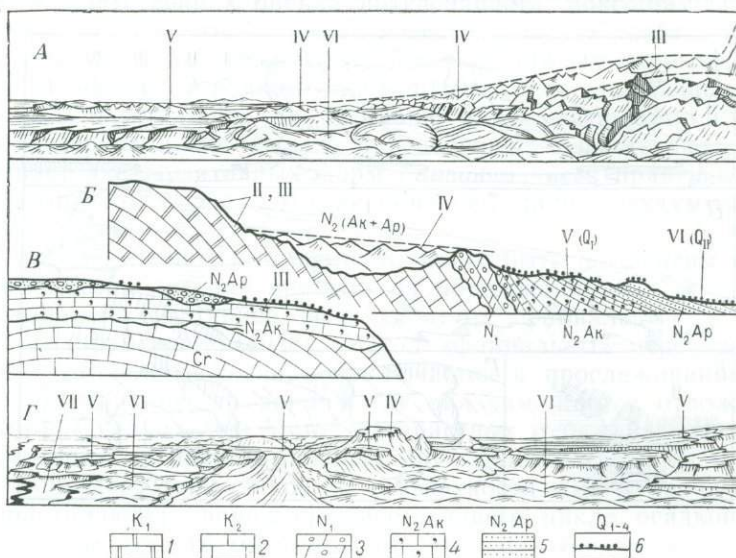


Рис. 27. Разновозрастные элементы рельефа склонов хребта Малого Балкана и сопредельной зоны предгорий

А — общий вид; Б — ступени высокого предгорья; В — детали строения высокого предгорья; Г — характер расчленения низкого предгорья и высоких подгорных равнин. 1—6 — возраст пород, слагающих рельеф, показан индексом; относительный возраст рельефа — римскими цифрами I—VII

лись сочетания абразионных и денудационных форм, а также сопряженные морских и континентальных отложений. В горных странах с длительным континентальным развитием (на протяжении всего этапа горообразования) и широким распространением пород фундамента определение возраста рельефа значительно усложняется. В прошлом столетии В. Девис сделал ценный вклад в методику геоморфологического анализа рельефа. Он обратил внимание на связь облика рельефа и его относительного возраста, а также на то значение, которое играет время образования рельефа при анализе характера геологического развития. Им впервые были выделены три стадии относительного возраста: юность, зрелость и старость, отличающиеся расчленением земной поверхности. Но при всей наглядности выделения относительных возрастных стадий и их орографической характеристики они неточно отражают соотношение между процессами денудации и тектоническим развитием структурных форм. Можно привести множество примеров, показывающих, что степень расчлененности земной поверхности без учета возраста не является достаточно надежным критерием. Так, например, по мере удаления от центральной части впадины к предгорьям глубина и густота расчленения рельефа возрастает. Но можно ли здесь выделить «старый» — выровненный и «зрелый» — расчлененный рельеф? Поднятые равнины — сырты Тянь-Шаня, глубоко расчлененные окраины этой горной страны и предгорные равнины также не могут соответ-

ствовать в возрастном отношении упомянутым «возрастным стадиям» Девиса. Лишь при определенных (ограниченных) условиях глубина и густота расчленения поверхности соответствует относительному возрасту. В большинстве случаев расчлененность определяется интенсивностью вертикальных тектонических движений. В горной стране поднятия различного возраста могут иметь равную высоту и, наоборот, при разной высоте возраст возвышенностей может быть одинаковым. Только в процессе регионального изучения основных этапов расчленения выясняется последовательность развития отдельных форм рельефа. Поэтому гипсометрическое положение денудационных форм и степень их расчленения, отдельно взятые, не определяют даже относительного возраста рельефа.

Определение возраста денудационного горного рельефа можно разделить на две части: первая — выделение относительного возраста главных элементов рельефа, т. е. последовательности расчленения земной поверхности, вторая — сопоставление выделенных циклов формирования денудационного рельефа горного сооружения с циклами осадконакопления — толщами разновозрастных осадков в сопряженной предгорной (или межгорной) впадине.

Косвенные данные при решении первой части могут быть получены при определении объемов осадочных толщ, накопившихся в результате разрушения поднимающейся горной страны. Но эти сведения не всегда являются достаточно полными и не могут служить характеристикой развития отдельных, даже самых крупных, орографических форм.

Возраст горного рельефа позволяет выяснить и примерную скорость тектонического поднятия. Эта величина является несколько заниженной по отношению к действительной скорости воздымания данного участка, так как не всегда удается учитывать мощность пород, снесенных в процессе денудации горной страны за данный промежуток времени.

Условия применения геоморфологического метода

Изучение современных и новейших движений существенно отличается не только по методике наблюдений, но и по объекту исследования.

При изучении новейших движений определяется не процесс, а его суммарный результат, выраженный в деформациях пород, а также определенных соотношениях орографических и структурных форм. Для характеристики внутренних деформаций, обусловленных эндогенными процессами, используются геофизические, геолого-исторические и другие методы. Для оценки воздействия экзогенных процессов, протекающих в зависимости от развития структурных форм в рельефе, применяются геоморфологические наблюдения.

При исследовании современных движений наблюдается их непосредственное воздействие, т. е. процесс, а не суммарный результат. Эти движения часто накладываются на более древние деформации; последние могут быть не выражены в рельефе или представлять поднятия и впадины различного морфологического облика. Современное развитие тектонических деформаций косвенно отражается в интенсивности и пространственном распространении современных экзогенных процессов. Поэтому современные движения могут быть качественно охарактеризованы в результате детальных геолого-геоморфологических исследований; их количественное определение возможно при специальных инструментальных исследованиях. Ниже рассматривается геолого-геоморфологический метод определения конэрозионного развития структурных форм по косвенным данным — геологической деятельности рек и эрозионно-аккумулятивным процессам. Однако геоморфологический метод применим только по отношению к определенной категории структур-

ных форм — рельефообразующих, т. е. создающих неровности земной поверхности в процессе своего развития. Он применим для морфологической стадии развития тектонической деформации в течение которой, несмотря на нивелирующее воздействие экзогенных процессов, «растущее» поднятие или впадина выражены в рельефе. Эта стадия представляет лишь часть общего процесса становления структурных форм, так как отсутствие впадин и поднятий еще не говорит о тектоническом покое (рис. 28, А—В). Сохранение на протяжении длительного времени

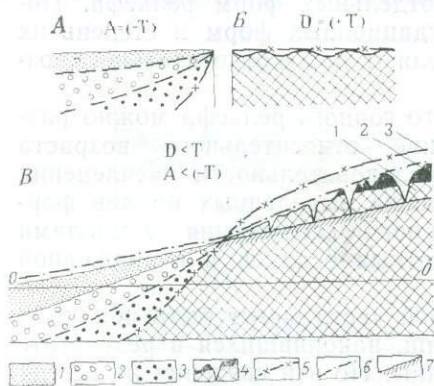


Рис. 28. Различный характер выражения в рельефе тектонических поднятий и впадин и возможность их геоморфологического исследования:

А — конседиментационное, Б — корденудационное и В — корденудационное и В — корденудационное
 1—3 — кайнозойские молассы (1 и 2 — неогеновые (1 — тонкие, 2 — грубые), 3 — преимущественно грубые, четвертичные); 4 — горный массив с зонами плоскостной денудации и эрозийного расчленения; 5—6 — линии, обобщающие очертания [5 — общего поднятия, уничтоженного в процессе воздымания, и подошвы орогенного комплекса, 6 — горного сооружения и поверхности сопряженной впадины (межгорной или предгорной)]; 7 — глубина эрозийного расчленения

рельфообразующих эндогенных процессов и сохранения древнего рельефа. Последний особенно ярко выражен при сочетании высокой интенсивности воздымания со значительной площадью, охваченной общими поднятиями. В этом случае раннеорогенный рельеф хорошо сохраняется; в наиболее изолированных отдельных местах могут уцелеть предорогенные формы или более древние. К сожалению, реликтовый рельеф не всегда учитывается геологами-съемщиками, что приводит к ошибочной трактовке возраста горных долин и соответствующих им комплексов орогенных отложений, особенно в условиях активно воздымающегося горного сооружения.

ВОЗРАСТНЫЕ РЕПЕРЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА

Пенеплены, поверхности выравнивания различного возраста и генезиса, а также эрозийные и денудационно-эрозийные врезы и их комплексы — этажи вертикального расчленения представляют орографические формы, созданные преимущественно экзогенными процессами — денудации и аккумуляции. Они возникают в результате нивелирующего воздействия на развивающиеся в рельефе тектонические деформации, поэтому могут быть использованы при исследовании новейшего развития структурных форм.

Пенеплены и поверхности выравнивания

В течение геосинклинального, платформенного и орогенного режимов, при соответствующих соотношениях общих и частных вертикальных движений $[(\pm T), (\pm t)]$ и нивелирующих экзогенных процессов (Д, А), вырабатывались различные формы денудационного рельефа. Из них сохранились фрагментарно пенеплены и поверхности выравнивания различного генезиса.

В геосинклинальных областях исследование рельефа хребтов — поднятий островных дуг — позволяет установить разновозрастные и деформированные абразионно-денудационные и эрозионно-денудационные поверхности выравнивания. Подобные формы описаны на Курильских островных дугах (Ганешин, 1964; Чемяков, 1964; Берснев, 1958; Худяков, 1961 и др.). По-видимому, образование выровненных разновозрастных полигенных поверхностей, расположенных на различной высоте в условиях геосинклинального режима, свидетельствует о неровности воздымания и стадийности этого процесса. Их наклоны, изгибы и разрывы, а также ограниченное распространение — все это результат неблагоприятных условий для длительного развития нивелирующих процессов при геосинклинальном режиме.

В эпигеосинклинальных горных странах (в Апеннинских, в Динарских горах, на Малом Кавказе) поверхности выравнивания сохранились фрагментарно. К современной эпохе они были изогнуты и разорваны в процессе горообразования. В эпигеосинклинальных горных странах возраст рельефа может быть определен при непосредственной корреляции одновозрастных форм: денудационных, абразионных и аккумулятивных морских. Так, на Кавказе поверхности выравнивания были изучены Е. Е. Милановским и Н. Д. Думитрашко, которые установили их возраст и деформации.

В эпиплатформенных горных странах изучение разновозрастных поверхностей выравнивания и древних пенепленов часто вызывает большие затруднения в связи с отсутствием возрастных реперов. Следы локального выравнивания, которые возникали при геосинклинальном и орогенном режимах в палеозое, не сохранились в современном рельефе горных стран Средней Азии. Только фрагменты эпиплатформенных позднепалеозойских и раннемезозойских пенепленов, а также разновозрастных поверхностей выравнивания иногда удается установить в виде откопанных участков, еще не расчлененных эрозией (Синицын, 1951, 1960; Шульц, 1949 и др.). Эти древние (домезозойские и раннемезозойские) пенеплены являются одним из важных возрастных реперов рельефа в эпиплатформенных горных странах Средней Азии (рис. 29, А и Б).

Геосинклинальный режим на преобладающей части Среднеазиатского горного пояса закончился в течение среднего и позднего палеозоя. Наличие формаций грубых моласс позволяет предполагать, что во многих регионах геосинклинальный режим завершился горообразованием и формированием эпигеосинклинальных горных стран, но еще нет данных, позволяющих утверждать повсеместное развитие этих процессов. Последующее резкое снижение интенсивности вертикальных движений привело к выравниванию обширных пространств, включая и эпигеосинклинальные палеозойские горные страны. Разрушение гор закончилось образованием разновозрастных древних пенепленов с мощными корами выветривания. Последние сохранились до современной эпохи только там, где они оказались «запечатанными» мезозойскими породами (А, 1). Элементы этого древнейшего рельефа условно объединяются в группу древних пенепленов (табл. 7). Разновременно (в интервале средний палеозой — начало раннего мезозоя) развитие пенепленов достигало максимума в различных областях Тянь-Шаня, а также в от-

дельных регионах Северного и Юго-Западного Памира. В современную эпоху они почти полностью уничтожены и встречаются главным образом, в «откопанном» состоянии, фрагментарно и в обнажениях на склонах глубоких ущелий (Б, 3).

«Откапывание» и препарирование поднятого древнего палеозойского пенеппена и мезозойских (главным образом меловых) и кайнозойских поверхностей выравнивания можно наблюдать и на склонах Кура-

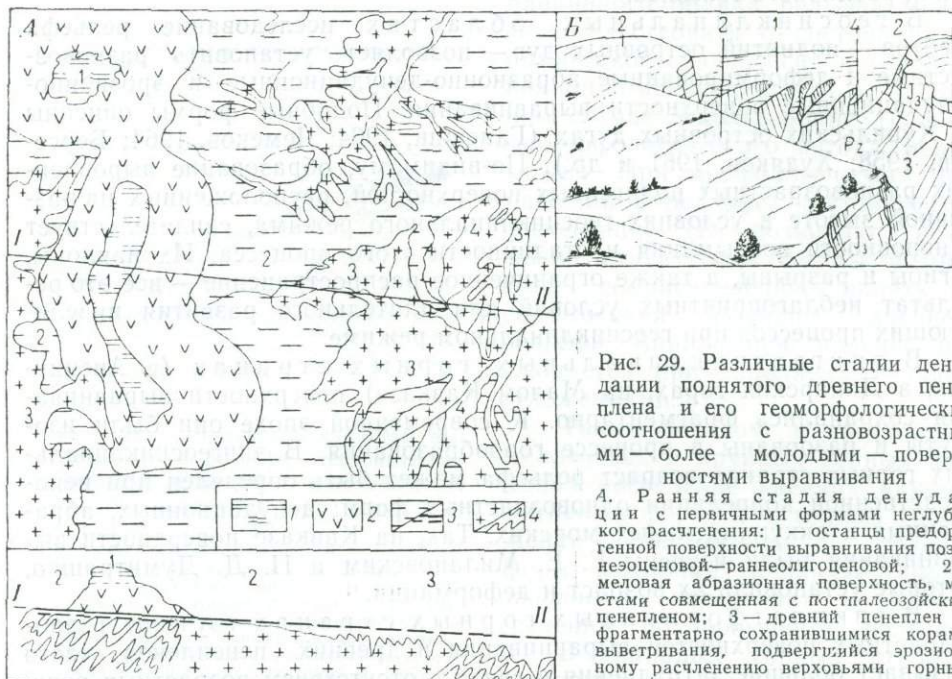


Рис. 29. Различные стадии денудации поднятого древнего пенеппена и его геоморфологические соотношения с разновозрастными — более молодыми — поверхностями выравнивания

А. Ранняя стадия денудации с первичными формами неглубокого расчленения: 1 — останцы предороженной поверхности выравнивания позднечехловой — раннеолигоценовой; 2 — меловая абразионная поверхность, местами совмещенная с постпалеозойским пенеппеном; 3 — древний пенеппен с фрагментарно сохранившимися корами выветривания, подвергшийся эрозионному расчленению верховьями горных рек; 4 — участки значительного эрозионного расчленения. Б. Поздняя

стадия денудации и глубокого расчленения поднятого пенеппена: 1 — предороженная поверхность выравнивания (1 — выработанная в породах фундамента в процессе денудации древнего пенеппена; 2 — в устойчивых — бронирующих породах мезозойского чехла); 3 — древний пенеппен, вскрытый глубоким (1—1,5 км) эрозионным ущельем; 4 — денудационно-эрозионные врезы на склонах долин транзитных горных рек.

1 — предороженная поверхность выравнивания, выработанная в породах чехла; 2 — эрозионно-денудационный склон останцев; 3 — пенеппен, откопанный, нерасчлененный (на карте А и на профиле I—II); 4 — пенеппен значительно и полностью уничтоженный эрозией (на карте А и на профиле I—II).

минского и Каратегинского хребтов в Тянь-Шане. Здесь в современную эпоху только начинается уничтожение древнего пенеппена (А, 1—4). Соответственно могут быть выделены три характерные стадии, когда происходит: 1) разрушение пород чехла (А, 1), 2) препарировка пенеппена и его срезание в процессе плоскостной денудации — явление «откапывания» (А, 2) и 3) расчленение вскрытой поверхности горными реками (А, 3 и 4). Фрагменты полигенных поверхностей выравнивания встречаются только на небольших участках в виде элементов откопанного рельефа. В условиях большой скорости воздымания даже при отставании процессов общей денудации, древний пенеппен как правило не сохраняется. Он испытывает «омоложение» — уничтожение кор выветривания и переработку его поверхности процессами плоскостной денудации (Б, 1). На склонах Западного Тянь-Шаня можно наблюдать еще не вскрытый денудацией пенеппен, фиксированный толщей юрских отложений (Б, 3). Стратиграфически выше располагается предороженная денудационная поверхность выравнивания, выработанная, преимущественно в толщах устойчивых пород чехла (Б, 2).

Положение древнего пенеппена и доороженных поверхностей выравнивания к началу кайнозойского горообразования определялось сум-

Пенеплены и поверхности выравнивания в горных странах Средней Азии

Тектонический режим и соотношение интенсивности эндогенных и экзогенных процессов	Разновозрастные пенеплены и поверхности выравнивания Тянь-Шаня, Памира и Копетдага	Характер консервации к современной эпохе
Геосинклинальный	Не установлены	—
Платформенный $(T) = 0; (-T) = 0;$ $(A, D) = 0$ $\Sigma(T) \geq 0; \Sigma(-T) \geq 0$ $\Sigma(T) = D; \Sigma(-T) = A$	<i>Пенеплены</i> , формы вполне завершенного развития, фиксированные корами выветривания, палеозойские и раннемезозойские <i>Эпи-платформенные поверхности</i> выравнивания, формы завершенного развития, полигенные. <i>Доорогенные</i> поверхности, преимущественно поздне-мезозойские и раннекайнозойские	Поднятые и значительно расчлененные, частично погребенные Характер консервации тот же
Предорогенный Конденудационное развитие основных поднятий: $\Sigma(T) > 0; \Sigma(-T) > 0$ $\Sigma(T) \geq D; \Sigma(-T) \geq A$	<i>Предорогенная поверхность</i> выравнивания, завершенного и почти завершенного развития, полигенная, преимущественно раннеолигоценовые. Возможно повсеместное распространение. Денудационные типы преобладают в пределах будущего горного сооружения	Погребенные в межгорных, предгорных и горных впадинах и поднятые в пределах хребтов горного сооружения
Орогенный Конэрозивное развитие основных поднятий: $\Sigma(T) \geq 0; \Sigma(-T) \geq 0$ $\Sigma(T) \geq D; \Sigma(-T) = A$ $\Sigma(T) \geq 0; \Sigma(-T) > 0$ $\Sigma(T) \geq D; \Sigma(-T) < A$	<i>Орогенные поверхности</i> выравнивания, формы незавершенного развития, миоценовые, реже раннеплиоценовые; развиваются преимущественно по периферии расширяющегося горного сооружения <i>Позднеорогенные поверхности</i> выравнивания, незавершенные, позднеплиоценовые-антропогеновые; в горном сооружении отсутствуют, образуют выровненные водоразделы и ступени на склонах внутридепресссионных впадин	Погребенные во внутридепресссионных впадинах, подняты и расчленены в зонах предгорий и внутридепресссионных хребтов Характер консервации тот же

марными тектоническими движениями в течение платформенного этапа развития. Соответственно, в области устойчивых поднятий происходило последовательное «омоложение» древнего пенеплена и формирование различно поднятых и разновозрастных поверхностей выравнивания в условиях конденудационного развития поднятий и полной компенсации воздымания плоскостной денудацией. Такие условия, например, господствовали на преобладающей части Восточного Тянь-Шаня. За исключением отдельных участков межгорных впадин, этот регион испытывал слабые поднятия, которые практически компенсировались денудацией. Близкий режим восходящих движений преобладал и на Северном, а также на Юго-Западном Памире. В Западном Тянь-Шане длительное время господствовало общее погружение и погребение древнего (позднепалеозойского — раннемезозойского) пенеплена. Источни-

ком обломочного материала для областей погружения Юго-Западного Тянь-Шаня, по-видимому, в значительной степени являлся Северо-Восточный Тянь-Шань, лежащий к востоку от Таласо-Ферганского разлома. Следовательно, в эпиплатформенных горных странах Средней Азии в результате длительных региональных движений земной коры (докайнозойского этапа горообразования) древние палеозойские пенеплены были в одних регионах погребены и перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями, а в других — срезаны на различную глубину новыми разновозрастными мезо-кайнозойскими полигенными поверхностями выравнивания. Вследствие однообразной «скорости» тектонических движений на значительных пространствах древние (палеозойские) пенеплены и более молодые эпиплатформенные (мезозойские) поверхности выравнивания во многих местах практически совпадали. Приведенные примеры позволяют дать следующую характеристику выделенных элементов рельефа.

Пенеплен в отличие от полигенных денудационных поверхностей выравнивания представляет форму рельефа, образовавшуюся на отметках, близких к уровню общего базиса денудации, в условиях завершеного процесса выравнивания с последующим длительным разрушением пород без их перемещения. Поэтому он несет на своей поверхности кору выветривания. Формирование пенепленов отвечает относительно длительному этапу тектонического покоя и стабильных условий развития процессов выветривания на предельно выровненной поверхности (см. табл. 7).

Полигенные поверхности выравнивания (см. табл. 7) могут формироваться при незначительных скоростях вертикальных движений, не превосходящих критических значений процессов плоскостной денудации или аккумуляции в областях погружения. Этот режим обеспечивает образование выровненного рельефа в различной структурной обстановке в условиях динамического равновесия. От пенепленов эти поверхности выравнивания отличаются отсутствием кор выветривания и медленным изменением глубины денудационного среза в процессе их развития.

Предорогенная поверхность — самая молодая в группе полигенных поверхностей выравнивания заслуживает специального выделения. Если пренебречь некоторыми отклонениями во времени, к эоцену — позднему олигоцену в пределах среднеазиатской части Евразийского орогенного пояса сформировалась обширная кайнозойская предорогенная поверхность выравнивания. Для различных регионов ее возраст несколько отличается. Так, например, в Тянь-Шане предорогенная поверхность выравнивания коррелятивна подошве малиновых сумсарских глин и их континентальным возрастным аналогам. Для Восточного Памира ее возраст, возможно, снижается до эоценового, а для Западного Копетдага соответствует началу раннего миоцена.

Предорогенная поверхность лишь в отдельных случаях совмещается с пенепленом и с более древними эпиплатформенными поверхностями выравнивания. Это объясняется тем, что предорогенные равнины развиваются в особых условиях — возникновения новых и слабого оживления существовавших движений земной коры с сохранением условий полной компенсации благодаря низким скоростям роста структурных форм; они обеспечивали конденудационное и конседиментационное развитие поднятий и конаккумулятивное прогибание впадин. Но повсеместное расширение областей сноса определило начало регионального изменения характера осадконакопления и замещение органогенных и хемогенных отложений терригенными. Поэтому предорогенная поверхность (в большей или меньшей степени) является дискордантной по отношению к остальным, более древним, эпиплатформенным поверхностям выравнивания. В эпигеосинклинальных горных странах начало

предороженного режима (в условиях динамического равновесия и полной компенсации) может быть сопоставлено с возникновением многочисленных источников сноса и смены карбонатных осадков терригенными отложениями типа флиша и близких к нему образований. Процесс формирования предороженной поверхности может быть охарактеризован, как не полностью завершённый, по сравнению с длительным

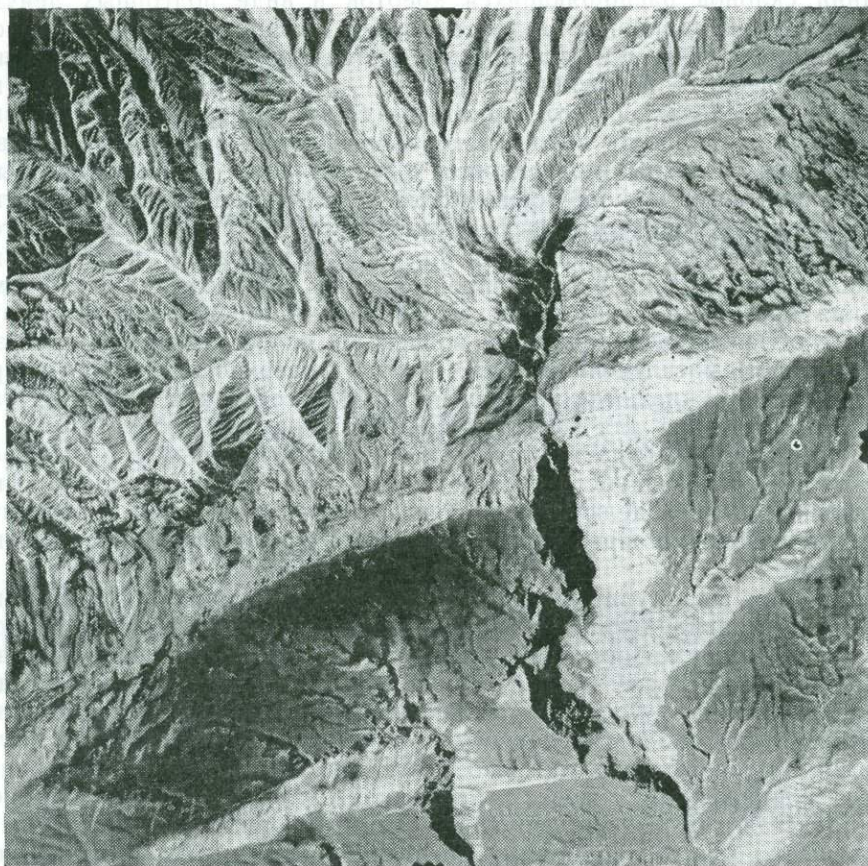


Рис. 30. Предороженная поверхность выравнивания, отпрепарированная процессами плоскостной денудации на склоне поднятия, подвергшаяся линейному расчленению

выравниванием эпиплатформенных денудационных поверхностей (см. табл. 7).

В течение новейшего этапа горообразования предороженная поверхность выравнивания испытала в одних местах погружение, в других — воздымание на различную высоту. В межгорных и предгорных впадинах она оказалась глубоко погребенной и перекрытой молассаами. В пределах свода общего поднятия (горного сооружения) предороженная поверхность сохранилась фрагментарно преимущественно на водоразделах основных хребтов. На склонах горного сооружения и в пределах некоторых внутридепресссионных поднятий она встречается в виде откопанной поверхности, срезающей свода и крылья мегантиклиналей и антиклиналей (рис. 30). Значение предороженной поверхности для изучения неотектоники и палеогеоморфологии трудно переоценить; она имеет широкое распространение и в наиболее «чистом» виде отражает суммарные орогенные деформации, т. е. развивавшиеся

только на протяжении этапа горообразования. В обобщенной форме ее очертания подобны новейшим положительным деформациям, но искажены процессами эрозионного расчленения (см. рис. 30, табл. 7).

Орогенные поверхности выравнивания формируются во вступительную стадию горообразования. Они возникают в пределах горного сооружения на участках кондендационно развивающихся поднятий и в основании склонов расширяющихся хребтов в виде подгорных денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин — местных базисов денудации. Поэтому однообразные орогенные поверхности выравнивания развиваются на различной высоте — в зависимости от своего положения в пределах общего поднятия — горного сооружения. Неравномерность и стадийность процесса горообразования определили условия образования орогенных поверхностей выравнивания. В общем они были неблагоприятными и постепенно ухудшались с увеличением скоростей становления тектонических деформаций в рельефе. В начале орогенного этапа процесс выравнивания еще продолжался, но орогенные поверхности имели локальное распространение. Во время своего формирования орогенные поверхности выравнивания приобретали (одновременно с образованием) наклоны, разрывы и осложнялись слабым (эмбриональным) расчленением. Там, где эти поверхности хорошо сохранились и прослеживаются на значительных расстояниях, они представляют ценный репер для изучения неотектоники (см. табл. 7).

Орогенные поверхности (в отличие от предорогенной и более древних) образуют поверхности ступеней на склонах основных хребтов или уплощенные водоразделы второстепенных возвышенностей. В генетическом отношении они представляют подгорные разновозрастные базисы денудации.

В общем во вступительную стадию горообразования орогенные поверхности выравнивания еще могут формироваться в пределах горного сооружения. Они коррелятивны наиболее древнему умеренно и слабо расчлененному рельефу первой горной зоны. В течение главной стадии горообразования в условиях увеличения скорости общего воздымания и развития глубоко расчлененного рельефа второй горной зоны более молодые орогенные поверхности образуются вне горного сооружения — на его сопряженном склоне с предгорной или межгорной впадиной. Они представляют базисы денудации, денудационные равнины, существовавшие на месте современных предгорий, а также на участках кондендационно развивающихся внутридепресссионных поднятий. Таким образом, формирование орогенных поверхностей со значительно незавершенным процессом выравнивания протекает и во время горообразования в различных частях горной страны (см. табл. 7).

В областях, испытавших незначительные нарушения в течение доорогенного (например, платформенного) развития, деформации древнего пенеппла и поверхностей выравнивания отражают главным образом новейшие суммарные поднятия или погружения. Подобные условия можно наблюдать в долине р. Соха, прорезающей северный склон Туркестанского поднятия (рис. 31). Здесь на отдельных участках погребенный пенепплен вскрыт линейной эрозией на склонах речной долины (А, I). Вверх по течению он срезается подобными мезозойскими поверхностями выравнивания. Последние на отдельных участках трансгрессивно перекрываются меловыми и палеогеновыми морскими отложениями (А, II).

Значительно более сложные деформации устанавливаются на южном склоне Гиссарского хребта, где наблюдаются системы складок, разорванных крутопадающими надвигами и взбросами (Б, III). В данных условиях деформация доорогенной поверхности отражает морфологию новейших структурных форм, там где она сохранилась от воз-

действия процессов денудации. Орогенная поверхность располагается резко несогласно по отношению к доорогенной. Ее положение позволяет предполагать развитие дифференцированных блоковых движений по многочисленным системам разрывов. Только на отдельных участках мезозойским синклиналиам в дальнейшем соответствуют грабен-синклинали (Б, V). В других случаях части синклиналиальных структур представляют поднятые блоки, образующие в рельефе возвышенности (Б, VI).

Таким образом, сравнительное изучение отдельных регионов позволяет установить характерные геоморфологические соотношения между

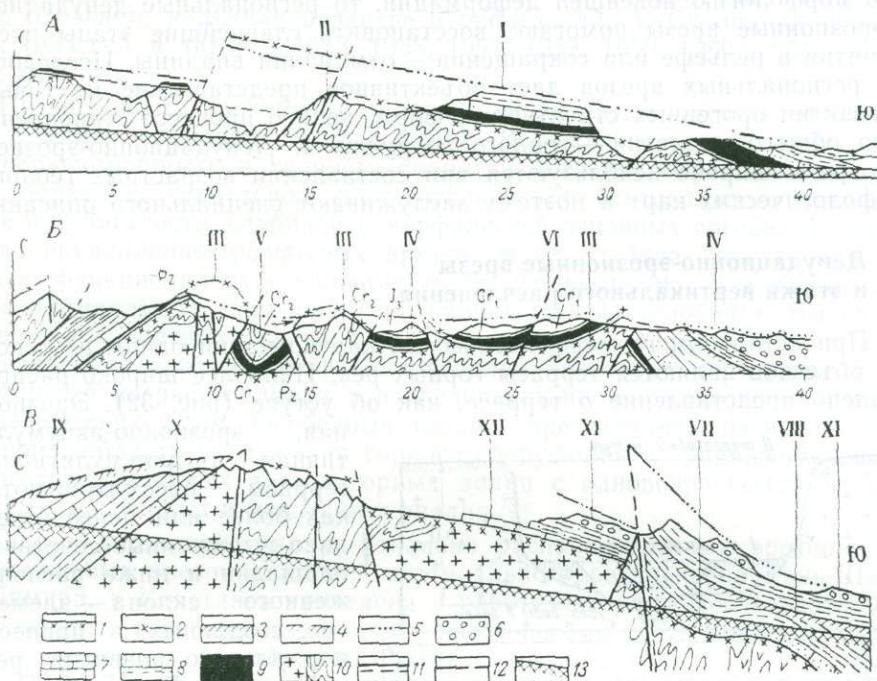


Рис. 31. Изгибы и разрывы пенеплена и доорогенных поверхностей выравнивания в процессе горообразования

А — северный склон Туркестанского хребта; Б — южный склон Гиссарского хребта; В — схема соотношения разновозрастных поверхностей выравнивания и пенепленов. 1 — поверхность пенеплена (1 — погребенного, 2 — откопанного и расчлененного); 3, 4 — предорогенная поверхность выравнивания (3 — погребенная, 4 — поднятая и расчлененная); 5 — орогенная поверхность выравнивания; 6—10 — разновозрастные породы (6 — орогенной формации; 7—9 — чехла, 10 — фундамента); 11—12 — разрывы (11 — новейшие, живые, 12 — возрожденные); 13 — глубина линейного расчленения. Горизонтальный масштаб в километрах.

пенепленами и поверхностями выравнивания эпиплатформенных горных стран (В). В соответствии с новейшим развитием структурных форм они могут оказаться поднятыми, откопанными и в различной степени расчлененными или погребенными под толщей пород чехла (включая и орогенные отложения). По отношению друг к другу, пенеплены, эпиплатформенные поверхности выравнивания могут располагаться согласно (В, VII и VIII) или пересекаться (В, IX и X). Орогенные поверхности обычно являются в различной степени дискордантными по отношению к древним и отражают наиболее молодые деформации изгибов и разрывов (В, XI).

Исследование морфологии разновозрастных выровненных поверхностей позволяет установить тип новейшей деформации и характер ее развития. Так, например, на схеме «В» фрагменты пологого изгиба поверхностей выравнивания отражают новейшую деформацию — круп-

ную асимметричную мегаскладку с поднятым северным крылом и опущенным — южным. Внутреннее новейшее строение мегаскладки является крупноблоковым, но очертания поверхности, обобщающей всю систему блоков, и гипсометрическое положение каждого из них в общем подчинено деформации большого изгиба и его асимметрии. В процессе неравномерного воздымания и перекося этой структурной формы отдельные блоки испытали дифференцированные движения — на рассматриваемой схеме в присводовой части мегаскладки центральный блок отстал от общего движения (В, XII).

Если поверхности выравнивания и пенеппены позволяют определить морфологию новейшей деформации, то региональные денудационно-эрозионные врезы помогают восстановить главнейшие этапы роста поднятия в рельефе или сокращения — отмирания впадины. Исследование региональных врезов дает объективное представление не только о развитии орогенных структурных форм, но и о процессе становления всего общего поднятия — горного сооружения. Денудационно-эрозионные врезы широко используются при составлении возрастных геологическо-морфологических карт и поэтому заслуживают специального описания.

Денудационно-эрозионные врезы и этажи вертикального расчленения

При детальном геоморфологическом картировании одним из основных объектов являются террасы горных рек. Наиболее широко распространено представление о террасе, как об уступе (рис. 32). Эрозионная, эрозионно-аккумулятивная и аккумулятивная террасы рассматриваются как более или менее отчетливо выраженные сочетания площадки и ниже расположенного склона — элементов, созданных в процессе нормального развития речной долины. Высота террасы определяется высотой площадки над межренным уровнем воды (рис. 32, А).

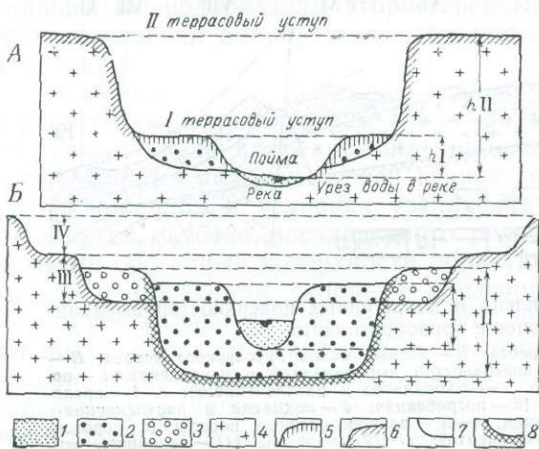


Рис. 32. Строение террас и врезов в поперечном сечении долины (по С. С. Шульцу, 1947)

А и Б — элементы рельефа (А — террас, Б — врезов).
 1—3 — разновозрастные отложения аккумулятивных покровов террас; 4 — дочетвертичные отложения; 5 и 6 — разновозрастные поверхности и склоны террас; 7—8 — разновозрастные склоны и днища врезов

ная, эрозионно-аккумулятивная и аккумулятивная террасы рассматриваются как более или менее отчетливо выраженные сочетания площадки и ниже расположенного склона — элементов, созданных в процессе нормального развития речной долины. Высота террасы определяется высотой площадки над межренным уровнем воды (рис. 32, А).

Реки платформенных равнин имеют относительно хорошо разработанный продольный профиль и значительную протяженность одного и того же террасового уступа. Поэтому его выделение на геоморфологических картах, как характерного элемента долины не вызывает возражений.

Картирование террасовых уступов в горных странах не всегда целесообразно. В условиях интенсивных вертикальных движений и большой изменчивости их амплитуды и знака при исследовании развития структурных форм особенно важно определение возраста эрозионно-аккумулятивных форм. В уступе террасы сочетаются разновозрастные элементы двух циклов развития речной долины (рис. 32, Б). Так, например, поверхность террасы соответствует дну долины, выработанной к концу предшествующего цикла, а склон — врезу, который уже соответствует началу нового цикла, т. е. последующему углублению доли-

ны. Поэтому площадка и склон террасы включают в генетическом отношении разновозрастные элементы рельефа двух циклов развития речной долины.

Впервые на несоответствие террасового уступа эрозионно-аккумулятивному циклу указал С. С. Шульц (1933 г.). Это положение он развивал и в ряде более поздних работ (1947—1951 гг.). В понимании С. С. Шульца цикл врезания определяется глубиной долин без учета ее последующего заполнения аллювием (см. рис. 32, Б). Таким образом, в генетическом отношении необходимо различать высоту террасы и глубину врезания в течение одного цикла. Идеи, высказанные С. С. Шульцем, получили развитие в работах Ю. А. Скворцова (1940, 1948, 1953 гг.) и автора (1953, 1955, 1957, 1958, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963, 1968 гг.).

Интенсивность прогибания впадин в значительной степени отражается в фациях и мощностях отложений. В условиях горного сооружения неравномерность и скорость поднятий косвенно определяются типом денудации, характером горизонтального и вертикального расчленения и, в частности, глубиной и морфологией основных врезов. Морфология денудационно-эрозионных врезов и их глубина представляют прямую функциональную зависимость от неравномерности и интенсивности вертикальных движений (при прочих равных условиях). Выделение врезов в полевых условиях при камеральном дешифрировании топографических карт и аэрофотоматериалов позволяет определить относительный возраст рельефа и последовательность развития крупных орографических форм. Особенный интерес представляет изучение пограничной области погружения горного сооружения и сопряжения эрозионно-денудационных врезов горных долин с разновозрастными отложениями предгорных и межгорных впадин.

Общая характеристика регионально распространенных эрозионно-денудационных врезов и этажей вертикального расчленения Тянь-Шаня, Памира, и Копетдага приведена в работе автора *. Последовательно вложенные региональные врезы с одинаковыми соотношениями глубины к ширине долин образуют этажи вертикального расчленения (рис. 33, А—И и табл. 8). Часто выделяются три этажа вертикального расчленения, неодинаково развитые в пределах геоморфологических зон горного сооружения:

Таблица 8

Орографические формы, определяющие вертикальное расчленение

Принятые подразделения	Определение используемых терминов
I Геоморфологическая зона горной страны	Рельеф с общим характером расчленения, сформировавшийся в процессе неравномерного роста и расширения общего поднятия. Он образует зону, расположенную концентрически по отношению к центру воздымания. В течение этапа горообразования формируются неравноценные зоны: 1) внутренняя горная во вступительную стадию, 2) внешняя горная в главную стадию, 3) предгорная возникает, а 4) подгорно-равнинная — отмирает в завершающую стадию. Локальный зональный рельеф возникает вокруг любого развивающегося поднятия и на сопряженных склонах отмирающих впадин. Геоморфологическая зона может включать от одного до нескольких этажей расчленения

* «Развитие рельефа горных стран». Изд-во «Мысль», 1970.

Принятые подразделения	Определение используемых терминов
I Ярус горного сооружения	Рельеф горной зоны, весьма резко отличающийся от сопредельной по характеру расчленения и гипсометрическому положению, формируется в течение главной стадии горообразования в условиях исключительно быстрого и значительного воздымания—наибольшего возможного при орогенном режиме. Верхний ярус образует слабо расчлененная внутренняя (первая) горная зона, развивающаяся в условиях полной изоляции от общего базиса денудации, нижний ярус—внешняя (вторая) горная зона, сопряженная с межгорной (или предгорной) впадиной и поэтому глубоко расчлененная
II Этаж вертикального расчленения	Комплекс врезов и других форм, развивающихся при определенной скорости вертикальных положительных тектонических движений с общими параметрами расчленения, глубины и ширины врезов, крутизны склонов, а также уклонов продольных профилей. Этаж может включать от одного до нескольких региональных врезов
III Региональный денудационно-эрозионный врез	Склон и дно долин, выработанных в процессе воздымания, соответствующего одному мегациклу эрозионно-аккумулятивной деятельности транзитных рек горной страны. Включает большое количество цикловых врезов
IV Цикловый врез	Цикловый врез—склон и дно долины, выработанные за один эрозионно-аккумулятивный или эрозионный цикл
V Терраса (эрозионная)	Уступ на склоне долины, состоящий из разновозрастных элементов двух цикловых врезов: dna древнего и склона нового вреза

Верхний этаж расчленения образует древние эрозионно-аккумулятивные врезы на склонах горных долин, соответствующие мегациклом вертикального расчленения. Наиболее полно этот этаж представлен в пределах первой, или внутренней, горной зоны (А—Г). Формирование верхнего этажа сопоставляется со вступительной стадией горообразования. Врезы древних рек верхнего этажа характеризуются значительной шириной при сравнительно небольшой глубине и пологих склонах. Морфология региональных врезов сохраняется повсеместно в пределах рельефа первой зоны (А, Б). Это свидетельствует о соответствующем однообразии тектонического режима в начале становления поднятий и впадин горного сооружения. Различие устанавливается лишь для молодых врезов. В условиях полной изоляции и отрыва высокоподнятого рельефа первой геоморфологической зоны от основных базисов денудации молодые—плейстоценовые врезы по своему характеру не отличаются от древних (А). В районах, куда уже начала проникать регрессивная эрозия, морфология молодых врезов имеет иной облик (Б).

В условиях неполной изоляции в пограничных районах первой и второй горных зон древние долины развивались на склонах более глубоких, но менее широких горных впадин (В, Г). Во внешних регионах выделяются условия значительной (В) и неполной изоляции (Г) плейстоценовых циклов эрозии от главных базисов денудации.

Средний этаж вертикального расчленения глубоких ущелистых долин второй геоморфологической зоны (Д—Ж) располагается гипсо-

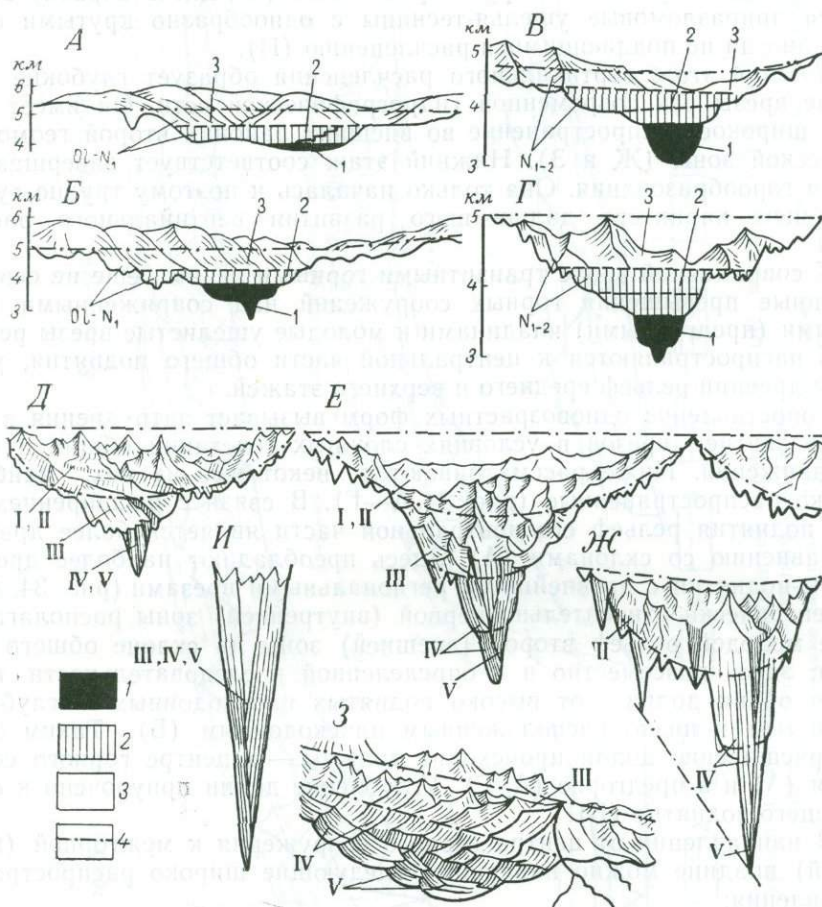


Рис. 33. Характерные морфологические типы верхнего, среднего и нижнего этажей вертикального расчленения (А—Ж)

1—3 — этажи вертикального расчленения в условиях первой геоморфологической зоны (1 — верхний, 2 — средний и 3 — нижний); 4 — сопоставительные линии. I—V — региональные врезы в условиях второй геоморфологической зоны с широким развитием среднего и нижнего этажей вертикального расчленения

метрически ниже, на склонах горного сооружения. Здесь развиваются врезы, для которых характерно сокращение ширины и увеличение глубины (Д, Е). По интенсивности эрозии рек средний этаж является промежуточным между верхним — древним и нижним — молодым. Формирование среднего этажа соответствует быстрому увеличению интенсивности воздымания на протяжении главной стадии горообразования (Д, Е, Ж). Верхняя часть горных долин представляет относительно широкие, но уже глубокие врезы (I и II на схемах Д, Е). Их формирование относится к началу повышения скорости общего поднятия — горного сооружения, т. е. к ранней фазе главной стадии. Врезы, расположенные

в средней части горных долин, характеризуются значительным сужением (III на схемах Д, Е). Их образование так же, как и формирование врезов в ущелистой части долин (IV на схемах Д и Е), приурочено к поздней фазе главной стадии водоразделов главных хребтов (Ж). На границе с предгорьем врезы средней части горных долин (Ж, III) тоже переходят в водораздельные поверхности. Помимо долин-впадин (на склонах которых в виде ступеней сохранились следы древних эрозионных циклов) в пределах второй горной зоны (и реже в первой) встречаются приразломовые ущелья-теснины с однообразно крутыми склонами, иногда не поддающимися расчленению (И).

Нижний этаж вертикального расчленения образует глубокие ущелистые врезы рек современной гидрографической сети. Он имеет наиболее широкое распространение во внешних районах второй геоморфологической зоны (Ж и З). Нижний этаж соответствует завершающей стадии горообразования. Она только началась и поэтому трудно судить об общем характере дальнейшего развития вертикального расчленения.

К современной эпохе транзитными горными реками еще не освоены созданные превышения горных сооружений над сопряженными межгорными (предгорными) впадинами и молодые ущелистые врезы регрессивно распространяются к центральной части общего поднятия, уничтожая древний рельеф среднего и верхнего этажей.

Сопоставление разновозрастных форм вызывает затруднения в связи с развитием врезов в условиях сложных сочетаний общих и частных движений. Ниже рассматриваются некоторые из них, наиболее широко распространенные (рис. 34, А—Г). В связи с расширением общего поднятия рельеф его центральной части является более древним по сравнению со склонами (А). Здесь преобладают наиболее древние хребты-поднятия с древнейшими региональными врезами (рис. 34, А, З). Концентрически относительно первой (внутренней) зоны располагается более молодой рельеф второй (внешней) зоны на склоне общего поднятия; здесь повсеместно и в определенной последовательности изменяется облик долин — от высоко поднятых плоскодонных к глубоким ущелистым и низко расположенным плоскодонным (Б). Таким образом, расширение долин происходит дважды — в центре горного сооружения (А) и в предгорье (А, Г). Углубление долин приурочено к склону общего поднятия (В).

В направлении от центра горного сооружения к межгорной (предгорной) впадине можно наблюдать следующие широко распространенные явления:

1) слияние молодых врезов (в пределах свода и присводовых участков) и их многократное расщепление на склоне горного сооружения (а, б, в, на схеме В);

2) сопряжение денудационно-эрозионного вреза с разновозрастной орогенной поверхностью выравнивания, образующей водораздел молодого хребта (Б, Г);

3) исчезновение древних врезов и водоразделов на участках перехода денудационных форм в аккумулятивные и погребенные (5 и 6 на схемах А и Б).

«Одревнение» водоразделов и врезов на склонах долин особенно ярко выражено в пограничных регионах между I и II горными зонами (рис. 35). Консервации дочетвертичных (плиоценовых и более древних) форм рельефа в значительной степени способствовало оледенение высокогорных областей. Во внеледниковой области эрозионные ущелья быстро наращивают свою глубину и изменяют внешний вид. Поэтому при недостаточном опыте можно допустить неправильную корреляцию разновозрастных врезов (А, В и Г, 1—2).

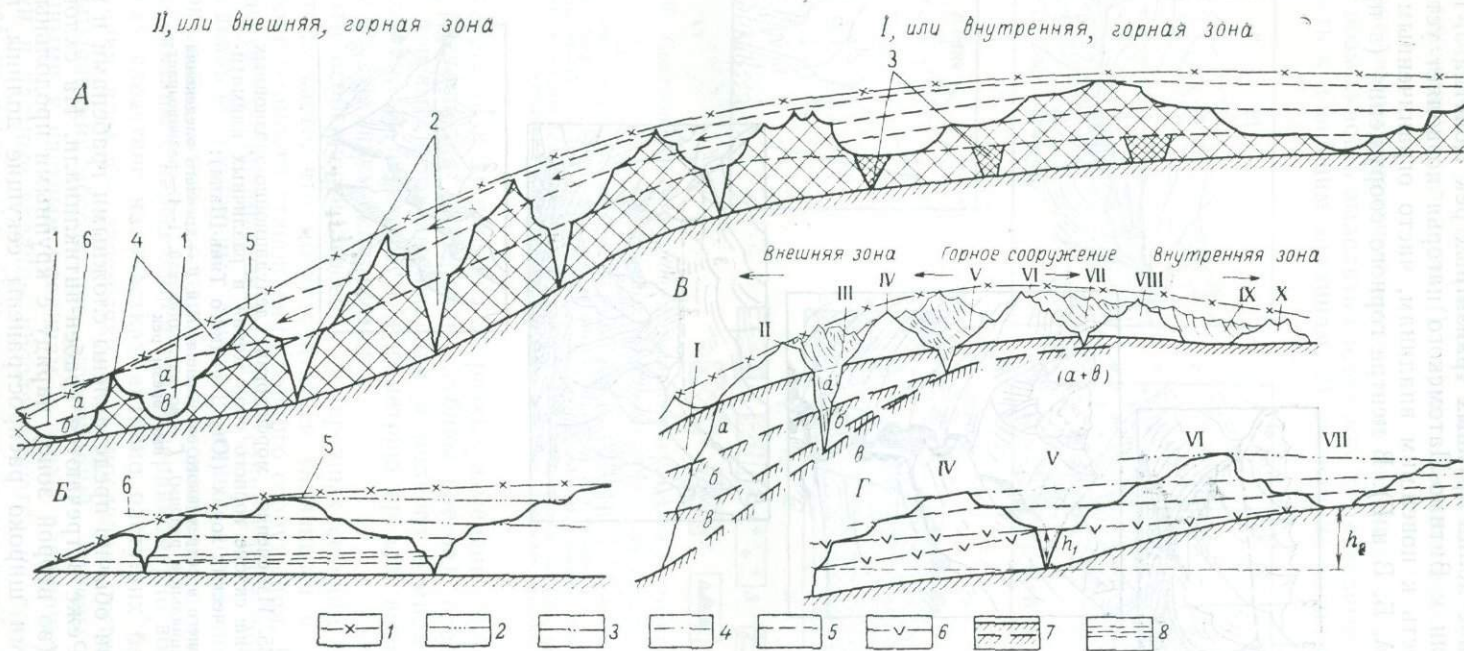


Рис. 34. Корреляция одновозрастных врезов и орогенных поверхностей выравнивания (А), в центре (Г) и на склонах (Б, В) общего поднятия — горного сооружения

1 — обобщенные очертания горного сооружения; 2—6 — сопоставительные линии для одновозрастных врезов; 7 — глубина эрозии транзитных горных рек; 8 — дополнительные локальные врезы (явление расщепления)

Соотношение эрозионно-денудационных врезов и структурных форм

Сопоставление долин крупных транзитных рек Копетдага, Памира, Тянь-Шаня, Саян и Витимо-Патомского нагорья позволяет установить их приуроченность к новейшим впадинам, часто ограниченными разрывами (рис. 36, А, Б, В и Г). В центре горного сооружения (в пределах

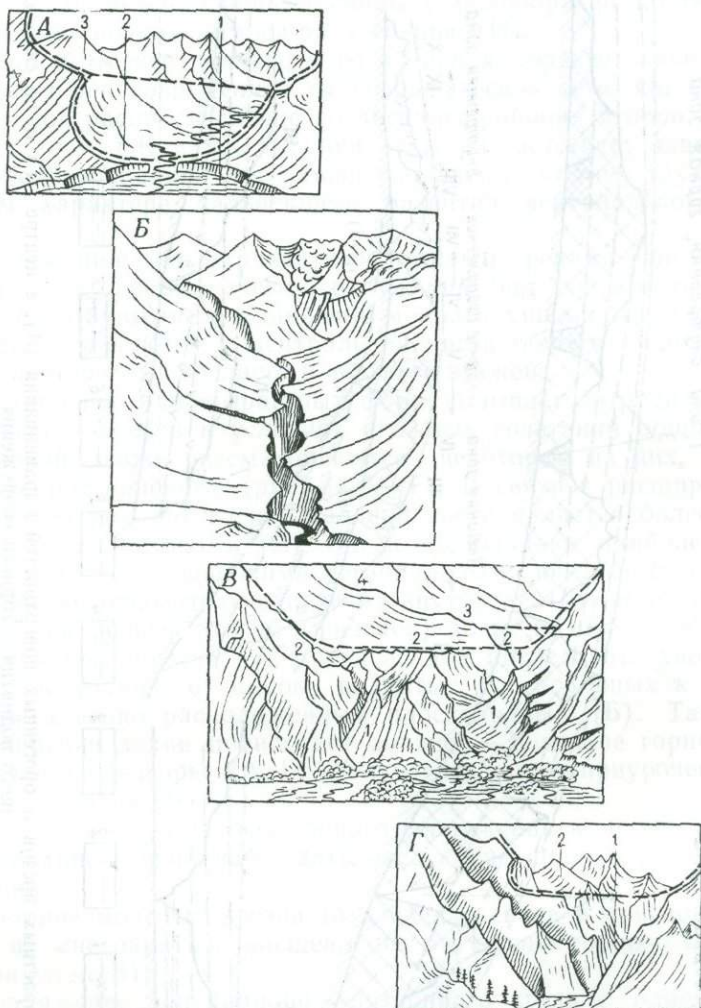


Рис. 35. Изменение морфологии денудационно-эрозионных врезов на склоне горного сооружения в различных климатических зонах (Юго-Западного Тянь-Шаня):

А — древнего и современного оледенения, Б и В — древнего оледенения (перигляциальные районы), Г — во внеледниковой. 1—4 — разновозрастные врезы рек

первой зоны) они обычно представлены сложными грабенами и грабен-синклиналями. Реже встречаются грабен-антиклинали. На склонах общего поднятия (во второй зоне) наряду с крупными продольными долинами-впадинами широко распространены секущие долины, приуроченные к системам разрывов и зонам дробления (Б и В). В поперечном сечении долин-впадин ярко выражены этажи вертикального расчленения.

Для впадин, располагающихся на крутых склонах горного сооружения, характерно развитие асимметрии, обусловленной неравномерностью воздымания их склонов. Перекосы впадин сопровождаются миграцией рек и врезов (Г). Это приводит к смещению долины, ее вырождению и членению на главную (Г, а) и второстепенную отмирающую (Г, б, в).

Сравнение региональных врезов в поперечных сечениях горных долин дает возможность выделить следующие характерные черты: 1) приуроченность к новейшим впадинам; 2) заложение долин в ослабленных

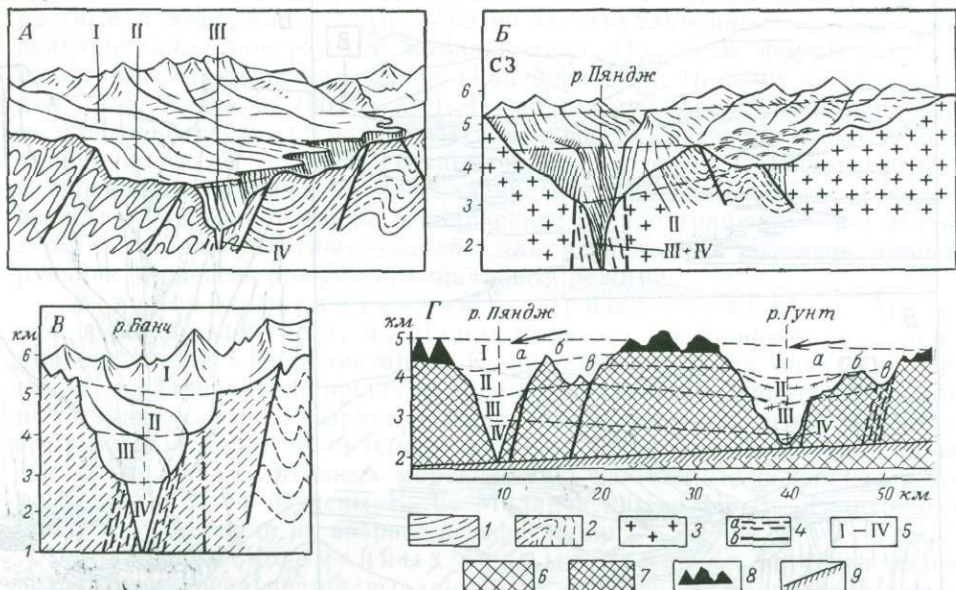


Рис. 36. Соотношение эрозионно-денудационных врезов и структурных форм

Врезы речных долин-впадин, приуроченных к: А — грабену-мегасинклинали, Б и В — разломам (В — секущему, В — краевому); Г — асимметрии и сокращению приразломовых долин на склоне общего поднятия. 1 — породы мезозоя; 2 и 3 — породы палеозоя (2 — метаморфические породы, 3 — гранитные интрузии); 4 — разрывы и разломы (а — зоны дробления, б — разрывы); 5 — региональные врезы (I—IV); 6—7 — горный массив (6 — не затронутый эрозией, 7 — расчлененный крупными реками); 8 — зона плоскостной денудации; 9 — глубина эрозии горного массива. Стрелки показывают направление миграции рек при перекосе долины

зонах — разрывов и дробления; 3) резкие изменения характера вертикального расчленения (ширины и глубины врезов), predeterminedенные явлением повсеместного вырождения и полного отмирания новейших горных впадин; 4) перекосы и асимметрию врезов, вызванные неравномерным воздыманием склонов долин.

Все эти особенности строения поперечных сечений врезов наблюдаются столь часто, что могут считаться типичными и отражающими общие закономерности становления горного сооружения. В дальнейшем они используются при анализе развития структурных форм в рельефе.

Исследование продольных сечений речных долин позволяет установить локальные изменения одной или нескольких долин. Эти частные изменения связаны с пересечением рекой неравномерно воздымающихся блоков. Как следствие на участках активно растущих блоков образуются сужения врезов — перемычки, а в пределах отстающих блоков (или испытывающих абсолютное прогибание) долины оказываются приуроченными к частным впадинам и врезы расширяются (рис. 37). Перемычки и частные впадины прослеживаются на протяжении всего продольного профиля реки. Они различаются масштабами, часто бывают ярко выражены и представляют чередование впадин (А) и теснин — перемычек (Б) с резкими или постепенными переходами между

ними (В). Такие изменения определяют четковидное строение долин в плане с чередующимися пережимами и расширениями. Крупные изменения морфологии врезов определяют и локальные условия денудации склонов хребтов, а также характер осадконакопления в долинах рек. В относительно опущенных блоках (в расширениях долин) значительно возрастает локальная аккумуляция аллювия и отложений конусов выноса (38, А). К активно воздымающимся блокам (сужениям долин) приурочена глубинная эрозия. Так, например, при переходе к

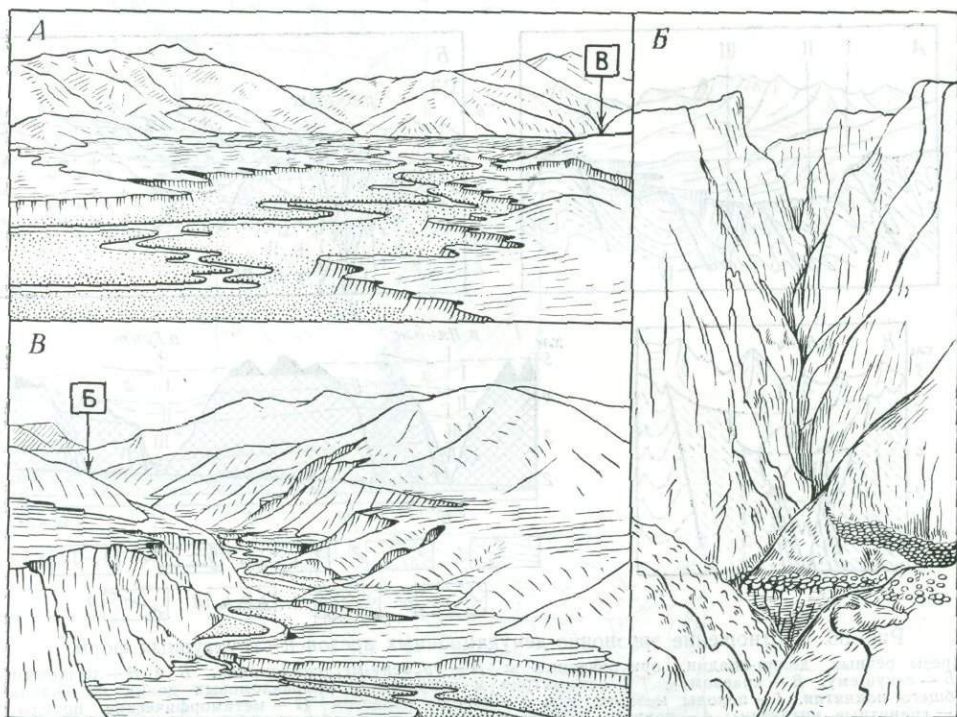


Рис. 37. Изменение морфологии врезов в различных структурных условиях:
 А — во впадинах, Б — в пределах перемычек и В — на участках перехода от перемычек к впадинам

частной впадине (А, I—II) и в ее центральных районах (А, III) уже в самом начале расширения долины разрезы имеют двучленное строение с верхней более тонкой супесчано-суглинистой толщей (А, 7) и нижней галечниковой (А, 8), залегающей на цоколе (А, 9). По мере расширения долины цоколь исчезает, а мощность обеих толщ возрастает (А, II). В центральной части впадины под урез воды иногда погружается нижняя толща, сложенная гравийно-галечниковым русловым аллювием и низы полигенной покровной толщи (А, III). Иное строение наблюдается в пределах перемычек (Б, IV). Здесь террасы часто являются эрозионными. Их поверхность перекрыта покровной толщей сложного генезиса, образовавшейся в результате одновременного накопления конусов выноса притоков высокого порядка (Б, 1) и осыпей (Б, 2), наложенных на поверхность региональной террасы. Только на отдельных благоприятных участках ниже разновозрастных отложений покровной толщи (Б, 3, 4 и 5) сохраняется грубообломочный маломощный аллювий, обогащенный крупными обломками местных пород (Б, 6).

Устойчивость пород в условиях значительных скоростей перемещения блоков играет второстепенную роль. Она определяет морфологию

врезов лишь при отсутствии дифференциальных движений или при низких скоростях перемещений по разрывам. Экзогенные процессы: оползни, обвалы, потоки гравитационного материала, языки морен и другие скопления обломочного материала — могут создавать «плотины», которые преодолеваются рекой — пропиливаются узким врезом или вызывают временные озеровидные разливы перед возникшим препятствием. Но все эти явления, как правило, также являются структурно-обусловленными, развиваясь избирательно на участках перемычек. Значительные изменения строения долин и врезов на их склонах наблюдаются также при подживании рек потоками лавы, обвалами, связанными с землетрясениями и другими явлениями, обусловленными сочетанием эндогенных и экзогенных факторов. Все это позволяет считать, что строение региональных и цикловых врезов отражает новейшее развитие отдельных блоков и при детальном исследовании может быть использовано при изучении новейшего развития структурных форм и особенно разрывных нарушений.

Таким образом, в любой горной стране выделяется группа форм рельефа, объективно отражающая процессы конэрозионного развития тектонических деформаций. Их соподчиненность и характерные геоморфологические соотношения показаны на рис. 39 (схемы А, Б, В). К этим формам относятся сохранившиеся фрагменты откопанных пенепленов (А, 1) и доорогенные денудационные поверхности выравнивания (А, 2). Среди них особое значение имеет наиболее молодая — предорогенная поверхность выравнивания (А, 3). Орогенные поверхности (А, 4), развивающиеся в комплексе с системами региональных эрозионно-денудационных врезов (А, 5 и 6), используются при их повсеместной корреляции. Следует отметить неравномерность получаемой информации. Для древних отрезков времени удается выделить только крупные формы, созданные региональными мегациклами расчленения (Б, I, V). Несмотря на плохую сохранность, они характеризуются повсеместным распространением и поэтому могут быть использованы для корреляции одновозрастных форм. Наилучшей сохранностью обладают молодые четвертичные региональные денудационно-эрозионные врезы (Б, V и B,V), в их пределах уже удается

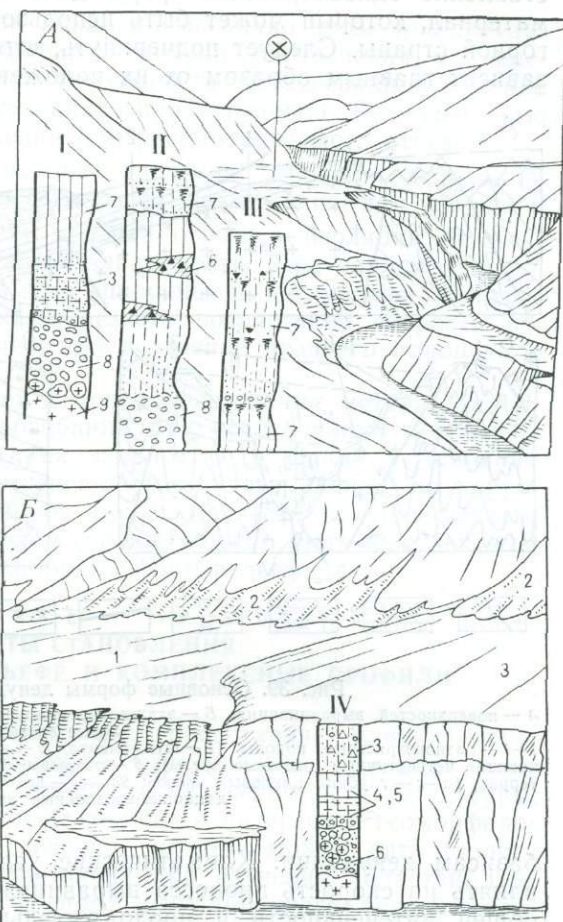


Рис. 38. Строение покровов региональных террас на участках впадин (А) и перемычек (Б)
I—IV — типы разрезов; 1—8 — полигенные толщи покрова террас

выделить цикловые врезы (В, а, б, в, г), а также генетически связанные с ними уступы террас (a_1, b_1, v_1, Γ_1).

Деформации разновозрастных поверхностей выравнивания и пенепленов, морфология врезов и характер их заполнения, а также сопоставление одновозрастных форм дает ценный, принципиально новый материал, который может быть использован при анализе неотектоники горной страны. Следует подчеркнуть, что глубина региональных врезов зависит главным образом от их положения по отношению к основным

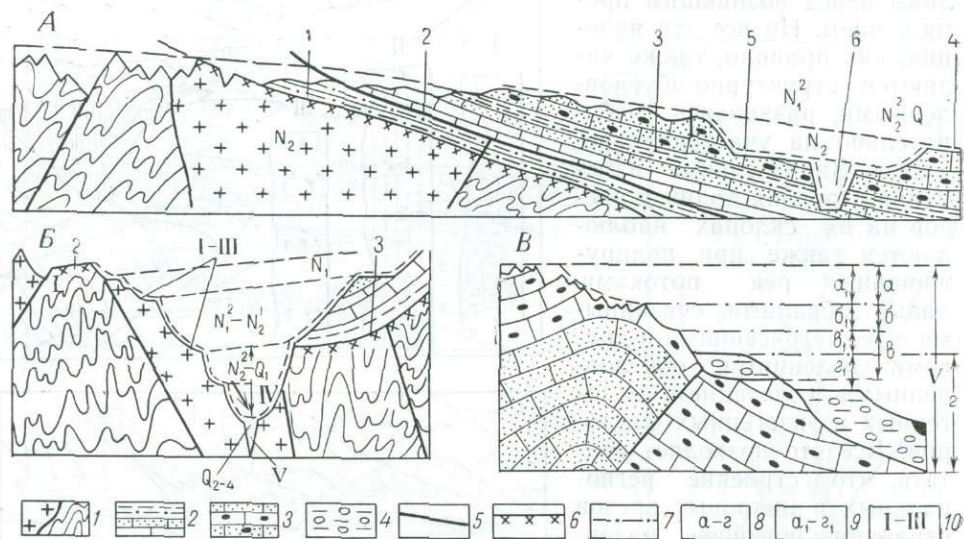


Рис. 39. Основные формы денудационного рельефа:

А — поверхностей выравнивания, В — этажи вертикального расчленения, В — мегацикловые и цикловые врезы
 1—4 — разновозрастные породы (1 — фундамента, 2 — чехла, 3 — орогенной формации, 4 — заполняющие четвертичные цикловые врезы); 5 — разрывы; 6 — пенеплен, вскрытый эрозией; 7 — уровни террас; $\delta a_1 - \delta$ — глубина цикловых врезов; $\delta a_1 - \delta_1$ — высота уступов террас; 10 — региональные денудационно-эрозионные врезы (I—V)

базисам денудации. Климатические условия могут лишь временно влиять на скорость процесса выравнивания гор, но они не определяют общей интенсивности и продолжительности расчленения.

В целом для континентов энергия, обеспечивающая работу нивелирующих процессов, определяется положением мирового базиса денудации. В областях горообразования процессы расчленения и аккумуляции развиваются автономно. Большие скорости вертикальных движений земной коры обеспечивают здесь значительную изоляцию деятельности нивелирующих экзогенных агентов. Поэтому эрозионно-денудационные и аккумулятивные процессы развиваются к базисам денудации данной области горообразования. Среди них по своей значимости могут быть выделены следующие базисы денудации: 1) общие, располагающиеся вне данной горной страны, 2) главные орогенные — межгорные и предгорные впадины и 3) местные орогенные — соответствующие горным и внутридепрессийным впадинам.

Изменение наклонов земной поверхности, хотя и косвенно, но вполне объективно отражает также скорость и неравномерность движений земной коры. Однако не следует думать, что глубина врезов непосредственно определяет скорости развития тектонических деформаций. Количественные характеристики глубины расчленения только входят в формулы, определяющие суммарные и поэтапные скорости движений. Они являются лишь прямо пропорциональными величинами при скоростях, равных и незначительно превышающих критические

значения скоростей эрозии. Это положение может быть определено в следующем равенстве:

$$\frac{h}{H} = \frac{t}{T} \text{ (при } t \leq d_{max}^{er}\text{),}$$

где h — глубина вреза (за один цикл или мегацикл эрозионно-денудационных процессов), H — суммарная глубина расчленения для рассматриваемого отрезка времени, t — скорость воздымания в течение одного эрозионно-денудационного цикла или мегацикла, T — суммарные значения положительных движений для рассматриваемого отрезка времени, d_{max}^{er} — наибольшие возможные значения линейной денудации. При значительных превышениях скорости воздымания над линейной денудацией ($t \gg d_{max}^{er}$) возникает явление отрыва — изоляции экзогенных процессов и нарушение прямой зависимости. Так, например, в условиях ярусного рельефа Памира широкие и неглубокие молодые региональные врезы не отражают резкого возрастания скорости общего воздымания горного сооружения в течение позднего плиоцена и плейстоцена.

Ряд ограничений существует и при использовании метода мощностей и фаций для областей прогибания при исследовании новейшего орогенного режима. Интерпретация мощностей и фаций в условиях замкнутых бассейнов и перекомпенсации без учета данных по коррелятивному денудационному рельефу может привести к существенным ошибкам. Поэтому изучение горной страны должно быть комплексным и включать исследование денудационных форм рельефа.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ СТАНОВЛЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ В РЕЛЬЕФЕ И КОМПЛЕКСНЫЕ ПРОФИЛИ

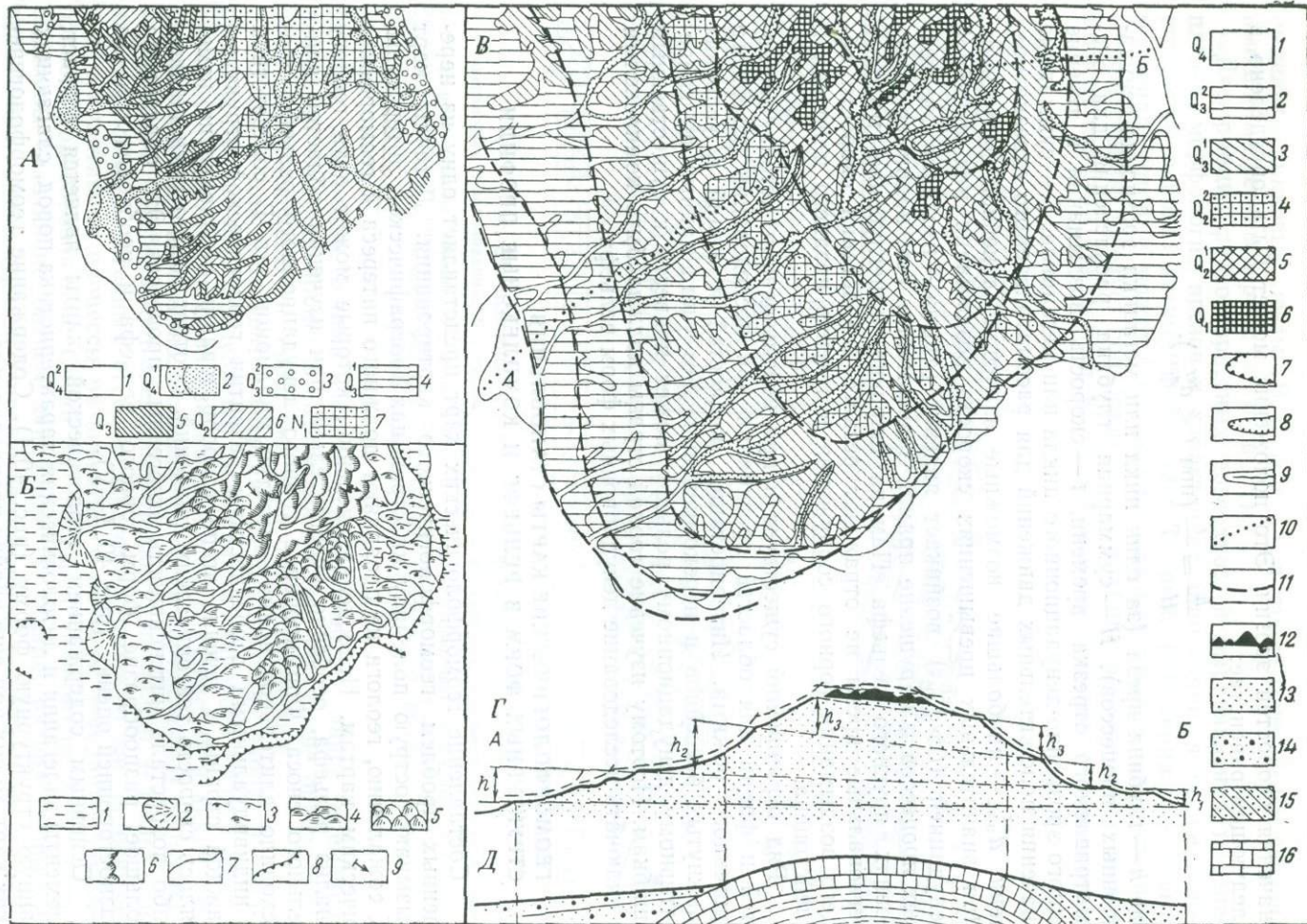
Составление геоморфологических карт представляет одну из нерешенных проблем геоморфологического картирования. Легенды карт вызывают острую полемику на страницах географической литературы. К сожалению, геологи не проявляют должного интереса к геоморфологическим картам. Недооценка сведений, которые может дать геологу анализ рельефа, особенно чувствительна при изучении областей длительного сноса. Формирование горного денудационного рельефа происходило длительное время — десятки миллионов лет. В соответствии с индивидуальными особенностями развития геологической структуры каждой страны в течение этапа горообразования неоднократно изменялась скорость тектонических движений. Соответственно уменьшалась, либо возрастала интенсивность экзогенных процессов. Это определило большое разнообразие форм горного рельефа и необходимость его разносторонней оценки (рис. 40, I—V).

Основным содержанием геологической карты является возраст, элементы залегания и литологическая характеристика пород, слагающих данную структурную форму (рис. 40, I). Содержание геоморфологических карт до сих пор еще крайне неопределенно.

Для равнин, платформ и областей горообразования часто составляются карты, на которых к структурным формам (или петрографическим комплексам), взятым с геологических и тектонических карт, добавляются данные о типе экзогенного процесса, моделирующего данную деформацию. Поэтому часто встречаются такие сложные названия, как «среднегорный островершинный рельеф, выработанный в массиве гранитов с глубиной расчленения до 50 м», или «экзарационный рельеф цирков и трогов, выработанный на комплексе метаморфических пород сложнорасчлененного палеозоя с неглубокими эрозионными врезам до 10—15 м», и другие аналогичные подразделения. Выделенные по

Рис. 40. Карты-схемы южной периклинали антиклинали Каратау

А — геологическая, **Б** — геоморфологическая (характерных форм рельефа); **В** — геоморфологическая — возрастная (основных этапов расчленения хребта-антиклинали); **Г** и **Д** — профили по линии **А-Б** (**Г** — геоморфологический, **Д** — геологический). **Схема А:** 1-6 — разновозрастные четвертичные отложения; 7 — отложения неогена. **Схема Б:** 1 — низкие аккумулятивные равнины; 2 — конусы выноса; 3-5 — предгорья, различно расчлененные; 6 — грядовый рельеф; 7 — границы распространения характерных форм рельефа; 8 — обрывы террас; 9 — направление падения пластов. **Схема В:** 1-6 — разновозрастные (четвертичные) эрозивно-денудационные поверхности (возраст пород показан индексами), 7 и 8 — разновозрастные генерации оврагов; 10 — линия заложения профиля **А-Б**; 11 — сопоставительные линии, объединяющие этапы становления антиклинали в рельефе. **Схема Г:** 12 — зона плоскостной денудации в пределах водораздельной части хребта; 13 — горный массив, подвергшийся эрозионному расчленению. **Схема Д:** 14 и 15 — разновозрастные молассы неогена; 16 — известняки олигоцена, бронирующие свод антиклинали



данному признаку генетические типы (подтипы) рельефа лишь косвенно отражают становление поднятия и впадин горной страны. Структурно-геоморфологические карты часто имеют недостаток: они в значительной степени повторяют контуры геологических и тектонических карт и не дают принципиально новых данных. К сожалению, эти аналогии иногда связаны не с анализом особенностей строения рельефа, а с повторением контуров (полученных в результате геологического картирования) и их механическим перенесением на геоморфологические карты. Первым геоморфологом, попытавшимся для изучения речных долин использовать не уступы, а «террасовые долины», т. е. элементы рельефа одного эрозионно-аккумулятивного цикла, был Ю. А. Скворцов, автор многих интересных работ по горным регионам Узбекистана (1948, 1950, 1956 и др.). Исследование разновозрастных элементов рельефа и особенно древних поверхностей выравнивания в целях анализа неотектоники дано С. С. Шульцем в ряде статей (1940, 1943, 1948) и широко известной монографии по Тянь-Шаню (1948).

В условиях интенсивной общей денудации врезы региональных циклов эрозии и этажи расчленения часто определяют ступенчатое строение склонов сопряженных систем «хребет — поднятие, горная впадина — долина». Эти формы образуют «горные лестницы», моделирующие растущее и расширяющееся поднятия. Данное явление давно привлекало внимание, но исследователи горного рельефа различно объясняли его образование (В. Девис, 1899 г.; В. Пенк, 1932 г.; Л. Кинг, 1953, 1968 гг. и их последователи).

Происхождение «лестницы предгорий» с геологических позиций были впервые проанализированы и подробно описаны В. Пенком (1924 г.). Объяснение их происхождения в данном исследовании несколько отличается от концепции В. Пенка. Принимается идея, заложенная в наблюдениях этого талантливого исследователя об отражении в рельефе неравномерности вертикальных движений при расширении области, охваченной поднятием, и некоторой консервативности нивелирующих экзогенных процессов (по отношению к эндогенным).

Геоморфологические карты

В основу карт (рассматриваемых в данной монографии) были положены циклы расчленения новейших поднятий и впадин в процессе морфологического становления в рельефе тектонических деформаций. Внешним выражением эндогенного процесса горообразования (главным образом скорости и неравномерности вертикальных движений) являлись деформации пенепленов и поверхностей выравнивания, а также формирование врезов на склонах растущих поднятий. Поэтому объектом картирования на специальных возрастных геоморфологических картах являлись комплексы форм рельефа, отражающие последовательность горизонтального и вертикального расчленения, в первую очередь поверхности выравнивания и региональные врезы транзитных горных рек. На всех аэрофотоснимках и топокартах отчетливо выделяются два основных элемента, которые образуются в течение одного эрозионно-денудационного цикла, — это врез, состоящий из склона различной крутизны, и его дна — площадки, часто расчлененной с наклоном в сторону русла реки. При всей наглядности аэрофотоснимков они страдают и существенными недостатками: искажениями очертаний, которые усиливаются благодаря неравномерности освещения, глубоким теням, помехам — облакам, снежному покрову и т. д. При сравнении врезов на аэрофотоснимках исследователь лишен возможности широких площадных сопоставлений и количественного сравнения высот значительно удаленных врезов (выраженного в абсолютных и относительных отметках). Последнее обстоятельство представляет один из основных

недостатков аэрофотоматериала в областях контрастного и глубоко расчлененного рельефа.

На топографической карте днища и склоны мегацикловых и цикловых врезов подчеркиваются рисунком горизонталей (рис. 41, А, Д). Брезу соответствует значительное сгущение горизонталей, а дну — площадка с разрядкой горизонталей (А). Сопоставление близко распо-

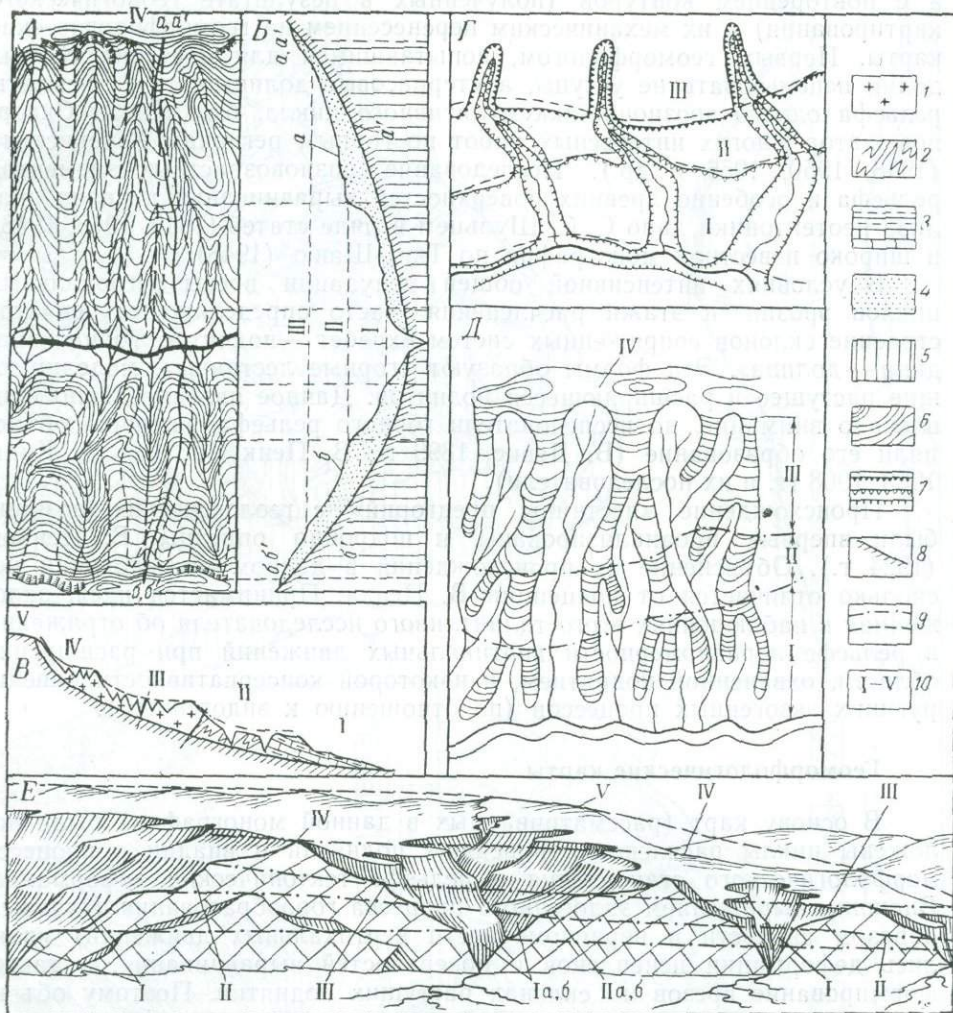


Рис. 41. Цикловые врезы в горизонталях на топографических картах (А, Д), их очертания в плане (Г), на профилях (Б, В) и в рельефе хребтов и долин (Е)

1—2 — породы фундамента (1 — магматические, 2 — метаморфические); 3 — породы чехла; 4—5 — горный массив (4 — расчлененный, 5 — нерасчлененный); 6 — характерный рисунок горизонталей (разрядка — дно вреза, сгущение — склоны); 7 — разновозрастные врезы притоков; 8 — разрывы; 9 — сопоставительные линии; 10 — номера цикловых врезом; I—V — водоразделы и врезы; а—б и а'—б' — линии профиля

ложенных в одной долине и примерно одновысотных площадок позволяет на топографических картах выделить разновозрастные фрагменты — днища древних долин и сопряженные с ними склоны (Д). Данные предварительного дешифрирования топографических карт должны быть сопоставлены с данными профилей, заложенных по водоразделам высоких порядков (В). Для выяснения влияния литолого-структурного фактора на морфологию склона топографические данные сопоставляются с геологическими и проверяются в поле (В). На сохранность днищ древних врезом (или поверхностей эрозионных террас) большое

влияние оказывает их возраст: чем древнее врез — тем менее отчетливо его морфологическое выражение на склоне долины. Как правило, врезы пересекают породы различной устойчивости и зоны мертвых разрывов (В). Но в отдельных случаях при малых скоростях вертикальных движений литолого-структурные условия (как статический фактор) могут способствовать препарировке дополнительных уступов на участках выхода устойчивых пород.

Сравнительный анализ систем взаимосвязанных цикловых врез в пределах одного бассейна позволяет выявить влияние новейших деформаций на гипсометрическое положение днищ врез — площадок эрозионных террас. Поэтому высота, отдельно взятая, не может быть критерием для корреляции врез. В ряде случаев новейшее развитие тектонических деформаций вызывает существенные искажения очертаний и высотного положения одного и того же вреза на разных склонах горной долины. Так, например, подвижки в зонах разрывных нарушений могут привести к ошибочным сопоставлениям одновысотных, но разновозрастных врез (или наоборот — разновысотных, но сдвовозрастных). Есть причины аналогичного порядка, заставляющие с осторожностью подходить к дешифрированию древнего эрозионно-денудационного рельефа и контролировать сопоставление разновозрастных врез методом заложения взаимно увязанных систем комплексных геолого-геоморфологических профилей (см. ниже).

Неравномерный характер воздымания хребтов — новейших поднятий — часто приводит к изменениям наклонов горных склонов, что в свою очередь вызывает местное изменение направлений долин притоков (Г). Поэтому при предварительном дешифрировании топографической карты и аэрофотоснимков необходимо обращать внимание на закономерно повторяющиеся, во многих притоках, изменения направлений долин на склонах развивающихся поднятий. Долины с новым направлением часто соответствуют новым циклам эрозии. Поэтому данное явление также может служить одним из косвенных признаков для выделения мегацикловых и цикловых врез (Г).

Необходимо больше внимания уделять ветвлению водоразделов. В ряде случаев образование гряд высоких порядков совпадает с границей между разновозрастными циклами врезания (Д).

Интенсивная глубинная эрозия в верхней части горных склонов приводит к уничтожению древних небольших уступов. Поэтому к современному эпохе уцелели только фрагменты крупных — региональных денудационно-эрозионных врез (Е). Они соответствуют мегациклам углубления долин и включают комплексы цикловых врез (и террас). Эти формы рельефа сохраняются даже в неблагоприятных литолого-структурных условиях.

Одной из важнейших задач при составлении возрастных геоморфологических карт является корреляция орогенных поверхностей выравнивания с днищами мегацикловых врез (Е). При хорошей сохранности этих элементов их сопоставление не представляет особых трудностей. Но при наличии дифференцированно перемещающихся блоков, задача выделения сдвовозрастных форм значительно усложняется.

Своеобразный рельеф возникает при расчленении воздымающегося хребта-антиклинали в условиях развития «бронированного» рельефа. Региональные и цикловые врезы фиксируются в твердых пластах (рис. 41, Е). Сопоставление этих врез на склонах поднятий дает возможность проследить этапы становления — роста складки в рельефе. При этом следует учитывать неравномерность поднятий и возможность локального расщепления уровней на участках значительного воздымания (Е, I, а, б).

Одна из особенностей распространения врез в долине реки — явление их замыкания. Оно особенно широко распространено в доли-

нах притоков высоких порядков и объясняется отставанием эрозии малых речек на склонах поднятий от положения дна главной реки в центре горных впадин. Явление отставания регрессивной эрозии было подробно описано Ю. А. Скворцовым по материалам многолетних наблюдений в горах Средней Азии (рис. 42, А и Б). Процесс отставания денудации от рельефообразующих движений приводит к изменению вертикального и горизонтального расчленения со сложными соотноше-

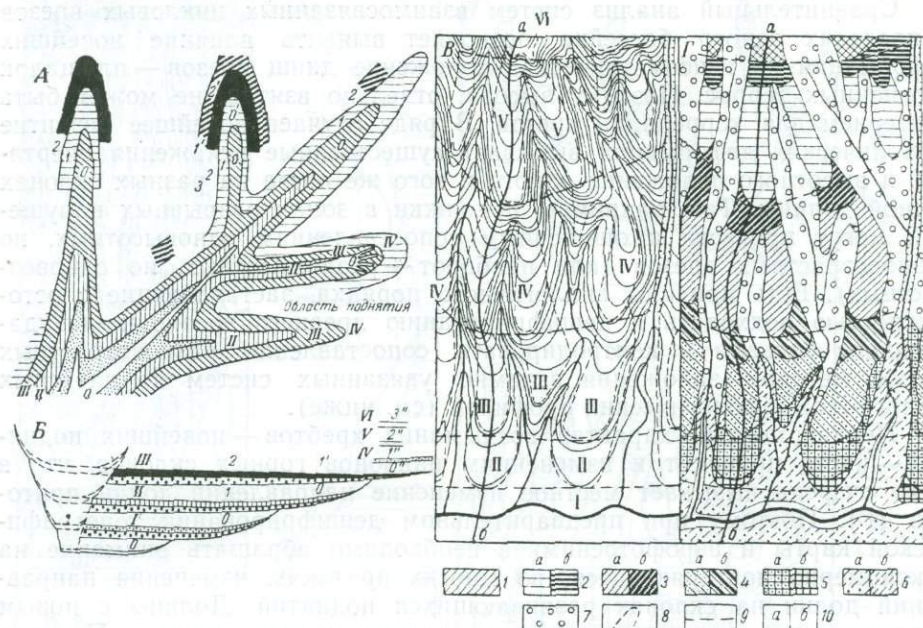


Рис. 42. Примеры дешифрирования цикловых врезов на топографических картах. Карта (А) и поперечное сечение реки (Б) с притоком (по Ю. А. Скворцову, 1948); В и Г — схематические карты склона речной долины с дешифрированными цикловыми врезами (I—VI). 1—6 — разновозрастные цикловые врезы главной реки (1—3 — денудационно-эрозионные, 4—5 — эрозионно-аккумулятивные, 6 — аккумулятивные); 7 — крутые склоны, по возрасту не подразделенные; 8 — реконструкция врезов на топографической карте; 9 — сопоставительные линии; 10 — элементы врезов (а — площадка или дно врезов, б — его склоны)

нием форм древней и современной эрозии в пространстве и во времени. При значительном отставании денудации от воздымания различные типы расчленения в определенных условиях могут развиваться одновременно в одной и той же горной стране. Поэтому изучение древней гидрографической сети обязывает исследователей учитывать явления одревнения элементов рельефа долин (но не осадков!) в верховьях рек. В процессе последовательного замыкания эрозионных врезов (снизу вверх по течению) и совмещения молодых и более древних элементов рельефа создаются сложные геоморфологические соотношения. Так, например, плиоценовые долины восточных районов Памира почти совмещаются с наложенными или слабо врезанными четвертичными долинами, а осадки, коррелятивные плиоценовым горным долинам, образуют аккумулятивный, погребенный рельеф в сопряженной межгорной впадине — Таджикской депрессии. Значительно в меньшей степени явление замыкания врезов свойственно долинам крупных рек.

Цикловые врезы крупных транзитных рек прослеживаются на очень больших расстояниях, а региональные денудационно-эрозионные врезы (отражающие мегациклы расчленения горной страны) имеют повсеместное распространение. Выделение этих элементов в условиях глубоко расчлененного горного рельефа имеет первостепенное значение. Поэтому при предварительном дешифрировании топографических карт рекомендуется раскрашивать склоны и днища врезов. На рис. 42 (схе-

мы В и Г) показаны фрагменты топографической (В) и возрастной карты (Г) с относительно сохранившимися древними днищами региональных врезов; они объединены сопоставительными линиями (В и Г). Выделенные участки на возрастной карте (Г) представляют фрагменты древних региональных врезов (III—VI) на схеме, т. е. дно и склоны долины, отвечающие одному эрозионному мегациклу. Молодые — эрозионно-аккумулятивные врезы характеризуются хорошей сохранностью и значительным распространением (см. рис. 42, Г, I и II). Можно указать следующие структурные обстановки с различным геоморфологическим соотношением разновозрастных элементов рельефа долин.

Для областей общего прогибания — межгорных и предгорных впадин, составление специальных возрастных геоморфологических карт возможно лишь в пределах распространения денудационного рельефа, т. е. позднеплиоценового и, преимущественно, плейстоценового. Здесь только в конце плиоцена интенсивная аккумуляция сменилась воздыманием участков, пограничных с горным сооружением.

Для области общего воздымания — горных сооружений, составление аналогичных карт возможно на всей территории с разновозрастным орогенным денудационным рельефом. На этих картах отражаются основные этапы воздымания складчатых и блоковых структурных форм. Именно линии, объединяющие разновозрастные врезы, будут соответствовать границам расширения поднятий за счет сокращения сопряженных впадин и вовлечения их окраинных участков в поднятия. На склонах хребтов-поднятий и горных впадин выделяются серии врезов, от древнейших (неогеновых) — первых циклов расчленения до современных. Вследствие интенсивных и длительных поднятий мало мощные осадки, сопровождавшие ранние циклы эрозии, не сохраняются. В соответствии с направленным развитием — неравномерным воздыманием — наиболее древними являются самые высокие врезы на склонах, а наиболее молодыми — самые низкие. Поэтому для определения относительного возраста фрагментов древних эрозионно-денудационных врезов полезно сравнивать их взаимное превышение и высоту в относительных и абсолютных отметках.

В областях со сменой знака движений — в предгорье и на склонах внутридепрессийных поднятий-хребтов, эрозионно-аккумулятивные циклы сменяются аккумулятивными. В результате этого процесса врезы переходят в погребенные аккумулятивные формы в центре впадин. Здесь соотношения разновозрастных элементов рельефа подчиняются закону «ножниц со смещением»*: высокорасположенным врезам соответствуют нижние толщи, а низкорасположенным — верхние толщи коррелятивных отложений. Различная интенсивность воздымания и движения по разрывам значительно усложняет реконструкцию разновозрастных долин. Поэтому для того, чтобы правильно сопоставить фрагменты врезов (и региональных эрозионных террас), развивающихся на склонах различных поднятий, необходимо учитывать структурные условия.

Легенда возрастных геоморфологических карт может отличаться в зависимости от характера горной страны и масштаба съемки. Так, например, при составлении мелкомасштабных карт значительных регионов высокогорных стран легенды усложняются в возрастном и в морфологическом отношении. В этих условиях приходилось выделять: I — доорогенный рельеф (реликты); II — древний орогенный, умеренно и слабо расчлененный, но высоко поднятый рельеф верхнего яруса горного сооружения (сырты Памира и Тянь Шаня); III — глубоко и дробно расчлененный рельеф нижнего яруса; IV — рельеф предгорий;

* Эти условия подробно рассматриваются в монографии автора «Развитие рельефа горных стран». Изд-во «Мысль», 1970.

V — рельеф подгорных равнин. На эти крупные неравноценные типы рельефа накладывались формы, климатически обусловленные оледенениями и аридностью. Разнообразие структурных и физико-географических условий вызвало необходимость создания обширной и сложной легенды.

Возрастные геоморфологические карты должны сопровождаться корреляционными профилями, которые пересекали бы вкрест и по простиранию основные хребты и долины (котловины) исследуемого региона.

В целях анализа неотектоники рекомендуется также составление вспомогательных карт — разрывов и линианентов дешифрованной гидрографической сети, т. е. главнейших и повторяющихся направлений горных рек. Сопоставление возрастных геоморфологических карт с геологической позволяет выяснить последовательность и ряд особенностей процесса морфологического становления структурных форм в пространстве и во времени. В качестве примера использования геоморфологических данных ниже рассматриваются фрагменты карт районов с различным геологическим строением.

Примеры карт для районов с различными литологическими и структурными условиями

Ниже рассматриваются типы карт для межгорных впадин и горных сооружений.

Межгорная впадина (район с глубоким залеганием фундамента, развитием мощной толщи осадочных пород и складчатых деформаций). В северной части Таджикской депрессии р. Вахш, зажатая в глубокой ущелистой долине, имеет оригинальное очертание, которое в плане напоминает гигантскую петлю (рис. 43, А и Б). Район соответствует крупной антиклинорной зоне — Вахшской, разделяющей Таджикскую депрессию на внутридепрессийные впадины — Кулябскую и Яхсуйскую (А). Вахшская зона состоит из сложной системы складок — в рельефе поднятий и впадин. Она представляет виргацию и юго-западное погружение Петро-Заалайской системы передовых поднятий Памира. В северо-восточной части к ней примыкает ответвление Гиссаро-Алайского горного сооружения, в частности юго-западное окончание Каратегинского сводово-глыбового поднятия. Зона выражена в виде пучка хребтов, расходящихся в юго-западном направлении; последние соответствуют системам складок, осложненных разрывами. Долина Вахша расположена преимущественно на крыльях узких, резко асимметричных и оборванных разрывами синклиналей. На значительном протяжении река непосредственно приурочена к зонам надвигов.

На возрастной геоморфологической карте показаны главные этапы расчленения Вахшской зоны поднятий, в процессе ее становления в рельефе. Они выделены на основании сопоставления фрагментов орогенных денудационных поверхностей выравнивания и региональных врезов, сохранившихся на склонах хребтов-антиклиналей (см. рис. 43, Б). Разновозрастные врезы показаны различной штриховкой, а направление заложения профилей — пунктирными линиями.

Анализируя последовательность горизонтального и вертикального расчленения, можно восстановить основные этапы конэрозионного развития структурных форм в рельефе и обобщенные очертания новейших поднятий и впадин. Наиболее древние элементы рельефа Вахшской зоны поднятий соответствуют уплощенным водоразделам главных хребтов-поднятий, т. е. фрагментам орогенных денудационных поверхностей выравнивания, которые образовались в стадию конденудационного развития антиклиналей в Таджикской депрессии. Они срезают раннеплейстоценовые и более древние сложения, и поэтому нижняя

возрастная граница определяется не древнее конца позднего плиоцена. Возможно их образование следует сопоставлять с накоплением в сопредельных районах позднплиоценовых фаунистически охарактеризованных толщ конгломератов, обогащенных обломками местных пород. Ниже, на склонах главнейших хребтов-антиклиналей Вахшской зоны, расположены ступени, сопряженные с региональными врезами долин.

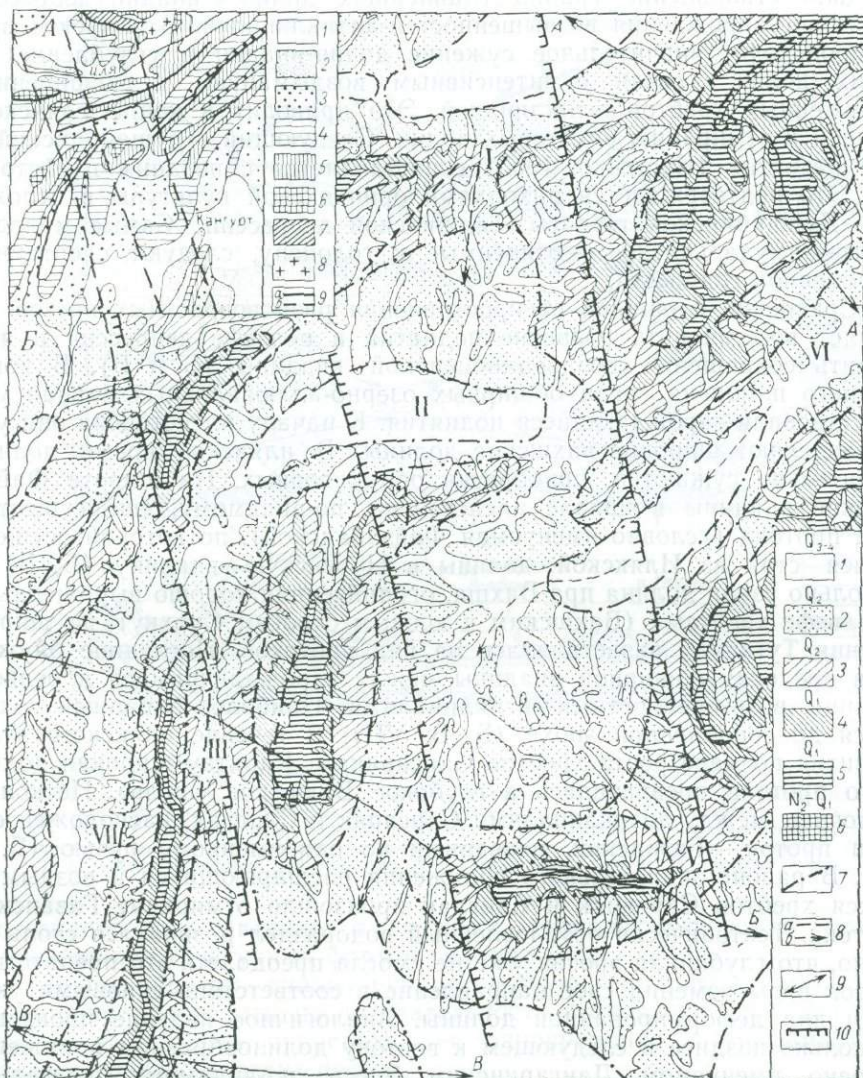


Рис. 43. Геоморфологическая возрастная карта-схема межгорной впадины (Таджикская депрессия)

А — обзорная геологическая схема района вахшской «петли»: 1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые отложения и кулябская свита, нерасчлененные; 3 — палеогеновые отложения, нерасчлененные; 4 — верхнемеловые и палеогеновые отложения, нерасчлененные; 5 — нижнемеловые отложения; 6 — юрские отложения, нерасчлененные; 7 — палеозой, нерасчлененный; 8 — гранитоиды герцинские; 9 — главнейшие разломы (а — установленные, б — предполагаемые). Б — геоморфологическая карта-схема района вахшской петли; 1 — б — разновозрастные региональные эрозионно-денудационные врезы на склонах хребтов-поднятий и сопредельных впадин; 7 — границы разновозрастных этапов становления структурных форм в рельефе в виде хребтов и горных впадин; 8 — очертания долин древнего стока (а — высоко поднятые отмершие протоки, б — направление древнего стока пра-Вахша); 9 — линии профилей (выходящих за рамки карты); 10 — предполагаемые границы зоны секущего разлома, активно развивающегося в течение этапа горообразования

Они сформировались в начале плейстоцена и условно выделены в вахшский комплекс — Q₁ (Костенко, 1953).

Более молодые водораздельные орогенные поверхности, ступени на склонах и врезы транзитных рек формируют илякский комплекс, соответствующий среднему плейстоцену — Q₂. Этот возраст был подтвержден находками мустьерской культуры в районе возвышенности Карабура в Таджикской депрессии (Рансв, 1957). В вахшское время происходило становление границ главнейших долин — впадин депрессии вследствие зарождения возвышенностей-антиклиналей. В илякское время происходит значительное сужение долин-впадин и углубление секущих долин в связи с интенсивным воздыманием и расширением сопряженных хребтов-антиклиналей. Это приводит в конце илякского времени к отмиранию некоторых долин. Следующий — душанбинский — этап развития (Костенко, 1953) сопоставляется с поздним плейстоценом. Это подтверждается находками ориньякской культуры в отложениях Душанбинской террасы Таджикской депрессии. Самые молодые врезы — амударьинские, — относимые к голоцену, следуют очертаниям современной гидросети.

Сравнение площадей распространения разновозрастных врезков позволяет восстановить развитие поднятий в рельефе депрессии и проследить сокращение позднеплиоценовой впадины (Б и В). В конце позднего плиоцена среди обширных озерно-аллювиальных равнин уже существовали зарождающиеся поднятия. К началу плейстоцена они уже подразделяют широкие вахшские долины. В илякское время долины значительно сужаются, приобретая облик горных. На широте Файзабадской впадины в начале плейстоцена, по-видимому, еще существовала протока (условно именуемая Файзабадской), по которой осуществлялся сток из Илякской долины в Нурекскую впадину (Б, В, I). Довольно узкая долина пра-Вахша, ограниченная хорошо выраженными в рельефе хребтами (Вахшским и южным отрогом Сурхку), на широте селения Туткаула разветвлялась на ряд протоков. Последние блуждали в пределах обширной впадины между зарождающимися в рельефе равнины возвышенностями-антиклиналями. Наиболее западный сохранился до современной эпохи (Б, В, VII). В течение илякского этапа развития по мере роста хребтов Сарсарьяка и Каратау широкая долина этого протока превратилась в глубокое Вахшское ущелье. Несколько восточнее, между антиклиналями Сарсарьяк и Санглак, расположен еще один проток — Газанский, названный по одноименному ручью (Б, В, III). В районе значительного сближения расширяющихся и воздымающихся хребтов Сарсарьяк и Санглак произошло отмирание Газанского протока. Тектонически обусловленный водораздел развивался столь активно, что глубинная эрозия уже не смогла преодолеть это препятствие, и сток воды изменил свое направление в соответствии с новыми уклонами дна деформированной долины. Аналогичное явление произошло несколько позднее в следующем к востоку долинообразном понижении, условно именуемом Дангаринским. Здесь, по-видимому, длительное время сохранялся сток вод пра-Вахша, следовавших из Туткаульской впадины по обширному долинообразному понижению между хребтами Санглак и Вахшским. Очертания древних протоков позволяют предположить, что отмирание Дангаринской долины произошло в результате интенсивного воздымания обрамляющих хребтов-антиклиналей, особенно южной периклинали Вахшского хребта (Б, В, IV и V). В начале оформления в рельефе этого куполообразного поднятия широкий Дангаринский проток разбился на два — западный (IV) и восточный (V), которые огибали зарождающуюся возвышенность. Затем в процессе дальнейшего становления Зимистонского поднятия и южной периклинали Санглакской антиклинали произошло отмирание сначала восточного, а затем и западного Дангаринских протоков. Одновременно с

отмиранием Газанского и Дангаринских протоков началось изгибание Бахша в результате дальнейшего воздымания северной периклинали Санглакской и Вахшской антиклиналей. Их кулисообразное расположение (в плане) привело к соответствующему смещению р. Вахш, врезанной в глубокое ущелье, и формированию своеобразной петли.

Если отвлечься от деталей эрозионного расчленения и объединить области, последовательно втянутые в поднятие, то такая схема дает

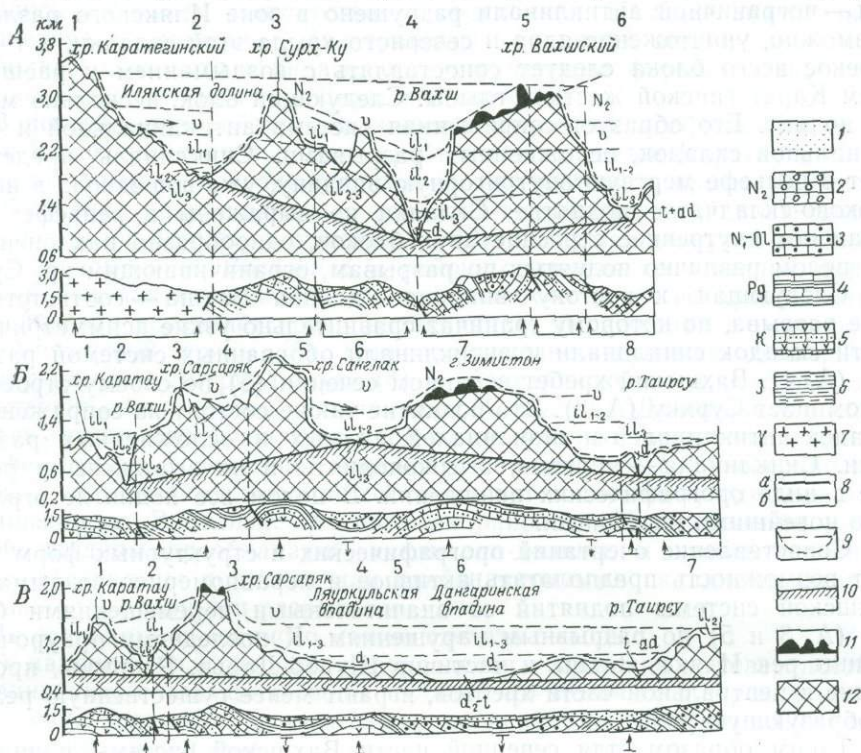


Рис. 44. Геолого-геоморфологические профили района вахшской петли.

Кайнозойские молассы: 1 — четвертичные, 2 — плиоценовые, 3 — миоцен-олигоценые. Мезо-кайнозойские породы чехля: 4 — палеогена; 5 — мела; 6 — юры; 7 — палеозойские породы фундамента; 8 — разрывы (а — установленные, б — предполагаемые); 9 — эрозионно-денудационные врезы, возраст показан индексом; 10 и 11 — зоны денудации (10 — эрозии; 11 — плоскостного сноса); 12 — горный массив

косвенное представление о сложном геоморфологическом процессе становления структурных форм в рельефе (Б).

Таким образом, анализируя возрастную геоморфологическую карту, можно проследить последовательность становления хребтов-поднятий, их расширение, происходившее одновременно с воздыманием, и палеогеографию древних протоков.

Для выяснения соотношений современных возвышенностей и впадин со складчатыми и разрывными нарушениями и корреляции одно-возрастных врезов одновременно с анализом характера горизонтального расчленения составляются профили по простиранию и вкrest простирания новейших поднятий и впадин. Такие профили являются обязательным дополнением к карте (рис. 44, А, Б, В). В данном примере для более полной характеристики на этих профилях показаны также участки, смежные с рамками карты.

Северо-восточные и северные районы Таджикской депрессии (А) являются пограничными с горным сооружением Гиссаро-Алая. Здесь устанавливаются сложные соотношения блоково-складчатых и сводовоглыбовых структурных форм. На северо-западе система Вахшского

поднятия (А, 3—5) примыкает к южному окончанию Каратегинского сводово-глыбового поднятия (А—1). Пограничная зона представляет приразломовую впадину, выраженную в рельефе в виде Илякской долины (А, 2); окраинный хребет-поднятия Сурхку (3) в данном сечении представляет систему двух блоков со складчатым внутренним строением — антиклинальными складками, разделенными редуцированными синклиналями; блоки ограничены новейшими разрывами. Ядро северной — пограничной антиклинали разрушено в зоне Илякского разлома. Возможно, уничтожение ядра и северного крыла этой складки, а также перекося всего блока следует сопоставлять с воздыманием и расширением Каратегинской жесткой глыбы. Следующий блок, несколько меньше поднят. Его образует сопряженная система антиклинальной и синклинальной складок, осложненных разрывами. Синклиналь представляет в рельефе мертвую внутригорную впадину, уже вошедшую в новое блоково-складчатое поднятие. Складки не выражены в рельефе; они отражают внутреннее строение двух блоков, однообразно наклоненных и в целом различно поднятых по разрывам, ограничивающим хр. Сурхку. Следующая к востоку впадина — долина Вахша — соответствует зоне разрыва, по которому граничат сравнительно узкие асимметричные части складок синклинали и антиклинали оборванных системой разрывов (А, 4). Вахшский хребет в данном сечении (5) по своему строению напоминает Сурхку (А, 3). Это поднятие также состоит из сопряженных складок антиклиналей и синклиналей, сжатых и осложненных разрывами. Синклинали — мертвые, высокоподняты и не выражены в рельефе в виде орографических понижений. В целом все поднятие ограничено новейшими разрывами.

Сопоставление очертаний орографических и структурных форм (А) дает возможность предполагать активное и неравномерное воздымание Вахшской системы поднятий со значительными перемещениями блоков (А, 3 и 5) по разрывным нарушениям. К последнему приурочены долины рек Иляка, Вахша и частично Шуроб-Дарьи. Разрывы, проходящие в центральной части хребтов, играют менее существенную рельефообразующую роль.

Таким образом, для северной части Вахшской системы поднятий характерно большое рельефообразующее значение разрывных нарушений. Как следствие, в рельефе ярко выражены не отдельные складки, а фрагменты сопряженных систем антиклиналь — синклиналь, ограниченные разрывами, преимущественно крутыми надвигами.

Иные соотношения орографических и структурных форм устанавливаются в районах межгорной впадины, удаленных от пограничной зоны (44, Б). Здесь виргации отдельных складок Вахшской системы поднятий развиваются в менее напряженной обстановке и в условиях глубокого залегания палеозойского фундамента. С северо-запада на юго-восток здесь последовательно пересекаются хребты-антиклинали и разделяющие их синклинали-впадины. Наиболее северо-западный хребет — Каратау представляет асимметричную антиклиналь с юго-восточным крылом, оборванным разрывом (1). К последнему приурочена приразломовая впадина и современное ущелье р. Вахш (2). Далее следует система двух хребтов-антиклиналей — Сарсаряк и Санглак (3 и 5), разделенных Газанской синклиналью (4). По-видимому, в древнем рельефе ей соответствовала долина (см. рис. 44), но современное гипсометрическое положение складки свидетельствует о вовлечении этой внутридепрессивной впадины в общее поднятие в процессе сближения двух разрастающихся смежных антиклиналей. Западная из них — хр. Сарсаряк — значительно редуцирована. От нее сохранилось только юго-восточное крыло (3). Восточная антиклиналь — хр. Санглак — представляет ярко выраженную в рельефе складку сувдучного типа (5). Крупная впадина — синклиналь Дангаринская (Б, 6) — разделяет Санг-

лак-Сарсарьякское и Вахшское поднятия. Она выполнена осадками правых Вахша и хорошо выражена в рельефе. На юго-востоке впадина ограничена обширной антиклиналью, отчетливо выраженной в рельефе горой Зимистан — орографическим и структурным продолжением Вахшского хребта-поднятия (рис. 44, Б, 7). Следовательно, в пределах данного профиля антиклинали Санглак и Зимистон имеют яркое и прямое выражение в рельефе. Синклинали-впадины к современной эпохе превратились в области относительного прогибания. Наличие значительно (Газанская) и умеренно (Дангаринская) поднятых впадин позволяет предполагать, что эти отрицательные структурные формы развивались на фоне общего воздымания Вахшской системы.

В центральных районах Таджикской депрессии профиль (В) пересекает Вахшскую зону в районе хребтов-антиклиналей Каратау и Сарсарьяк, от которого сохранилось только юго-восточное крыло. Вследствие сближения разрастающихся поднятий-антиклиналей (1 и 3) сопряженная с ними Вахшская синклиналь (2) оказалась втянутой в общий процесс воздымания. Восточнее, в районе снижения хр. Санглак, одноименная брахиантиклиналь резко погружается, но на ее продолжении кулисообразно возникает новая антиклиналь, выраженная в рельефе в виде Аксуякской гряды (5). Она подразделяет древнюю обширную впадину на две: Ляуркульскую (4) и Дангаринскую (6), которые соответствуют одноименным синклиналям. С востока Дангаринская синклиналь ограничена Кизилгузарской антиклиналью, представляющей в рельефе гряду. Вследствие новейшего наклона осевой поверхности, сводовая часть этой складки не соответствует водоразделу одноименной возвышенности. В отличие от северных районов (А), в строении межгорной впадины преобладают синклинали-долины, а хребты-антиклинали представлены прямыми или слабонаклонными складками, несущественно осложненными разрывами.

На основании сказанного можно сделать выводы:

1) наличие уплощенных водоразделов — орогенных поверхностей выравнивания, срезающих своды складок до меловых и юрских отложений, свидетельствует о длительном конденудационном развитии поднятий Вахшской системы;

2) регионально распространенные ступени на склонах хребтов-антиклиналей указывают на неравномерность скорости воздымания в течение конэрозионного развития и формирование комплексов врезов: вахшского, илякского и душанбинского вместе с амударьинским. Вахшский характеризуется значительной длительностью и умеренным темпом поднятий; илякский — является главным, в течение которого «выросли» почти все основные хребты-антиклинали; душанбинские с амударьинским, еще не завершённые, характеризуются значительной скоростью воздымания;

3) горизонтальное и вертикальное расчленение (по карте и профилям) свидетельствует о направленном процессе активного развития положительных структурных форм за счет отмирания и сокращения отрицательных;

4) соотношение складок и разрывов в различных сечениях Вахшской системы (А, Б и В) позволяет предполагать, что в пограничной зоне с горным сооружением новейшая структура представляет блоки и чешуи со складчатым внутренним строением. В направлении к центру межгорной впадины складчатые деформации продолжают развиваться, образуя в рельефе хребты-антиклинали и долины-синклинали, лишь в различной степени осложненные разрывами;

5) наличие искажений в очертаниях новейших поднятий (по аналогии с другими регионами) позволяет предполагать, что причиной резкого погружения складок и изменения их простирания является крупная секущая зона разрывных нарушений глубокого заложения.

Горное сооружение (район с умеренным поднятием фундамента и развитием мегаскладок). В качестве примера рассмотрим две мегантиклинали — Зеравшанскую и Туркестанскую (в рельефе — высокие хребты) и разделяющую их Зеравшанскую мегасинклиналь (долина-впадина) в пределах Самаркандско-Пенджикентской части (рис. 45). Этот

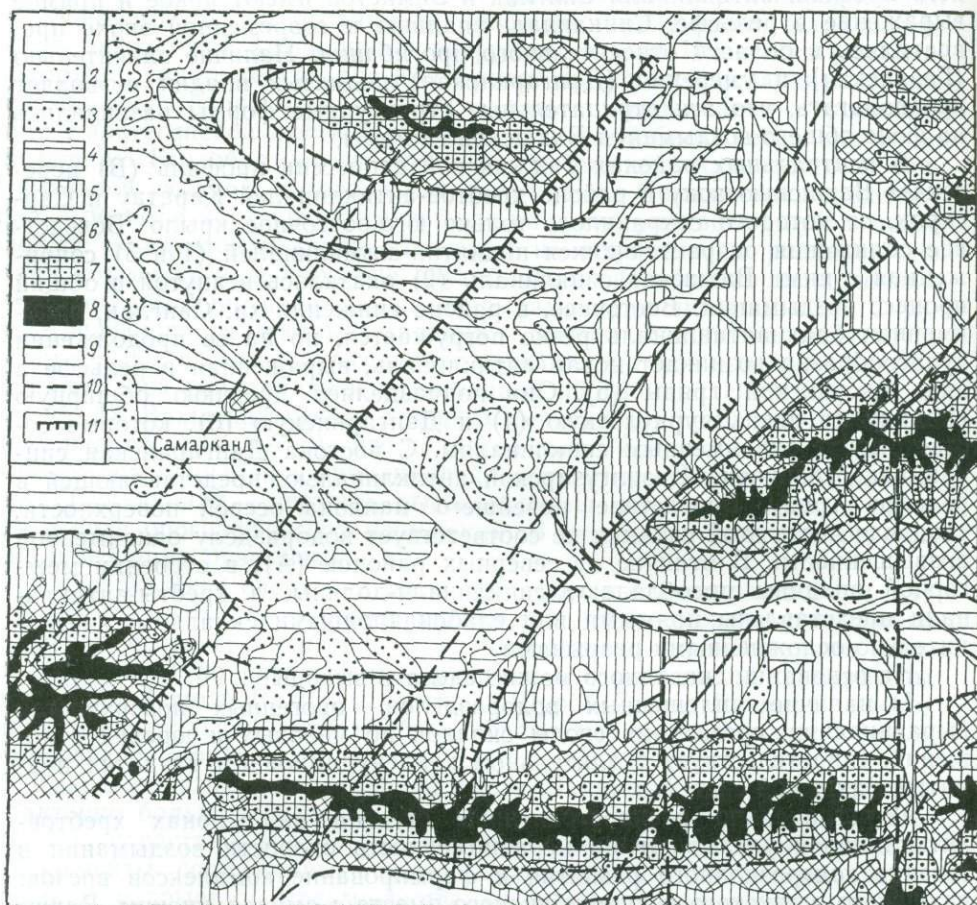


Рис. 45. Геоморфологическая возрастная карта-схема горного сооружения (погружение Юго-Западного Тянь-Шаня). Составила Н. П. Костенко, при участии С. Б. Ершовой (1954)

1—3 — разновозрастные комплексы четвертичных отложений, преимущественно современные и позднелайстоценовые; 4—5 — эрозивно-аккумулятивные подгорные равнины, среднелайстоценовые; 6—7 — эрозивно-денудационные региональные врезы раннелайстоценовые—позднелайстоценовые; 8 — неогеновая поверхность выравнивания; 9 — обобщенные очертания региональных врезов; 10 — предполагаемые зоны дробления и разрывы; 11 — предполагаемая зона трансрегионального секущего разлома

район представляет большой интерес, так как лежит на сочленении платформы и эпиплатформенной области горообразования, ограниченной краевым глубинным разломом Юго-Западного Тянь-Шаня, отчетливо выраженным в новейшем строении региона. Позднее он был подтвержден Б. Б. Таль-Вирским (1964), который устанавливает его положение по различию геофизических характеристик для областей, разделяемых разломом. За этап горообразования в пределах Таджикской и Ферганской котловин прогибания достигают 10—12 км, но к северо-западу от секущего разлома они не превышают 1 км, а на удалении от него колеблются в пределах 0,4—0,5 км. Активность современных сейсмических движений также резко падает за границами

разлома (Введенская, 1961). На значительном протяжении данный разлом является краевым по отношению к Гиссаро-Туркестанскому горному сооружению; это находит свое отражение в глубине залегания поверхности М и утолщении земной коры. Он соответствует зоне высоких градиентов убывания аномалий силы тяжести, связанных со строением земной коры и верхней мантии.

В рельефе зона разлома выражена очень ярко в виде впадины, накладывающейся на хребты-поднятия—Туркестанский и Зеравшанский, а также на разделяющую их впадину-долину. К разлому приурочены резкие искажения их плановых очертаний и общее значительное погружение Туркестанской и Зеравшанской систем поднятий (см. рис. 44).

Туркестанский хребет-поднятие в новейшей структуре соответствует асимметричной горст-мегантиклинали, с более пологим северным крылом. Мегаскладка фундамента устанавливается на отдельных участках по изгибам предороженной (раннеолигоценовой?) поверхности выравнивания.

Зеравшанский хребет-поднятие представляет горст-мегантиклиналь, но, в отличие от Туркестанского, он больше раздроблен и поэтому некоторыми исследователями рассматривается как глыбовая структура (Чедия, 1965). Детальное изучение ряда поперечных сечений позволяет установить сводообразный характер и этого новейшего поднятия. Изгибы предороженной поверхности на Зеравшанском хребте сохранились фрагментарно в области его западного погружения, а также на отдельных участках в восточных регионах.

Пенджикент-Самаркандская впадина в новейшей структуре представляет грабен-мегасинклиналь с системами субширотных разрывов, ограничивающих ее от Туркестанской и Зеравшанской мегантиклиналей. Анализ обобщенных очертаний горизонтального и вертикального расчленения позволяет установить последовательное неравномерное расширение положительных структурных форм—хребтов за счет отрицательной—долины-впадины на фоне общего воздымания горного сооружения (см. рис. 45). Этот процесс протекал в условиях значительной дифференцированности движений в связи с мелкоблоковым внутренним строением мегаскладок. На погружении горст-мегантиклиналей и в нижней части склонов сохранились фрагменты флювиальных толщ, выполнявших плейстоценовые врезы и поднятые на различную высоту. Древние врезы лишены этих отложений и к современной эпохе представляют в рельефе денудационно-эрозионные уступы. В редких случаях они покрыты маломощным полигенным покровом, преимущественно делювиально-фанлювиальных лёссовидных суглинков (см. рис. 45).

Процесс становления в рельефе мегаскладок, по-видимому, был качественно различным в неогене и четвертичном периоде. Сопоставление комплексных геолого-геоморфологических профилей, секущих мегаскладки и заложенных по их простиранию, позволяет предполагать, что если в миоцене еще преобладало формирование пологих изгибов, то с плиоцена и в плейстоцене движения отдельных блоков по разрывным нарушениям имели большое значение в процессе воздымания хребтов-поднятий. Восточнее Самарканда отмечается резкое повышение раздробленности положительных структурных форм и их осложнение разрывами со смещением и трещинами северо-северо-восточного простирания. Это дробление особенно ярко выражено в рельефе Габдунтауской субмеридиональной зоны, условно именуемой по одноименной возвышенности. Местные искажения очертаний основных этапов расчленения и приуроченность долин и долинообразных понижений к северо-восточным системам трещин и разрывов позволяют установить границы влияния новейшего развития секущего разлома на формирование горного рельефа (см. рис. 45).

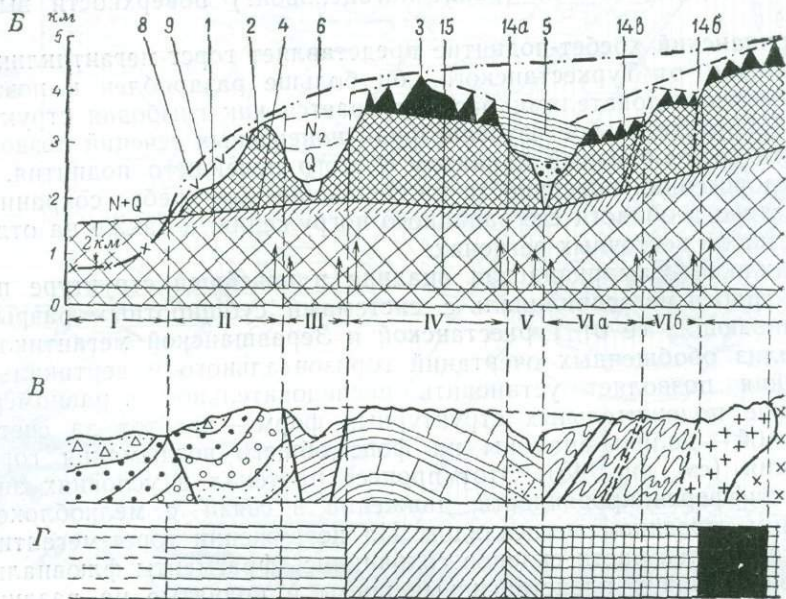
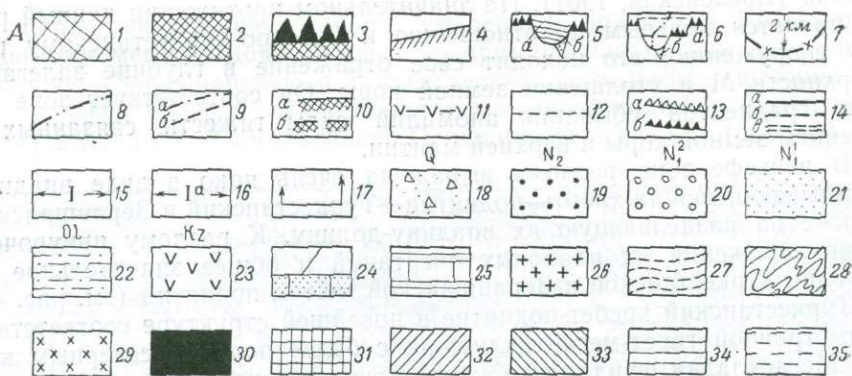


Рис. 46. Легенда для геолого-геоморфологических профилей:

А — условные знаки, Б, В и Г — пояснительные схемы (не включают всех условных знаков схемы А)

Условные обозначения к рис. 46—49, 96, 128

Б — для геоморфологического профиля (1—17); 1 — горный массив, не затронутый процессами денудации; 2 — зона линейной денудации; глубина эрозионного расчленения горного сооружения транзитными реками; 3 — зона плоскостной денудации и эмбриональных безрусловых потоков в верховьях рек; 4 — сопоставительная линия, объединяющая глубины эрозионного расчленения крупными транзитными горными реками; 5 и 6 — предполагаемый возраст региональных впадин (а — позднеолигоценый — раннемиоценовый, б — плиоценовый и четвертичный, нерасчлененный); 7—10 — реконструкция предороговой поверхности [7 — погребенной под толщей моласс, наибольшая мощность которых показана цифрой; 8 и 9 — поднятой (8 — на своде общего поднятия — горного сооружения, 9а — на основных поднятиях второго и более высоких порядков; 9б — на блоках); 10 — доорогенные поверхности выравнивания с различной степенью сохранности (а — хорошей, б — плохой); 11 — орогенные поверхности выравнивания, выработанные в молассах и поднятые на различную высоту в процессе расширения горного сооружения; 12 — сопоставительные линии для различных элементов профилей и карты-врезки; 13 — зоны глубинных разломов, различно выраженные в современной структуре и рельефе горного сооружения (а — умеренно, б — ярко); 14 — разрывы (а — установленные, б, в — предполагаемые по данным; б — геологическим, в — геоморфологическим); 15, 16 и 17 — новые данные, выделенные на основании сравнительного анализа материала профилей [15 — структурные формы, 16 — их элементы, 17 — направление вертикальных движений; размеры стрелок (качественно) отражают суммарное возмущение или опускание]. В — для геологического профиля (18—29): 18—22 — породы орогенной формации [18—22 — молассы и молассовидные породы (18—20 — грубые, 21 и 22 — тонкие); 23 — магматические породы, главным образом эффузивные; 24 и 25 — породы доорогенного чехла (24 — кайнозойские, 25 — докайнозойские); 26—29 — породы фундамента [26 — магматические породы, преимущественно интрузивные и эффузивные (дайки, покровы); 27 и 28 — метаморфические породы (27 — рисовка отвечает элементам залегания, 28 — условная); 29 — древнейшие породы фундамента нерасчлененные]. Г — для карты-врезки (30—35); 30 — интрузивный комп-

Во внутренних районах горного сооружения, в области поднятого фундамента, процесс формирования врезов развивается в существенно иной обстановке. Здесь избирательной эрозии подвергались многочисленные зоны повышенной трещиноватости, дробления и разрывов со смещением. Последние разрабатывались особенно интенсивно (см. рис. 45). Наиболее чувствительными являются речки высоких порядков — притоки главных транзитных рек. Они наиболее чутко реагируют на изменение устойчивости пород процессам эрозии. Обращает на себя внимание удивительная прямолинейность долин притоков с многократно повторяющимися однообразными направлениями рек, разработанных по развивающимся разрывам, зонам дробления и трещинам растяжения (см. рис. 44). Основной вывод, который следует из анализа данного примера, — это значительное расширение и рост хребтов-поднятий за счет смежных впадин. Данный процесс ведущий и находит яркое отражение в строении горного рельефа.

Таким образом, анализируя горизонтальное расчленение, можно установить древние и современные очертания хребтов-поднятий и долин-впадин, а также направленность конэрозионного развития новейших структурных форм.

Комплексные профили

Для сравнения орографических и структурных форм была разработана методика составления комплексных геолого-геоморфологических профилей (Костенко, 1957, 1959, 1961, 1964). В зависимости от задач исследования и масштаба съемочных работ могут быть составлены профили, на которых структурные и орографические формы отражены с различной детальностью. Материал для сравнительного анализа распределяется на двух профилях — геоморфологическом и геологическом, а также на схематической литологической карте-врезке (рис. 46, А, Б и В, Г).

Геоморфологические профили (рис. 46, Б). В горных странах широко распространен тектонический рельеф. Поэтому профили, заложённые по простиранию и вкрест простирания структурных форм, проходят по водоразделам основных хребтов или пересекают (под прямым углом) главные возвышенности и впадины. Помимо структурного фактора уточнение места проведения профилей определяется степенью сохранности фрагментов склонов и днищ региональных врезов. Сопоставление профилей, построенных с учетом характера эрозионного расчленения, позволяет выделить даже плохо сохранившиеся днища древних денудационно-эрозионных врезов. Региональные врезы, установленные в картируемых долинах, должны повторяться и в соседних, равноценных, обладая близкими параметрами — высотным положением, шириной и т. д. Геоморфологические профили строятся с некоторым искажением вертикального масштаба для разграничения склонов с различными уклонами и выделения разновозрастных врезов. Соотношение вертикального масштаба к горизонтальному выбирается в зависимости от глубины вертикального расчленения и степени сохранности древних врезов. Горизонтальный масштаб должен соответствовать масштабу карты.

лекс. преимущественно граниты, крепкие плотные; 31 — метаморфический комплекс с примерно однородной устойчивостью пород от весьма крепких до крепких, плотных; 32—33 — породы доорогенного чехла, значительно уплотненные, нормальные, осадочные с неоднородной устойчивостью (32 — умеренно крепкие, плотные с преобладанием бронирующих пластов, 33 — некрепкие, плотные с преобладанием легко размываемых карбонатно-глинистых и песчано-глинистых разностей); 34 и 35 — породы орогенной формации, молассы (34 — дочетвертичные, уплотненные; 35 — позднелиоденовые—плейстоценовые, рыхлые)

Содержания геологических профилей и схематизированных фрагментов геологической карты являются общепринятыми; специфическая нагрузка относится к геоморфологическому профилю, поэтому она рассматриваются более подробно (см. рис. 46, А, Б).

В связи с большим различием высот днщ межгорных (и предгорных) впадин по сравнению с горными геоморфологические профили большой протяженности* необходимо строить с общим основанием отсчета — от уровня моря или другого базиса денудации. Это позволит сравнивать для разных профилей нерасчлененные участки горных массивов. Величина нерасчлененной части массива указывает на отставание экзогенных процессов от общего воздымания. По этой причине и для профилей малой протяженности желательнее придерживаться единой поверхности сравнения (см. рис. 46, Б).

Линия, обобщающая глубину эрозионного расчленения горного сооружения (для рек, характеризующихся примерно равными расходами), дает возможность оценить масштабы отставания линейной денудации в пределах различно воздымающихся блоков. Она отделяет нижнюю — нерасчлененную часть горного массива от верхней; последняя в дальнейшем именуется зоной эрозии или зоной линейной денудации (см. рис. 46, Б).

Линия, обобщающая мелкие неровности на водоразделах, дает возможность выделить зону плоскостной денудации и эмбриональной эрозии блуждающих водотоков в верховьях рек. Зона плоскостной денудации может быть выделена двумя линиями. Верхняя является касательной к вершинам неровностей малых форм, созданных преимущественно в результате процесса селективной плоскостной денудации. Нижняя линия ограничивает глубину развития этих неровностей.

Большой интерес представляет изучение миграции реки в пределах разрабатываемой ею впадины. Она отражает неравномерное поднятие хребтов и, как следствие, перекосы сопредельных впадин. Сопоставительная линия, соединяющая середину реконструированных главнейших врезов, дает представление о характере смещения во времени и в пространстве центральной части долины.

Геологические профили (см. рис. 46, В). Они располагаются ниже геоморфологических, так как составляются по тем же линиям, что и геоморфологические, и строятся в аналогичном горизонтальном масштабе. Для объективной оценки морфологии тектонических деформаций в геологических профилях не допускаются искажения вертикального масштаба. На профили наносятся все известные особенности геологического строения: осложнения разрывами, наклон поверхностей разрыва, детали внутреннего строения складки, ее асимметрия и т. п. Стрелками, помещенными ниже геоморфологических профилей, показываются предполагаемые направления новейших поднятий и относительные или абсолютные опускания (пунктирная стрелка). Размер вектора качественно характеризует интенсивность движения данной структурной формы по сравнению со смежными.

Схематическая литологическая карта-врезка (см. рис. 46, Г). Она представляет узкую полосу в районе заложения профиля, выполненную в том же масштабе и совмещенную с ним. Карта составляется для выяснения рельефообразующей роли литологического фактора при селективной денудации горных склонов. На ней указываются породы в соответствии с различной устойчивостью. Сопоставительными линиями с геологической карты на профили проектируются участки распространения пород с различной устойчивостью (например, породы, образующие бронированные поверхности и т. д.). Это помогает выяснить значение литологического фактора в образовании

* Секущие значительную часть или всю горную страну.

неровностей рельефа. В соответствии со структурными условиями, геологическим строением, масштабами и специальными задачами эта легенда может дополняться в каждом конкретном случае. Для того чтобы избежать повторений (при описании примеров), ниже приводится пояснение основных условных обозначений к геоморфологическому и геологическому профилям, а также к геологической схематизированной карте с характеристикой пород различной устойчивости.

В условиях длительной и глубокой денудации пород чехла и фундамента анализ конэрозионного развития структурных форм горного сооружения имеет особенно большое значение. Помимо профилей, сопровождающих возрастные карты, они представляют дополнительные материалы, освещающий процесс морфологического обособления изгибов и разрывов в виде неровностей земной поверхности. В этих целях следует рассматривать поперечные и продольные сечения новейших поднятий и впадин, которые позволяют выяснить их основные черты строения в оптимальных условиях.

Поперечные сечения новейших поднятий и впадин. В пределах горных сооружений поперечные профили секут вкрест простирания хребты и долины. Следует отметить, что на крутых склонах, в условиях интенсивного сноса, создаются неблагоприятные условия для исследования плоскостной денудации, так как практически невозможно найти поверхность, не измененную процессами расчленения — временными водотоками, ручьями и малыми речками. Несмотря на это поперечные профили позволяют выяснить: 1) наличие больших изгибов фундамента и кривизну мегаскладок, выраженную в рельефе, 2) внутреннее новейшее строение поднятий, 3) характер перемещения по отдельным блокам, 4) асимметрию и перекосы хребтов и горных впадин, а также ряд других особенностей очертаний врезов на склонах продольных долин.

Ниже приводится описание поперечного сечения Туркестано-Зеравшанского поднятия (рис. 47). В структурном и орографическом отношении это поднятие подразделяется на три части: 1) сопряженный склон Ферганской межгорной впадины и Туркестано-Зеравшанского поднятия, сложенный породами мезозоя и кайнозоя, втянутый в плейстоценовый процесс воздымания и расширения горного сооружения (I, II, III, IV); 2) передовой хребет — Юго-Западного Тянь-Шаня, представленный Туркестанской мегантиклиналью, асимметричной с блоковым внутренним строением, сложенную породами фундамента (V, VI и VII); 3) Зеравшанская горная впадина, значительно редуцированная, унаследованная с позднего палеозоя, выполненная породами мезозоя и кайнозоя (фрагментарно сохранившимися к современной эпохе), а на погружении — молассаами неогена (VIII и IX).

В современной структуре сопряженный склон осложнен системами складок (см. рис. 47). Северная (I и II) — сложена кайнозойскими отложениями, преимущественно молассаами, а южная (III и IV) — представлена горстантиклиналью в породах фундамента с блоковым внутренним строением (III) и горстсинклиналью, выполненной в верхней части кайнозойскими отложениями (IV). Эта впадина (в структурном отношении) является пограничной между горным сооружением и Ферганской межгорной впадиной. Сопоставление ряда поперечных сечений и геоморфологической карты позволяет установить, что к современной эпохе эта древняя единая впадина превратилась в зону небольших впадин, полуизолированных и изолированных. Они осложнены и подразделены частными поднятиями-перемычками (IV, 1—5). В связи с интенсивным воздыманием Туркестанского хребта (V—VII) древняя краевая впадина (IV) и соответствующее долинообразное понижение оказались значительно перекошенными.

Туркестанская мегантиклиналь в современной структуре представляет асимметричное сводовое поднятие, состоящее из различно наклоненных глыб, разбитых на системы блоков (см. рис. 47, V, VI, VII). В пределах северного крыла мегаскладки, в нижней части склона хребта (V) выделяются наиболее молодые орографические и структурные формы: Адыгенский хребет — ярко выраженный в рельефе сложный горст (1), долина — приразломовая впадина (2), вложенная в поднятую и сильно перекошенную плиоценовую долину (3). Ее пологий склон и плоское дно свидетельствуют о первоначальном умеренном воздымании, которое сменилось значительным повышением скорости эрозии. Соответственно произошла миграция реки и у северного склона древней впадины было пропилено глубокое ущелье (2).

Присводовая высокоподнятая глыба (VI) характеризуется меньшим наклоном. Она подразделяется на два блока (1 и 2), положение которых определяется неравномерностью подвижек по разрывам. Наклоны зоны плоскостной денудации определяют свод мегантиклинали (VII). Он асимметричен и на юге оборван разрывами. В его пределах выделяются центральные блоки неравномерно «просевшие» (2 и 3), которые граничат с блоками, наклоненными в разные стороны — на север и юг (1 и 4).

Южное крыло Туркестанской мегантиклинали крутое, осложненное активно развивающимися разрывами и моделированное рекой. Современная долина Зеравшана (VIII) приурочена к одноименной горной впадине поднятой, перекошенной и расчлененной. В ее поперечном сечении выделяются фрагменты разновозрастных долин, смещенных друг относительно друга: молодая террасированная (VIII, 2) и древняя поднятая с двумя региональными врезами (3 и 4).

Таким образом, по данным поперечного профиля можно установить пологий изгиб мегантиклинали и ее новейшее блоковое строение. Роль разрывов, в большом количестве нарушающих породы фундамента, неравноценна в структуре хребта-поднятия. Наиболее отчетливо выделяются два краевых разрыва и несколько слабее — внутренние, ограничивающие свод мегаскладки от ее крыльев. Дополнительные сведения о строении хребтов-поднятий, обрамляющих горную впадину, может дать анализ изменения их строения по простиранию.

Продольные сечения новейших поднятий. В сложных горных сооружениях, состоящих из нескольких систем новейших поднятий и впадин, для исследования продольного сечения необходимо заложение профилей в соответствии с количеством основных поднятий. В качестве примера сравнительного анализа приводится фрагмент продольного сечения Зеравшанского хребта-поднятия, обрамляющего с юга Зеравшанскую впадину, т. е. одного из профилей к фрагменту карты Юго-Западного Тянь-Шаня (см. рис. 45). Этот участок располагается в районе развития монотонной толщи силурийских и девонских пород, преимущественно сланцев. В пределах всего хребта-поднятия удастся установить несколько очень пологих ундуляций — продольных волн. Каждая волна состоит из системы блоков закономерно наклоненных в соответствии с пологими изгибами фундамента.

Рассмотрим одну из положительных ундуляций, ограниченную отрицательными (рис. 48). По данным дешифрирования зоны плоскостной денудации здесь выделяются характерные участки — склоны (А и В) и свод (Б) этой своеобразной «каменной» волны.

Западный склон (А) начинается к востоку от Шингской зоны разлома, пересекающей вкрест простирания основные хребты-поднятия Юго-Западного Тянь-Шаня — Зеравшанский и Чимтаргинский. Геологическая документация этой зоны осложняется тем, что разлом развивается в толще сложнослоистых линейных складок в монотонной толще пород палеозоя, определяя их наибольшую раздробленность.

Эти участки избирательно разрабатываются крупной транзитной рекой — Шингом. Исследование зоны плоскостной денудации помогает выделить секущий разлом по характеру ее деформаций и подразделение массива на блоки, ограниченные омоложенными и новейшими разрывами.

В пределах участка А — склона «каменной» волны, выделяются крупные глыбы, различно наклоненные на запад (см. рис. 48): Шингская (I), Уречская (II) и Фандарьинская (III). Шингская глыба наиболее круто наклонена и ограничена разрывами. Она в свою оче-

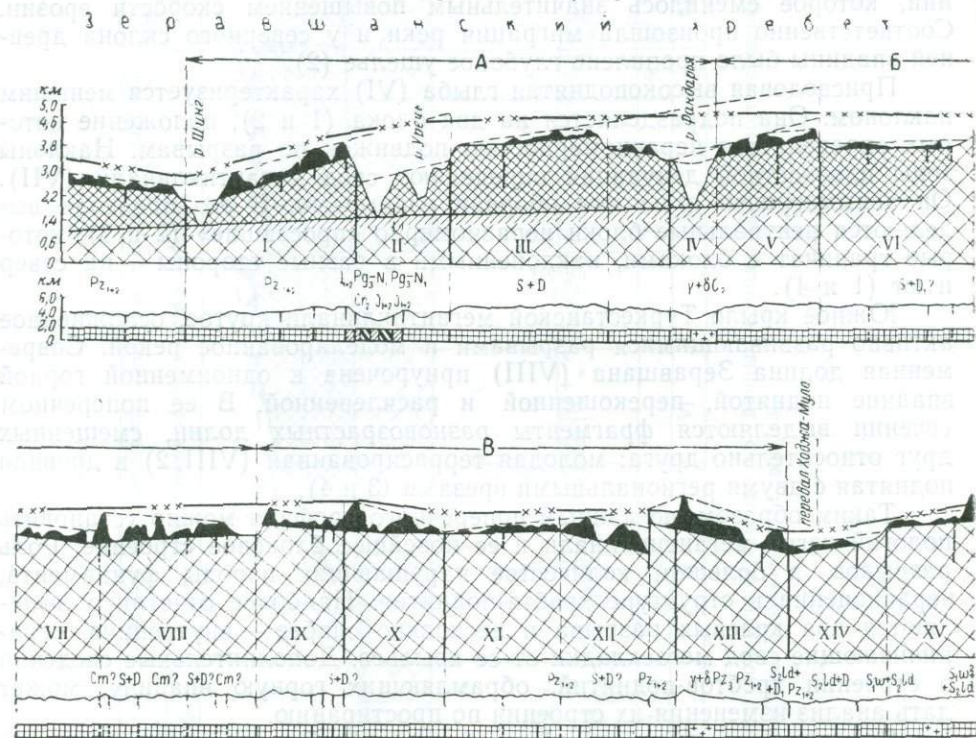


Рис. 48. Строение Зеравшанской мегантиклинали в продольном сечении по данным комплексного геолого-геоморфологического профиля.

Условные обозначения см. рис. 46

редь состоит из нескольких блоков с однообразным наклоном зоны плоскостной денудации. Уречская глыба представляет впадину-грабен, косо секущую Зеравшанское поднятие. В ее пределах еще до сих пор сохранились зажатые в приразломовых зонах меловые и юрские породы чехла. Грабен имеет сложное складчато-блоковое строение и тоже испытывает наклон на запад. Фандарьинская глыба состоит из двух блоков, наклоненных на запад. На востоке глыба ограничена Фандарьинским секущим разломом. Зона дробления здесь разработана одноименной рекой, прорезавшей глубокое сквозное ущелье (IV).

Свод В — центральную часть «каменной» волны образуют почти горизонтальные глыбы (V—VIII). По-видимому, на своде исследуемой положительной ундуляции возникли условия растяжения и слабого проседания — отставания отдельных блоков в процессе общего воздымания (VI и VII).

Восточный склон В «каменной» волны образуют глыбы, в общем наклоненные на восток (IX—XIII). Склон отличается меньшей крутизной наклонов зоны плоскостной денудации. Дифференциация этой зоны позволяет предполагать развитие (новейших и унаследованных) систем

сбросов и взбросов, ограничивающих отдельные блоки. На восточном склоне и особенно на границе с новой «каменной» волной устанавливается усложнение строения — появляется блок с пологим наклоном на запад (XI) и возрастает крутизна (XII и XIII). Эти явления, по-видимому, обусловлены пересечением Зеравшанского поднятия следующей крупной секущей зоной разлома немного западнее перевала Ходжа-Муло. Восточнее этого перевала вновь начинается наклон блоков в западном направлении (XIV и XV).

Сопоставление средних высот отдельных блоков показывает, что эта продольная большая складка (А, Б, В) развивается в условиях общего воздымания с востока на запад Зеравшанского хребта-поднятия. Поэтому восточный склон (В) в обобщенных очертаниях характеризуется меньшей крутизной по сравнению с западным (А). Сравнение крупных орографических форм, выделенных в результате исследования деформаций предорогенной поверхности и геологического строения, свидетельствует о том, что большинство из них совпадает с блоками, ограниченными разрывами (установленными при геологическом картировании); выделяется также несколько предполагаемых разрывов.

Исследование зоны плоскостной денудации позволяет установить не только направление и величину дифференцированных движений отдельных блоков, но и очень пологие продольные изгибы. В связи с незначительной кривизной эти деформации не улавливаются методами обычной геологической съемки. Только исследование общих и частных искажений зоны плоскостной денудации в сочетании с литолого-структурными условиями позволяет их установить. Следует отметить, что в данном примере и в других границы «каменных» волн как бы предопределяются региональными секущими разломами.

Как показало сравнение систем профилей, секущих Памир и Гиссаро-Алай, основной особенностью мегаскладок фундамента (обнаженных и с маломощным чехлом пород покрова) является их значительное осложнение разрывными нарушениями, развивающимися в рельефе. Вследствие этого пологие изгибы древних пенепленов, предорогенной и орогенной поверхностей выравнивания повсеместно искажены неравномерными движениями отдельных блоков, на которые оказываются разделены складки с большим радиусом кривизны. Однако в обобщенных очертаниях оказывается возможным восстановить сводообразное поднятие, на фоне которого ярко выражены отдельные поднятия и впадины горного сооружения.

Исследование конэрозионного развития по данным геолого-геоморфологических профилей не ограничивается структурными формами высоких порядков. Метод сравнительного анализа геоморфологических и геологических данных может быть применен и при изучении орогенных структур I порядка, в основном — горных сооружений и в меньшей степени (вследствие молодости рельефа) межгорных и предгорных впадин. В качестве примера конэрозионного развития новейших деформаций приводится описание горного сооружения Гиссаро-Алая (рис. 49).

Северный склон горного сооружения образует Туркестанский хребт-поднятие (А, I), который соответствует палеозойскому антиклинорию (Б, I). В новейшей структуре Туркестанское поднятие представляет асимметричную мегантиклиналь с блоковым внутренним строением. Она имеет более крутой южный склон, осложненный многочисленными разрывами, особенно на участке сопряжения с Зеравшанской впадиной. Последняя (в данном сечении) представляет глубокую горную впадину, асимметричную, с более крутым склоном, сопряженным с Туркестанским поднятием и относительно пологим, сопряженным с Зеравшанским поднятием (А, Б, II). В новейшей структуре Зеравшанская впадина (II) представляет грабен-синклиналь со ступенчатым строением склонов,

обусловленным стадийностью процессов воздымания ее склонов, их денудации и развитием в рельефе региональных разрывов. В данном масштабе они выражены ярче, по сравнению с региональными эрозионными врезами. Зеравшанское поднятие (III) представляет горст-мегаантиклиналь, ограниченную от Зеравшанской и Магианской впадин развивающимися системами региональных разрывов. Здесь эта мега-складка плохо сохранилась. Пологий изгиб в пределах ее свода устанавливается только на южном склоне Зеравшанского хребта в виде

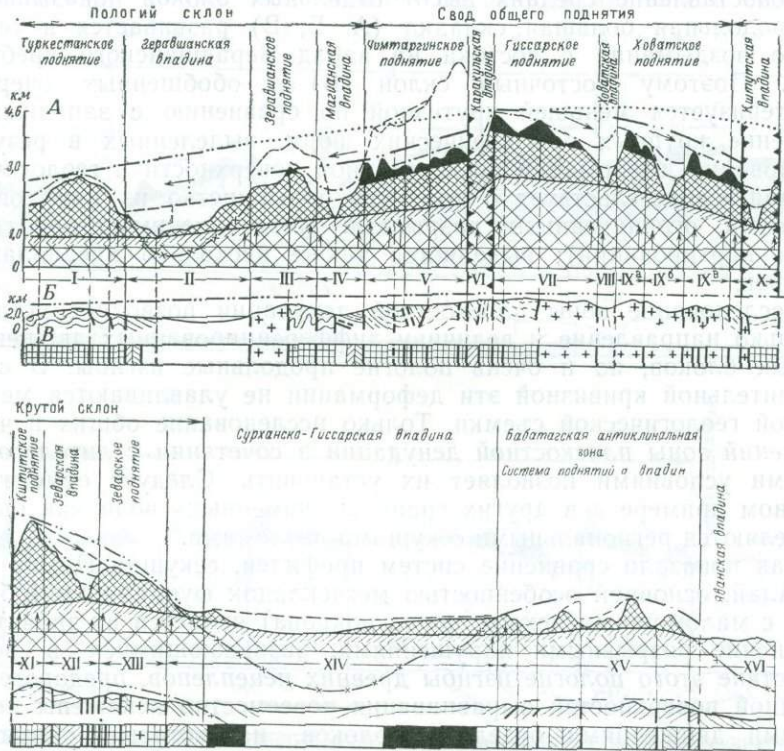


Рис. 49. Строение Туркестано-Гиссарского общего поднятия — горного сооружения в поперечном сечении по данным комплексного геолого-геоморфологического профиля.

Условные обозначения см. рис. 46

фрагментов дислоцированной предороговой поверхности выравнивания. Магианская горная впадина (IV) является последней крупной впадиной на северном склоне Туркестано-Гиссарского горного сооружения. Она характеризуется асимметрией и в современной структуре представляет грабен-мегасинклиналь с более пологим северным склоном. Южный склон Магианской впадины осложнен активно развивающимся региональным разрывом, по которому оказались поднятыми сопредельные участки (Б, IV). Магианская впадина по своей ширине значительно уже Зеравшанской (более чем в три раза для одного и того же сечения). Ее дно поднято выше, и покров моласс появляется лишь за пределами профиля на погружении горного сооружения. В центральной части мегаскладки сохранились только мезозойские породы.

Свод Туркестано-Гиссарского общего поднятия (в данном сечении) образуют крупные системы глыбовых поднятий (см. рис. 49): Чимтаргинское (V), Гиссарское (VII) и Ховатское (IX). Они значительно разрушены многочисленными разновозрастными разрывами, ороген-

ными и доорогенными, возрожденными, по которым в процессе воздымания происходили дифференцированные подвижки отдельных блоков. В данном масштабе выделяются только главнейшие из них. Крупные впадины ограничивают свод: на севере — Магианская (IV) и на юге — Кштутская (X). Для свода общего поднятия характерно мелкоблоковое строение и вырождение горных впадин, полностью лишенных пород чехла. Часто они представляют только приразломовые, значительно редуцированные впадины, моделированные глубинной эрозией (VI и VIII). В районах, сопредельных с данным сечением, наиболее значительное воздымание испытало Чимтаргинское поднятие (на профиле — рис. 49 показано пунктирной линией). Высота его южного блока превышает 5,5 км. Общий характер наклона поверхности Чимтаргинского поднятия (V) позволяет его относить к северной части свода, а центральная часть соответствует Гиссарскому поднятию (VII). Южнее Каракульской впадины (VI) все блоки уже имеют однообразный наклон к Таджикской депрессии (VII и IX) и образуют южную часть свода. Это доказывает асимметрию конэрозионного поднятия и его наклон на юг — к Таджикской межгорной впадине.

Центральная часть асимметричного свода осложнена Каракульской впадиной (VI). Она сформировалась в зоне разлома, разделяющего Чимтаргинское и Гиссарское поднятия. Здесь происходили значительные перемещения отдельных мегаскладок и их дробление, сопровождавшееся уничтожением крыльев. Амплитуда смещения по разлому (выраженная в рельефе) определяется от 1 до 1,5* км в различных сечениях. Меньшие контрасты вертикальных движений наблюдаются в приразломовой впадине (рис. 49, VII), между Гиссарским и Ховатским поднятиями. Интересно отметить, что Ховатское поднятие несмотря на значительную раздробленность (см. рис. 49 — блоки IX^а, IX^б, IX^в) имеет однообразный наклон, предопределенный асимметрией свода горного сооружения.

Южный склон Туркестано-Гиссарского общего поднятия (рис. 49, XI—XIII) очень крутой. Выделяется Кштутское поднятие (XI), ограниченное одноименной зоной разлома. По-видимому, местами новейшие подвижки в условиях южного крутого склона горного сооружения имели характер взбросов, переходящих в крутопадающие надвиги. Активное развитие Кштутского поднятия повлекло перекося и отмирание сопряженной Зеварской впадины (XII) и к современной эпохе р. Зевар пассивно разрабатывает зону дробления на южном склоне этой значительно редуцированной горной впадины. Обращают на себя внимание однообразные и значительные перекося впадин, связанные с общим наклоном всего южного склона Туркестано-Гиссарского горного сооружения. Зеварское поднятие (XIII) является пограничным или внешним в данном сечении горного сооружения. По своим размерам и высоте оно уступает Туркестанскому поднятию. Его южный склон по краевому разлому сопрягается с обширной и сравнительно глубокой пограничной Сурхано-Гиссарской внутридепрессионной впадиной (XIV). На юге ее очертания определились в связи с конэрозионным развитием в рельефе Таджикской межгорной впадины внутридепрессионного поднятия — Бабатагского (XV). В современной структуре — это обширная мегантиклиналь со складчато-блоковым внутренним строением, асимметричная с более пологим северным склоном. На фоне ее общего воздымания синклинали (входящие в строение Бабатагской мегаскладки) испытали перекося и значительное вырождение. На востоке Бабатагское поднятие по системе разрывов граничит с Яванской впадиной (XVI).

* Цифры занижены, так как в приведенном примере не учитывается нивелирующее воздействие процессов денудации и уничтожение пород покрова в Каракульской приразломовой впадине.

Сопоставление древней структуры с новейшей заставляет прийти к следующим выводам:

1) древние — доорогенные складчатые деформации являются мертвыми, неразвивающимися;

2) в процессе орогенеза возникли новые деформации — пологие волны земной коры, ее плавные изгибы — мегаскладки с большим радиусом кривизны. Они значительно раздроблены на отдельные блоки и системы блоков — глыбы;

3) в условиях узкого, линейно вытянутого горного сооружения деформации изгибов во многих местах почти полностью уничтожены, и их восстановление требует специального детального исследования строения предорогенных и более древних поверхностей выравнивания, в частности сравнительного изучения ряда сечений крупных масштабов;

4) интересно отметить значительное отставание общей денудации (даже наиболее активного процесса — линейной денудации или эрозии) от воздымания Туркестано-Гиссарского горного сооружения (см. рис. 46). Степень отставания косвенно характеризуется величиной нерасчлененного горного массива (3 км в области свода, 2 км — на южном склоне и 1—1,5 км на северном). Такой характер глубины проникновения эрозии и расчленения горного массива как бы повторяет (в смягченной форме) общее поднятие в рельефе земной поверхности;

5) отставание процесса расчленения сочетается с перекосами горных впадин-долин; оба этих явления подчеркивают сводообразный характер общего поднятия;

6) на протяжении всего этапа горообразования некоторые из разрывов остались мертвыми, неразвивающимися. Они представляли лишь ослабленные зоны, которые избирательно разрабатывались денудацией (блок III на рис. 47). Другие разрывы — доорогенные и орогенные — развивались на протяжении всего этапа горообразования. Они представляют живые структурные формы с различной активностью перемещения блоков или их систем. Широко распространены безамплитудные разрывы, по которым происходили наибольшие взаимополагающиеся перемещения разных знаков. Эти разрывы представляют подновленные ослабленные зоны, которые очень легко подвергаются избирательной денудации — особенно эрозии;

7) устанавливается зависимость наклонов глыб от перекосов общего сводообразного поднятия и мегаскладок, его слагающих;

8) отмечается изменение скорости воздымания, отраженное в строении региональных врезов.

К методике исследования зоны плоскостной денудации. Зона плоскостной денудации представляет большой интерес. Исследование изменения ее наклонов и характера расчленения позволяют уточнить тип деформаций и предположительно наметить зоны разрывов со смещением. Ниже рассматриваются некоторые широко распространенные случаи сохранности и изменения поверхностей выравнивания и пенеппенов в процессе плоскостной денудации и развития новейших деформаций. На рис. 50 показаны часто встречающиеся типы консервации и разрушения пенеппенов и выровненных поверхностей в пределах водоразделов хребтов-поднятий. Наиболее полные данные могут быть получены при сопоставлении продольных сечений. Устанавливаются резкие морфологические различия между неровностями, создаваемыми процессами селективной, плоскостной денудации (А, I), эрозии (А, II) и экзарации (А, III). Поэтому определение очертаний зоны плоскостной денудации обычно не вызывает больших затруднений. Глубина проникновения процессов расчленения и общая конфигурация неровностей рельефа обычно позволяют выделить две аппроксимирующие поверхности, которые ограничивают исследуемую зону — верхнюю и

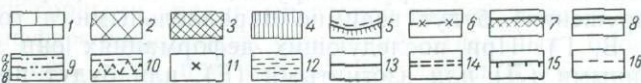
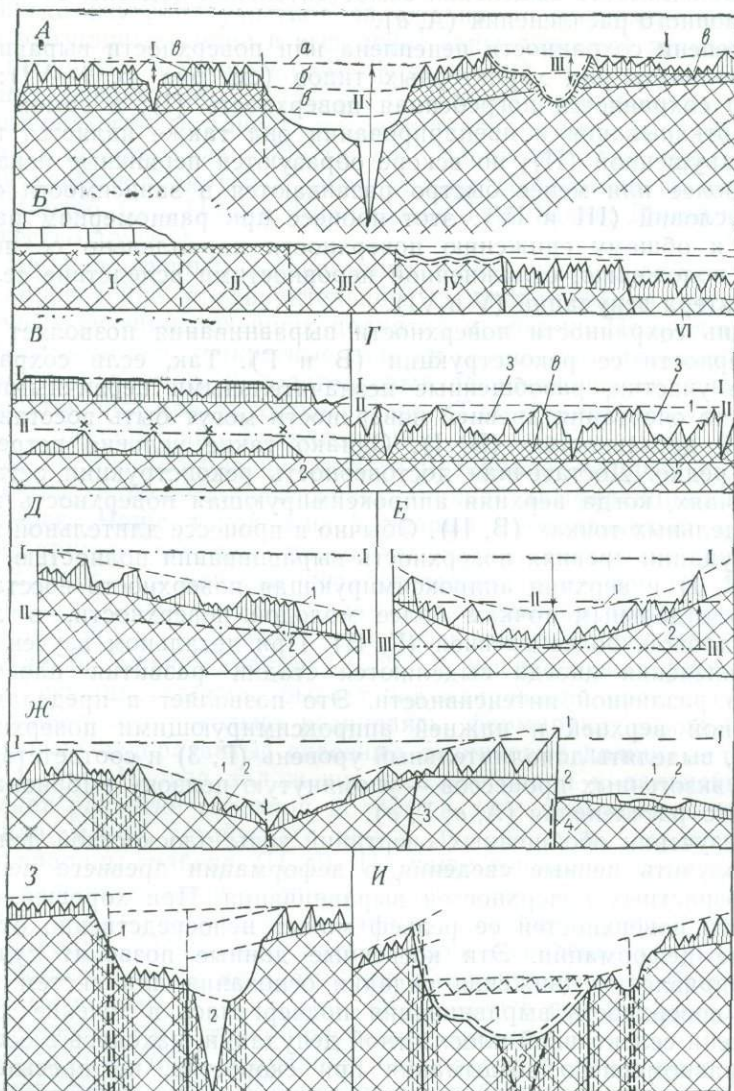


Рис. 50. Различные типы сохранности пенеппенов и поверхностей выравнивания

1 — различные породы, перекрывающие выровненную поверхность и пенеппен; 2—5 — зоны разрушения поверхности выравнивания различными процессами (2 — эрозией; 3 — плоскостной денудацией с элементами эмбрионального эрозийного расчленения; 4 — умеренной плоскостной денудацией; 5 — экзарацией); 6—8 — геоморфологическое положение и сохранность пенеппенов и денудационных поверхностей (6 — погребенная, 7 — откопанная, почти не нарушенная расчленением, 8 — незначительно и равномерно срезанная); 9 — различные положения верхней границы зоны плоскостной денудации до начала ее деформации; 10 — предполагаемое положение зоны плоскостной денудации, полностью уничтоженной; 11 — точки совпадения современной поверхности с восстановленной поверхностью выравнивания; 12 — зоны повышенной трещиноватости; 13 и 14 — разрывы (13 — установленные, по данным геологического картирования; 14 — предполагаемые по характеру строения зоны плоскостной денудации); 15 — денудационный склон, развивающийся в районе живого разрыва; 16 — различные сопоставительные линии

нижнюю (А, а, б). В значительно наклоненных поверхностях часто возникает необходимость выделения самостоятельной подзоны эмбрионального эрозионного расчленения (А, в).

По степени сохранности пенеппена или поверхности выравнивания можно различать ряд характерных типов (см. рис. Б, I—VI): когда полностью сохраняется погребенная поверхность (I); в самом начале процесса откапывания и препарирования она также является практически ненарушенной (II); но вскоре образуются первичные искажения, которые более или менее быстро развиваются в зависимости от конкретных условий (III и IV); этот процесс при равномерном развитии приводит к общему снижению поверхности параллельно ее первоначальному положению, осложненной неровностями вследствие селективного характера денудации (V и VI).

Степень сохранности поверхности выравнивания позволяет судить о достоверности ее реконструкции (В и Г). Так, если сохраняются отдельные участки, разобщенные незначительными первичными понижениями, то очертания древней поверхности могут быть восстановлены с большой детальностью (В, I). Однако такие условия встречаются довольно редко. Достаточная достоверность реконструкции остается и в тех случаях, когда верхняя аппроксимирующая поверхность закреплена в отдельных точках (В, II). Обычно в процессе длительной плоскостной денудации древняя поверхность выравнивания полностью уничтожается (Г, I) и верхняя аппроксимирующая поверхность восстанавливается по отдельным точкам более молодой поверхности, в лучшем случае подобной, более древней (Г, II). При детальном изучении этой зоны расчленения иногда выделяются стадии развития плоскостной денудации различной интенсивности. Это позволяет в пределах зоны, ограниченной верхней и нижней аппроксимирующими поверхностями (Г, 1 и 2), выделять дополнительный уровень (Г, 3) и соответствующую усиленную экзогенных процессов — упомянутую подзону эмбрионального эрозионного расчленения (А, в; Г, в).

При изучении обобщенных очертаний зоны плоскостной денудации можно получить ценные сведения о деформации древнего пенеппена и разновозрастных поверхностей выравнивания. При хорошей степени сохранности поверхностей ее рельеф может непосредственно отражать суммарные деформации. Эти косвенные данные позволят судить об общем направлении движения складки основания или систем блоков.

Если поверхность выравнивания подвергалась в течение длительного времени селективной плоскостной денудации, находясь в состоянии слабого равномерного воздымания при скоростях, не превышающих критическое значение, то аппроксимирующие линии (ограничивающие эту зону разрушения) будут взаимно параллельными и горизонтальными (А, Б, В, Г). При последующих деформациях они могут оказаться наклонными (Д) или изогнутыми (Е), или будут представлять сложные сочетания изгибов и разрывов (Ж). Во всех приведенных случаях характер новейших деформаций отчасти может быть восстановлен по искажениям первоначальных очертаний зоны плоскостной денудации (Д, Е, Ж, 1 и 2). При сингенетических, весьма медленных перекосах блоков или их систем, развивающихся одновременно с плоскостной денудацией водоразделов, эти линии могут быть непараллельными. Поверхности современных основных хребтов-поднятий к началу этапа горообразования подверглись длительному воздействию процессов плоскостной денудации. В течение наиболее интенсивных движений (в позднем плиоцене или плейстоцене) древняя зона плоскостной денудации оказалась различно наклоненной, а отдельные блоки — поднятыми на различную высоту. В связи с низкими пределами критических скоростей, и поэтому консервативным характером развития экзогенных процессов, на границах дифференцированно воздымаю-

щихся блоков зона плоскостной денудации испытывает резкие изменения общего характера наклонов (см. рис 46, 47, 48 и 50, Ж, 3, И).

Иногда изучение участков заложения на водораздельных поверхностях эрозионных долин и выделение зоны линейной денудации позволяет получить дополнительно фактический материал о развитии новейших деформаций в рельефе. С эрозией разрывов, зон дробления и трещиноватости связано заложение подавляющего большинства секущих и сквозных долин. Часто они расчленяют не один, а целую систему хребтов-поднятий и долин-впадин (Пяндж на Памире; Кштут, Шинг, Варзоб, Сох, Нарын, Кокшаал на Тянь-Шане; Дунай в Карпатах и множество других).

В труднодоступных высокогорных и затаеженных районах особенно важно проведение предварительного дешифрирования продольных и поперечных сечений новейших поднятий и впадин. Полученные данные позволяют наметить конкретные участки возможного активного развития разрывов и разломов. В золотоносных регионах поиски живых разрывов представляют практический интерес. Только активно развивающиеся разрывы, нарушающие металлоносные породы, и могут поставлять огромное количество раздробленного материала, который подвергается дальнейшему измельчению и гравитационной дифференциации в руслах горных рек. Чаще такой живой разрыв предопределяет развитие в рельефе крутого денудационного склона независимо от устойчивости пород, а иногда и вопреки литологическим условиям (3, 1). Живые разрывы и разломы сопровождаются повышенной трещиноватостью и дроблением пород и поэтому эти зоны избирательно пропиливаются реками на большую глубину (3, 2). В высокогорных регионах образование секущих грабенов бывает завуалировано процессами экзарации, которые, избирательно развиваясь, формируют сквозные трюги и своеобразные недоразвитые сквозные ледниковые долины — трюги-перевалы (И, 1)*. Иногда заложение трюга-перевала в дальнейшем предопределяет развитие сквозной долины в зоне повышенной трещиноватости или менее устойчивых пород вне разрыва, ограничивающего склоны впадины-грабена (И, 2). Но чаще горные реки разрабатывают непосредственно живые разрывы и разломы. В литологически однородных толщах, особенно в сложно дислоцированных метаморфических породах, значительно затрудняется выявление разрывных нарушений геологическими методами, так как тектоническая брекчия и раздробленные породы с зеркалами скольжения в первую очередь уничтожаются процессами активной глубинной эрозии.

Зона плоскостной денудации изменяется в различных геоморфологических зонах. На водоразделах хребтов-поднятий, сопряженных с глубокими горными впадинами второй горной зоны, в условиях активизации дифференцированных движений отдельных блоков увеличивается мощность зоны плоскостной денудации и эмбрионального эрозионного расчленения. Во внутренних районах горного сооружения (в пределах первой зоны) резко сокращается глубина эрозии, и деформации поверхности выравнивания отчетливо отражают вертикальные перемещения блоков, не искаженные глубинной эрозией.

При различной устойчивости пород необходимо сопоставление рельефа и литолого-структурных данных. На мелкомасштабных геоморфологических профилях литологически обусловленные неровности, как правило, не выражены. Здесь отчетливо выделяются лишь крупные структурные формы, например, очень пологие впадины шириной 1 км, с глубиной, равной первым сотням метров, и поднятия водораздельной поверхности того же порядка (рис. 51, А).

* Их образование рассматривается в работе автора «Развитие рельефа горных стран». Изд-во «Мысль», 1970.

Сопоставление неровностей рельефа с новейшими деформациями и устойчивостью пород позволило выяснить, что в области горообразования основные неровности подчинены структурным условиям (рис. 51, Б). Литологически обусловленные элементы рельефа обычно образуют формы высоких порядков и не определяют общего характера крупных повышений и понижений (рис. 51, В).

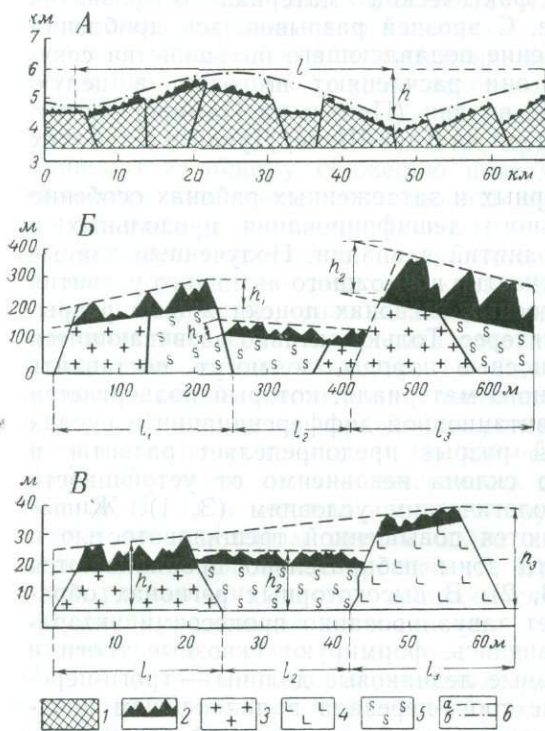


Рис. 51. Строение зоны плоскостной денудации в различных литолого-структурных условиях

А, Б и В — разрезы, выполненные в различных масштабах. 1 — горный массив, не затронутый процессами денудации; 2 — зона разрушения пород селективной плоскостной денудацией и эмбриональной эрозией блуждающих ручьев в истоках рек; 3—5 — породы с разной устойчивостью процессам денудации; 6 — сопоставительные линии

Линейная складчатость и мертвые неразвивающиеся деформации — различные складки и разрывы играют роль статических факторов. Они получили свое морфологическое выражение только в малых формах рельефа, причем наименее четко оказалась выраженной линейная складчатость. Обычно пассивно препарируются только бронированные элементы синклиналей и антиклиналей, сложенные устойчивыми породами. Своды «мертвых» складок, разбитые системами трещин и разрывов, часто представляют области, наиболее легко поддающиеся разрушению и поэтому в рельефе соответствуют понижениям.

Важно подчеркнуть, что ряд особенностей новейшего строения рельефа часто остается незамеченным, если пренебречь данными, которые можно извлечь из материалов о рельефе орогенных областей. До выезда в поле полезно составлять возрастные карты, а также поперечные и продольные профили. Полу-

ченные данные позволят предположительно наметить подвижки в зонах разрывных нарушений и участки развивающихся разрывов, наклонные отдельных глыб (систем блоков), перекосы эрозионно-денудационных врезов, обусловленные дифференцированными движениями блоков и развитием изгибов, возможные корреляции врезов и одновозрастных отложений в горных впадинах и т. д. Поэтому ниже при исследовании развития складок и разрывов в рельефе, используются данные анализа зон плоскостной и линейной денудации (региональных врезов).

В рельефе, в частности, в зонах разрывных нарушений и участках развивающихся разрывов, наклонные отдельных глыб (систем блоков), перекосы эрозионно-денудационных врезов, обусловленные дифференцированными движениями блоков и развитием изгибов, возможные корреляции врезов и одновозрастных отложений в горных впадинах и т. д. Поэтому ниже при исследовании развития складок и разрывов в рельефе, используются данные анализа зон плоскостной и линейной денудации (региональных врезов).

Развитие в рельефе складок и разрывов

...Среди вопросов геологии Средней Азии одним из наиболее интересных является вопрос о новейших тектонических деформациях, создавших в основных чертах современный рельеф.

Целый ряд проблем как теоретического, так и практического значения упирается в понимание последних этапов тектонического развития страны.

С. С. Шульц (1934 г.)

Структурная форма среди динамических и статических факторов играет двоякую роль. В одних случаях она представляет статический фактор, в других — статический и динамический одновременно, причем рельефообразующее значение каждого из них может существенно изменяться. Сложность и неразработанность данного вопроса заставляет рассмотреть его более подробно.

Внутренние преобразования земной коры, обусловленные орогенным процессом, находят свое внешнее выражение в избирательном возрождении древних деформаций и возникновении новых. Поэтому наряду с развивающимися структурными формами продолжают существовать мертвые — неразвивающиеся. Так, например, сложная линейная складчатость в метаморфических породах фундамента, магматические тела и некоторые разрывные нарушения представляют мертвые неразвивающиеся структурные формы. В процессе селективной денудации они могут кратковременно существовать, образуя незначительные неровности. Обычно это — отдельные гребни, фрагменты сводов и крыльев мертвых складок (отпрепарированные поверхности пластов устойчивых пород) или понижения в зонах дробления и мертвых разрывов.

Главную роль в рельефе горных стран играют живые — развивающиеся деформации, которые можно подразделить на: орогенные, представляющие новообразования, и возрожденные, в различной степени унаследованные от древних. Возрожденные древние структурные формы могут включать новообразования и качественные изменения деформаций. Часто наследуются лишь отдельные элементы, например, простираение, направление движения (при ином механическом типе деформации) и т. п. Поэтому при возрождении и унаследованном развитии, как правило, не происходит возобновления древнего процесса во всех деталях и ранее развивавшаяся структурная форма (до некоторой степени) выступает в новом качестве.

Проблеме образования складок и разломов, их морфологии, условиям их формирования и генетическим соотношениям посвящено много крупных работ (Ажгирей, 1952, 1956, 1960, 1964; Белоусов, 1958, 1962, 1964; Бронгулеев, 1955, 1959, 1968; Буртман, 1961, 1963; Гзовский, 1953, 1956; Дикси, 1959; Зайцев, 1957; Клос, 1931; Косыгин, 1958; Кнауф, 1963; Кропоткин, 1950, 1960, 1964; Николаев, 1962; Новикова, 1951; Огнев, 1939; Пейве, 1945, 1947, 1948, 1956, 1957, 1960, 1963, 1964; Резвой, Пермяков, 1944; Пэк, 1939; Н. М. Сеницын и В. М. Сеницын, 1958; Суворов, 1962; Ханин, 1957, 1964, 1968; Шатский, 1951; Шульц, 1948, 1964; Гейм, 1922; Зондер, 1922; Штилле, 1924; Кобер, 1928; Ситтер, 1960; Ирдли, 1954; Хафман, 1930; Беммелен, 1933, 1955; Кинг, 1967 и многие другие).

При решении этой проблемы области кайнозойского горообразования неоднократно привлекали исследователей (Бархатов, 1963, 1966, 1968; Вебер, 1930, 1935; Васильковский, 1939; Вонгаз, 1968, 1969; Герасимов, 1946, 1950, 1959; Горячев, 1968; Николаев, 1929, 1941, 1946, 1947, 1949, 1954, 1955, 1959, 1961, 1962, 1964; Красный, 1968; Крестников, 1960; Мещеряков, 1950, 1960; Милановский, 1952, 1956, 1964, 1968, 1969, 1970; Мирошниченко, Муратов, 1968; Мушкетов, 1906; Павловский, 1948; Петрушевский, 1950, 1955; Попов, 1938, 1964; Рыжков, 1957, 1960, 1961; Скворцов, 1960; Хаин, 1956, 1958, 1960, 1964, 1968, 1970 и многие другие). Не меньший интерес данная проблема вызывает и у зарубежных исследователей (Арган, 1922; Буркар, Беммелен, 1958; Бурм, 1955; Вегманн, 1948, 1953, 1955; Гиллюли, 1966; Гланжо, 1955; Клос, 1936; Краус, 1953, 1955; Келер, 1950, 1955; Лис, 1952, 1955; Обиэч, 1965; Пенк, 1933; Сутер, 1955; Трикар, 1952, 1953; Хаарман, 1930, 1934; Хилс, 1955, 1956, 1960 и многие другие).

Выделяется ряд направлений, авторы которых рассматривают складкообразование с позиций различных научных гипотез: контракции и образования складчатости в условиях горизонтального сжатия земной коры (Э. Зюсс и его последователи — Гейм, Р. Зондер, Г. Штилле и Л. Кобер); гравитационного складкообразования в результате перемещения (течения, скольжения) слоев со склонов поднятия (Г. И. Рейснер, Хаарман, Р. В. Беммелен и др.); волнообразных колебательных движений земной коры с отжиманием пластичных пород со свода воздымающегося поднятия в условиях сопротивления окружающей среды (М. М. Тетяев и, в значительной степени, последователи этой идеи В. В. Белоусов, М. В. Гзовский, И. В. Кириллова, А. В. Горячев и др.).

Придавая исключительно большое значение глубинным разломам, А. В. Пейве все главнейшие типы складчатых деформаций считает производными от перемещения по разломам и, соответственно, выделяет складчатость сбросов, надвигов и сдвигов, считая пластическое течение пород чехла не первопричиной, а следствием, обусловленным перемещением блоков по разломам.

Рассматривая кинематику и динамику образования складок геосинклинального типа, Г. Д. Ажгирей связывает их возникновение с тангенциальным сжатием земной коры и пластическим течением вверх вещества горных пород. В то же время он допускает для других типов складчатости возникновение деформаций изгибов в результате дифференцированного поднятия тектонических блоков и гравитационного скольжения.

В. Е. Хаин (1964) отмечает большое разнообразие складчатых деформаций и выделяет группу складок эндогенного и экзогенного генезиса. Первые подразделяют по глубине заложения и масштабу деформаций на: 1) глубинные складки, связанные с процессами гранитизации и метаморфизма, 2) складки поверхности фундамента, отраженные в строении чехла, и 3) покровные, вторичные складки.

Исследуя деформации орогенных областей эпиплатформенных горных стран, Э. Арган и позднее С. С. Шульц пришли к выводу о широком развитии складок основания (фундамента) и складок покрова, часто генетически связанных с развитием складок основания. Для эпиплатформенных горных стран складки основания являются преимущественно конседиментационными, а складки покрова — постседиментационными. Эти складчатые деформации (по С. С. Шульцу) генетически связаны с процессом горообразования. Наряду с приведенными представлениями существует мнение о одновременности орогенеза и складкообразования и некоторой последовательности (во времени) формирования складок, крупных поднятий и впадин горных стран.

Проблема генезиса складчатости находится в стадии разрешения, а наличие большого количества мнений объективно отражает слож-

ность и многообразие обстановок формирования изгибов различной кривизны. Геоморфологические методы исследования процесса развития изгибов и разрывных нарушений в условиях значительной интенсивности перемещений земной коры еще недостаточно разработаны.

МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Существует большое разнообразие в подразделении основных деформаций изгиба горных пород. Г. Штилле выделяет складчатость альпинотипную и германотипную; Дена — платформенную и геосинклинальную; Л. Кобер — кратогенную и орогенную; В. В. Белоусов — прерывистую глыбовую и общего смятия, нагнетания; Хаарман, Ван-Бемелен — первичную и вторичную; Э. Арган — основания и покрова. Помимо множества определений один и тот же термин различными авторами понимается не идентично. С. С. Шульц также выделяет два типа складчатости, но подчеркивает различное значение каждого из них в строении земной коры. Именно — полная или альпинотипная складчатость, распространенная весьма ограниченно в мобильных зонах и развивающаяся кратковременно, постседиментационно. Эта складчатость не создает крупных структурных и орографических форм и является результатом вторичного гравитационного тектогенеза (Шульц, 1961, 1970). К первичному гравитационному тектогенезу относится «прерывистая» глубинная складчатость; она распространена повсеместно, характеризуется разной интенсивностью и образует структурные и орографические макро- и микроформы. Этот тип складчатости развивается длительно, одновременно и с осадконакоплением и с размытием. Поэтому геоморфологическое выражение складчатости этого типа может быть конседиментационным, конденудационным и конэрозионным. Формирование изгибов рассматривается как процесс, длительно сохраняющий свое местоположение и направленность развития.

Складки и мегаскладки

Следуя представлениям С. С. Шульца (1970 г.), под складчатыми деформациями понимается «...всякий изгиб слоев или поверхностей выравнивания горных пород, нарушивший их первичное положение, независимо от формы, величины и происхождения изгиба». В морфологическом отношении выделяются изгибы двух типов с малым и большим радиусом кривизны — мегаскладки и складки.

К первому типу относятся складки основания Э. Аргана и С. С. Шульца, изгибы-волны М. А. Усова, мегаскладки Б. А. Петрушевского и складки с большим радиусом кривизны автора. В дальнейшем отдается предпочтение наиболее краткому наименованию — мегаскладки. В морфологическом отношении мегаскладки обладают малой кривизной (десятки и сотни километров, реже первые тысячи) и представляют пологие изгибы, тяготеющие к брахиморфным деформациям. В строении мегаскладок исключительно большое значение имеют разрывы и разломы, осложняющие пологие изгибы. В горных странах главнейшие системы хребтов и разделяющие их долинообразные понижения обычно связаны с развитием в рельефе мегаскладок различных порядков. Поэтому данный тип деформаций изгиба часто определяет общий план и очертания новейших поднятий и впадин I и II порядка, а блоки — орографические формы более высокого порядка.

В условиях высоко поднятых и значительно распространенных (в современном денудационном срезе) пород фундамента, преимущественно в эпиплатформенных горных сооружениях, преобладают мегаскладки фундамента или основания. Они представляют новейшие из-

гибы с большим радиусом кривизны с крупно- или мелкоблоковым внутренним строением.

В условиях мощной толщи осадочных пород, главным образом в эпигеосинклинальных горных сооружениях, мегаскладки также имеют широкое распространение, но (в отличие от мегаскладок фундамента) обладают складчатым и блоково-складчатым внутренним строением. Последнее, как правило, соответствует новейшим деформациям фундамента. Реже встречаются более сложные зависимости между деформациями фундамента и чехла; там, где фундамент залегает глубоко эти соотношения недостаточно изучены. По сравнению с мегаскладками фундамента, мегаскладки чехла в большинстве случаев обладают меньшими радиусами кривизны. В рельефе горного сооружения им соответствуют крупные поднятия и впадины, объединяющие системы складок высокого порядка.

Ко второму типу складчатых деформаций относятся складки или изгибы с малым радиусом кривизны (десятки и сотни метров, первые километры). Они распространены преимущественно в осадочных толщах и значительно реже встречаются в породах фундамента. В зависимости от условий образования и особенно от степени генетической связи с деформациями фундамента складки могут существенно отличаться по внутреннему строению, длительности развития и внешнему выражению в рельефе. В эпиплатформенных горных странах (на погружении Саян, Тянь-Шаня и Памира) в условиях мощного чехла резко выражено преобладание складок промежуточного и (реже) прерывистого типа. Они распространены почти повсеместно и в эпигеосинклинальных горных сооружениях (Копетдаг, Малый Кавказ, западные районы Большого Кавказа, восточное и западное погружение горного сооружения Крыма, Сихотэ-Алинь, горы Камчатки и др.). Среди них исключительно большое рельефообразующее значение и широкое распространение приобретают складки сундучного типа и весьма разнообразного облика антиклинали и синклинали с широкими сводами и крутыми крыльями сравнительно небольшой протяженности, а также другие брахиморфные деформации изгиба.

Следует отметить, что между мегаскладками и складками не существует резкой грани. Удастся установить ряд промежуточных типов, которые представляют звенья генетического ряда складчатых структурных форм. С подобным явлением всегда сталкивается естествоиспытатель при попытке классификации.

Развитие изгибов с большим и малым радиусом кривизны генетически связано с разрывами. Выделяются разрывы, формирование которых полностью или в значительной степени предопределено образованием складчатых деформаций. Эти разрывы относятся к локальным и отражают характер напряжений, возникающих на участке развивающегося изгиба. С ростом мегаскладок в рельефе (поднятий и впадин горной страны) связано избирательное омоложение разрывов и разломов. Среди последних для согласных (внутренних и краевых) характерно конседиментационное развитие, а для секущих главным образом постседиментационное, преобладающее в главную и заключительную стадию горообразования.

В отличие от структурных форм, не выраженных в рельефе, при изучении конэрозийного процесса необходимо различать внутреннее строение — деформации пород и внешнее — их выражение в рельефе.

Внешнее — морфологическое выражение может быть восстановлено по определенным формам рельефа: деформациям разновозрастных поверхностей выравнивания и региональным врезам. Но даже при хорошей сохранности денудационной поверхности выравнивания новейшая деформация всегда искажена экзогенными процессами. Следует также учитывать, что изгибы и разрывы поверхностей выравнивания

не во всех случаях отражают только новейшее развитие структурной формы и могут представлять суммарный эффект молодых — орогенных и доорогенных движений. Например, пенеплены и доорогенные поверхности выравнивания могли испытать значительные искажения еще до начала орогенного развития. Изгибы и разрывы орогенных поверхностей выравнивания деформированы движениями земной коры, которые развивались лишь на протяжении какого-то отрезка времени — части этапа орогенеза. Только непосредственно предшествующие горообразованию предорогенные поверхности выравнивания отражают суммарный результат новейших движений за весь этап.

Внешнее строение складок определяется изгибом поверхности, образовавшейся в конце кондендационного развития и непосредственно перед началом конэрозионного становления изгиба. Формирование такой выровненной поверхности, условно именуемой критической, обычно заканчивается в условиях: $T_d = D_k^p$, где D_k^p — критическая скорость плоскостной денудации, при которой не происходит становления положительного изгиба в виде возвышенности, а T_d — соответствующая скорость роста складки, не выраженной в рельефе. Следовательно, началу конэрозионного становления структурных форм в рельефе предшествует формирование кондендационной критической поверхности выравнивания. Она образуется при достижении предельных условий динамического выравнивания и полной компенсации плоскостной денудацией зарождающейся возвышенности с малыми скоростями вертикальных движений. Дальнейшее повышение интенсивности воздымания приведет к процессу конэрозионного развития изгиба. Эти условия определяются неравенством: $D_k^p < T_d \leq D_k^{er}$, где D_k^{er} — критическая скорость глубинной эрозии на участке растущей в рельефе складки, а T_d — скорость ее воздымания.

Складкам свойственно подобие внешнего выражения и внутреннего строения; выделяются два типа развития (рис. 52). Для первого (А, Б) характерно постседиментационное развитие складки — после осадконакопления и одновременно с поднятием. В этом случае изгиб критической кондендационной поверхности выравнивания близок к деформации пород (особенно, если кондендационный период был незначителен). Такие складки преобладают в горных сооружениях. Для второго типа (В и Г) свойственно длительное конседиментационное и кондендационное развитие складки до ее становления в рельефе; в данных условиях изгиб критической кондендационной поверхности не совпадает с деформацией пород и лишь в различной степени подобен общему характеру складки. Эти складки широко распространены во впадинах горной страны. Соотношение во времени складкообразования с процессами воздымания (и опускания) определяет степень подобия внутреннего и внешнего строения структурных форм. Но в любом случае внешнее морфологическое выражение отражает лишь более поздние стадии образования изгиба.

Мега­складкам в меньшей степени свойственно сходство новейшего выражения и внутреннего строения, чаще оно полностью отсутствует. Это особенно относится к мега­складкам фундамента. Для последнего следует различать древнее и новейшее внутреннее строение (рис. 52, Д и Е). Древнее строение (Д) соответствует разнообразным доорогенным структурам. Новейшая структурная форма лишь частично наследует отдельные элементы древней. Чаще всего общим для древней и новой структуры бывают простирание и направленность вертикальных движений. Развитие пологого изгиба фундамента (или фундамента и чехла) сопровождается формированием новой внутренней структуры мега­складки — ее крупно- или мелко­блокового строения. Помимо молодых — орогенных разрывов блоки подразделяются и древними омоложенными (Е).

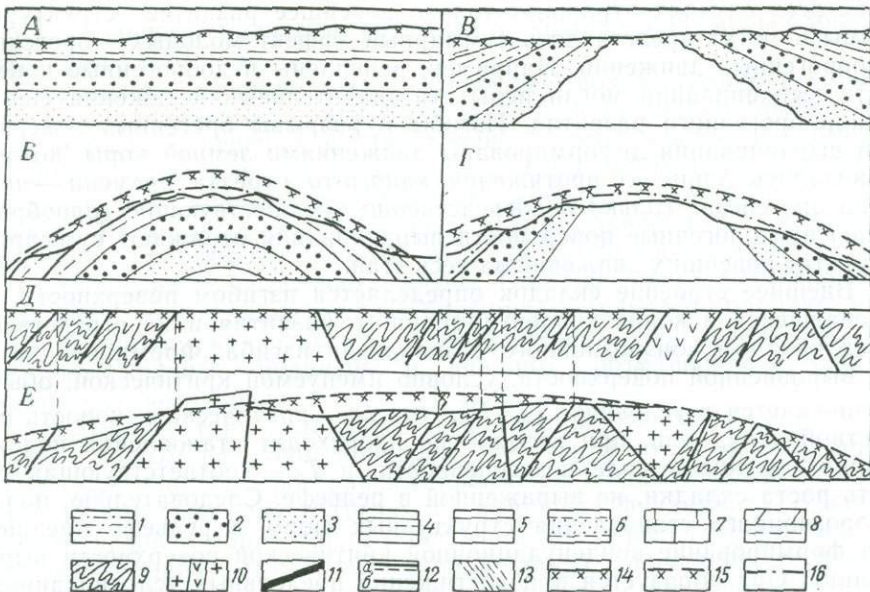


Рис. 52. Поперечные сечения складчатых деформаций с различным характером развития изгиба:

А, Б, Д и Е — постседиментационным, В и Г — конседиментационным, продолжавшимся в кондендационную и конэрозионную стадии
 1—10 — разновозрастные породы (1—3 — молассы, 4—8 — доорогенные осадочные породы чехла, 9—10 — метаморфические и магматические породы фундамента); 11—15 — разрывные нарушения [11 — живые, активно развивающиеся, новые и унаследованные, 12 — разрывы с незначительными перемещениями за орогенный этап (а) и мертвые (б); 13 — зоны трещиноватости; 14 — доорогенная поверхность выравнивания в конце кондендационного развития, 15 — то же, предположительно восстановленная при конэрозионном развитии]; 16 — обобщенные очертания современного морфологического выражения мегаскладок

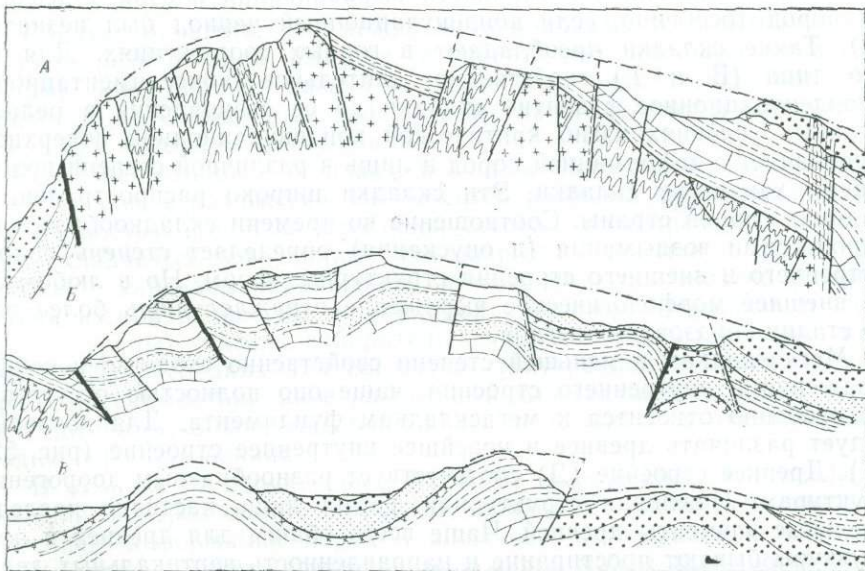


Рис. 53. Типы внутреннего строения и морфологическое выражение мегаскладок, развивающихся в условиях различного поднятого (А, Б) и глубоко погруженного (В) фундамента.

Условные обозначения см. рис. 52

Таким образом, при геоморфологическом анализе изгибов горных пород возникает необходимость раздельного исследования внутреннего и внешнего строения. Их сопоставление часто позволяет отделить живые и возрожденные деформации от мертвых. Новейшее внутреннее строение и внешнее выражение орогенной деформации зависят также от физико-механических условий — главным образом от глубины залегания фундамента (рис. 53, А—В).

В условиях высоко поднятого фундамента, обнаженного или покрытого маломощной толщей осадочных пород, новейшие структурные формы имеют: внешнее — сводово-глыбовое строение и внутреннее — мелко- или крупноблоковое (А). При значительной мощности толщ осадочных пород могут быть выделены два подтипа (Б и В). В обстановке устойчивого воздымания и значительного развития разрывов структурные формы имеют внешнее — сводовое строение, а внутреннее блоково-складчатое (Б). В условиях длительного погружения, сменившегося в плейстоцене умеренными и слабыми поднятиями, преобладают структурные формы, имеющие внешнее — сводовое и внутреннее — складчатое строение (В).

В горных сооружениях положительные мегаскладки значительно лучше представлены, а отрицательные — редуцированы, иногда до полного уничтожения первоначального отрицательного изгиба. В обширных межгорных и предгорных впадинах отрицательные мегаскладки широко распространены, но в рельефе они выражены лишь косвенно, в виде слабо расчлененных равнин — морских, озерных, аллювиальных и пролювиальных. Наблюдаются переходные формы и парагенез различных типов орогенных структурных форм, более сложных.

Пространственное расположение складок, их возраст и выраженность в рельефе

При характеристике складчатых деформаций большое значение имеет: их пространственное положение относительно общего поднятия, время становления в рельефе и соответствие структурных форм орографическим.

Расположение складок относительно общего поднятия. Складки часто подразделяются по форме, но недостаточно внимания уделяется их расположению по отношению к общему поднятию — горному сооружению и к сопряженным межгорным и предгорным впадинам. Условия пространственного положения складчатых деформаций оказывают большое влияние на характер изгибов. Общие закономерности расположения типов складок по отношению к общему поднятию были впервые описаны И. В. Кирилловой и А. А. Сорским (1955) для горного сооружения Большого Кавказа, Куринско-Рионской межгорной впадины и Малого Кавказа (рис. 54, А)*. По данным этих исследователей выделяются следующие зоны с различными морфологическими типами складчатости.

В области высокого положения фундамента, в центральной части западных регионов мегантиклинория Большого Кавказа, распространена зона глыбово-складчатых структур (1). Здесь новейшим типом деформации являлись расколы и подвижки отдельных блоков сложно дислоцированного фундамента.

Почти повсеместно зона «1» обрамляется интенсивно сжатой изоклинальной складчатостью с резким проявлением метаморфизма, кливажа и опрокидывания складок с образованием надвигов кавказского

* Ниже цифры и буквы относятся к рис. 54, А и цифры соответствуют порядковым номерам условных знаков.

простирается. Эта вторая зона ограничено распространена в центральной части мегантиклинория Малого Кавказа (2). На восточной и отчасти на западной периклиналях и вдоль юго-восточного склона мегантиклинория Большого Кавказа, а также в центральных районах мегантиклинория Малого Кавказа распространена третья зона сильно сжатых дисгармонических складок, часто запрокинутых и осложненных разры-

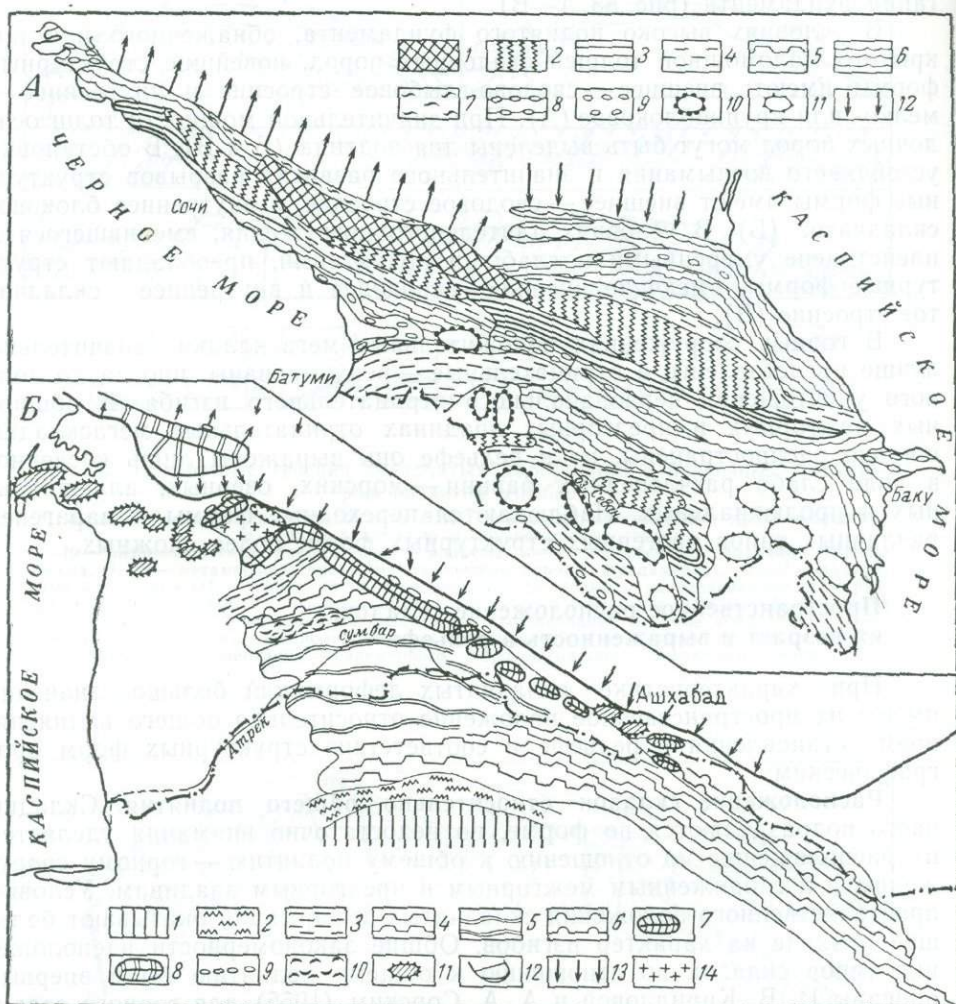


Рис. 54. Схема тектонического районирования по типам складчатости:

А — Большой и Малый Кавказ с сопредельными впадинами (по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому, 1955); Б — Копетдаг (по И. А. Резанову, 1959)

вами, местами раскливажированных и разлинзованных (3). Складки второй и третьей зон развиты главным образом в породах раннего мезозоя. Четвертая зона соответствует развитию складок со средними углами падения, почти симметричных и нередко прямых. Она преобладает на более пологом — северном склоне мегантиклинория Большого Кавказа и его периклиналях. Складки этого типа имеют также значительное развитие на склонах мегантиклинория Малого Кавказа (4). Пятая зона широко распространена; она представлена коробчатыми (сундучными) складками с редкими разрывами, сложенными породами мезозоя и раннего кайнозоя (5). Шестая зона включает гребневидные складки с острыми узкими антиклиналями, иногда осложненными

надвигами. Эти структурные формы встречаются в Куринской межгорной впадине и на периклиналях мегантиклинория Большого Кавказа (6). Седьмая зона имеет ограниченное распространение — на северо-западном склоне Большого Кавказа и представлена пологими складками с небольшими углами падения (7). Восьмая зона выделяется на склонах Рионской и Куринской межгорных впадин, а также на периклиналях мегантиклинория Большого Кавказа. Ее образуют брахиструктуры, иногда расположенные цепочками (8). Примерно к этим же регионам тяготеет девятая зона брахиструктур и куполов грязевого вулканизма (9). На востоке Куринской межгорной впадины и, преимущественно, на южных склонах мегантиклинория Малого Кавказа распространены крупные сводовые поднятия, выраженные в рельефе (10) и невыраженные в рельефе (11). С севера складчатые системы мегантиклинория Большого Кавказа обрамляет двенадцатая зона моноклинального залегания пластов (12).

По мнению И. В. Кирилловой и А. А. Сорского (1955), распределение типов складчатости отражает суммарный результат сложного сочетания фаз складкообразования, интенсивности тектонических движений и литологии толщ, подвергшихся деформациям. В пределах антиклинория Большого Кавказа устанавливается концентрическое расположение складок. Интенсивно сжатая изоклиная складчатость обрамляет центральные части общего поднятия. Ниже на склонах располагаются коробчатые и гребневидные складки, а в пределах межгорных и предгорных впадин развиваются брахиморфные и куполовидные структуры и купола.

Близкая к вышеописанной зональность наблюдается для северной части Аладаг-Биналундского горного сооружения, которая хорошо видна на карте районирования складок, составленной Б. А. Петрушевским и И. А. Резановым (см. рис. 54, Б, 1—14)*. Здесь, во внутренних районах, располагается зона глыбово-складчатых структур, сложенная породами палеозоя, дислоцированными в доальпийские эпохи складкообразования (1). Она обрамлена зоной сильно сжатых дисгармонических складок, нередко с тенденцией к опрокидыванию, с разрывами на крыльях и надвигами по ним (2). Дальше следует широко распространенная зона коробчатых складок (4), которая слагает центральные районы Копетдагского мегантиклинория; это сундучные складки, осложненные разрывами. На пологой части западного склона Копетдага, в бассейне Сумбара и Кизыл-Атрека преобладают крупные пологие складки (5). К северо-востоку эта зона замещается зоной брахиантиклиналей (7) в сочетании с плоскими или удлиненными синклиналями (10), которые сменяются гребневидными складками (6), а в районе ответвления и резкого изменения простирания складок располагается зона сильно сжатых линейных складок со сложной вторичной складчатостью и продольными разрывами (3). Вдоль глубокой — западной части предгорного прогиба располагаются крупные асимметричные антиклинальные складки (9). Они обрамляют и Донатинскую мульду, в верхней части выполненную почти горизонтально лежащими толщами (14). Наиболее крупная (из асимметричных антиклиналей) располагается на северо-западном погружении горного сооружения (Большой Балхан, 8).

В пределах Закаспийской межгорной впадины развиваются купола, брахиантиклинальные складки (11). На северо-западе граница межгорной впадины отчетливая и проходит вдоль склона крупного сводового поднятия (12). На юго-востоке горное сооружение Копетдага граничит с предгорным прогибом. В верхней части он выполнен моно-

* Ниже цифры относятся к рис. 54, Б и цифры соответствуют порядковым номерам условных знаков.

клинально залегающими молассами (13). На юго-востоке прогиб вырождается, а на северо-западе расширяется. Здесь он осложнен зоной небольших брахиантиклиналей и линейных складок, которые располагаются цепочками вдоль передовых хребтов-поднятий.

Приведенная краткая характеристика пространственного размещения различных морфологических типов складок позволяет установить общие черты. Они заключаются в неправильно концентрическом обтекании центральной части общего поднятия со сводово-блоковым строением полной, а затем прерывистой складчатостью. Угасание интенсивности складчатости от центра к склонам горного сооружения позволяет предполагать существование генетической связи между развитием общих поднятий и сопряженных прогибов с расположением складок различных морфологических типов.

Возраст складчатых деформаций. Сравнение времени заложения складок в Копетдагском регионе Туркмено-Хорасанской области горобразования позволило Б. А. Петрушевскому и И. А. Резанову (1959 г.) составить карту пространственного размещения разновозрастных складчатых деформаций (рис. 55). На ней отражены неравномерность развития общего поднятия и его становление в рельефе, разраставшееся в направлении от центральных районов к внешним. Эта последовательность определила и одревнение возраста деформаций II и более высокого порядка в центральной части общего поднятия.

Морфологическое выражение структурных форм. Сопоставление основных хребтов, долин и долинообразных понижений горного сооружения со складчатыми деформациями позволяет установить некоторые общие закономерности. Так, например, для Копетдага выделяются характерные регионы с различным соотношением орографических и структурных форм (рис. 56, А — К).

На крутых северо-восточных склонах и сопредельных южных районах горного сооружения крупные поднятия представляют хребты-антиклинали, ярко выраженные в рельефе (А, 1, Б)*. На пологом склоне (западном погружении) и в центральной части их выражение становится менее ярким (А, 2 и 3). Соответственно выделяются средневысотные (А, 2) и низкие (А, 3) хребты, часто с отпрепарированной бронирующей поверхностью. Предгорье неравномерно обрамляет горное сооружение. Лишь на отдельных участках, вдоль северо-восточного склона развита система гряд и долинообразных понижений предгорной зоны (А, 4). В процессе расширения хребтов-поднятий горные впадины испытали значительные сокращения. Соответственно выделяются горные впадины, выраженные в виде орографических понижений — долин и котловин с аккумуляцией в центральной части (А, 5). Некоторые впадины соответствуют понижениям, но осадконакопление в них прекратилось и они испытывали расчленение (А, 6). Крайние участки многих впадин оказались полностью втянутыми в сопредельные поднятия и образовали пьедестальную часть хребтов (А, 7). В центральной части поднятых впадин встречаются столовые возвышенности с бронированными поверхностями — плато (А, 8 и Б). В предгорных (11) и межгорных (12) впадинах также начался процесс их отмирания и сокращения в связи с развитием зарождающихся в рельефе поднятий (9), подразделивших эти обширные седиментационные депрессии на полузамкнутые частные впадины (10). Большое значение в рельефе пограничной зоны имеют системы разрывов, определяющие развитие предгорья и асимметрию передовых хребтов-поднятий.

Таким образом, в сводово-складчатом горном сооружении Центрального Копетдага процесс геоморфологического развития складок в

* Ниже буквы относятся к рис. 56, а цифры соответствуют порядковым номерам условных знаков.

в виде хребтов-поднятий и долин-впадин начался с олигоцена (карагауданские молассы) и продолжал территориально расширяться в миоцене. Во внешних районах горного сооружения он начался только в позднем плиоцене и расширялся в плейстоцене. В межгорных и предгорных впадинах, т. е. в условиях длительного погружения, преобладают складки, геоморфологическое развитие которых началось лишь

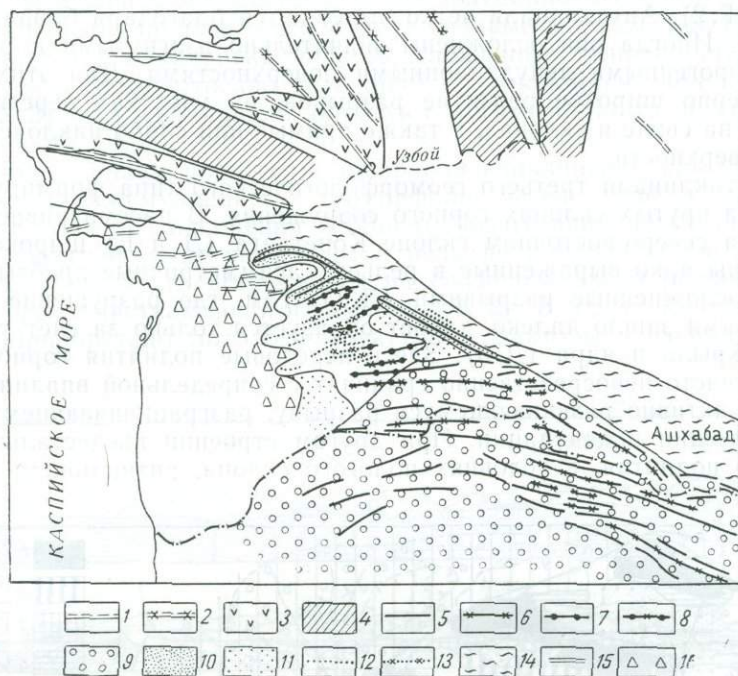


Рис. 55. Схема расположения главных структурных элементов Западной Туркмении. Составил Б. А. Петрушевский при участии И. А. Резанова (1961)

1 — оси домиоценовых антиклиналей; 2 — оси домиоценовых синклиналей. 3 — обширные пологие сводовые поднятия, начавшие воздыматься в миоцене и сохранившие этот знак движения поныне; 4 — обширные пологие прогибы, заложенные, вероятно, до миоцена, но начавшие сильнее прогибаться после миоцена; 5 — оси доакчагыльских антиклиналей; 6 — оси доакчагыльских синклиналей; 7 — оси доакчагыльских антиклиналей, существенно переработанные послеакчагыльской складчатостью; 8 — оси доакчагыльских синклиналей, существенно переработанные послеакчагыльской складчатостью; 9 — обширное пологое сводовое поднятие, наметившееся в верхнем мелу или палеогене, как зона резко замедленного осадконакопления, но оформившееся в виде свода позднее, перед акчагылом, и испытывающее воздымание и сейчас; 10 — линейные антиклинальные доакчагыльские поднятия (типа узких сводов), частично переработанные акчагыльскими и послеакчагыльскими движениями, но в целом продолжающие воздыматься и сейчас; 11 — обширные мульды, заложенные до акчагыла, продолжавшие прогибаться примерно с равной интенсивностью и позднее; 12 — оси послеакчагыльских антиклиналей; 13 — оси послеакчагыльских синклиналей; 14 — зона наибольших глубин передового прогиба, заложенного до акчагыла, но начавшего резко прогибаться с акчагыла; 15 — оси антиклиналей Прибалханского района, образованных неогеновыми породами; 16 — Закаспийская впадина

с конца позднего плиоцена и продолжалось главным образом в плейстоцене.

Сравнение складчатого внутреннего строения горного сооружения с его выражением в рельефе позволяет выделить несколько геоморфологических типов антиклиналей и синклиналей, закономерно расположенных относительно общего поднятия (см. рис. 56, В—К).

Среди антиклиналей, развивающихся в области свода и присводовых участках, выделяются две разновидности. Антиклинали первого типа срезаны орогенной денудационной поверхностью, которая испытала, к современной эпохе, только слабый изгиб. В рельефе это горные

хребты с уплощенными водоразделами (В, 1). Антиклинали подразделяются широкими и невыразительными синклиналями-долинами и долинообразными понижениями (В, 2).

Антиклинали второго геоморфологического типа часто встречаются в присводовых участках и в верхней части склона общего поднятия. Они представлены сундучными и гребневидными формами (Г, 1 и 3), которые разделяются обширными плоскодонными впадинами-синклиналями (Г, 2). Антиклинали четко выделяются благодаря бронированным сводам. Иногда они осложнены значительно изогнутыми и расчлененными орогенными денудационными поверхностями. Для этих складок характерно широкое развитие разрывов, на участках перегибов пластов — на своде и склонах, а также прямые или слабо наклоненные осевые поверхности.

Антиклинали третьего геоморфологического типа формируются ниже — на крутых склонах горного сооружения. В рассматриваемом примере на северо-восточном склоне Копетдага (Д и Е) широко распространены ярко выраженные в рельефе асимметричные хребты-антиклинали, осложненные разрывами (Д, 1). Там, где разрушение складок разрывами зашло далеко, хребет образуется только за счет уцелевшей части крыла и ядра (Д, 3). Здесь предоросовые поднятия горного сооружения часто непосредственно граничат с сопредельной впадиной-равниной по активно развивающемуся разрыву, разграничивающему область аккумуляции и денудации. При другом строении предестальной части общего поднятия, в условиях пологого склона, антиклинали представ-

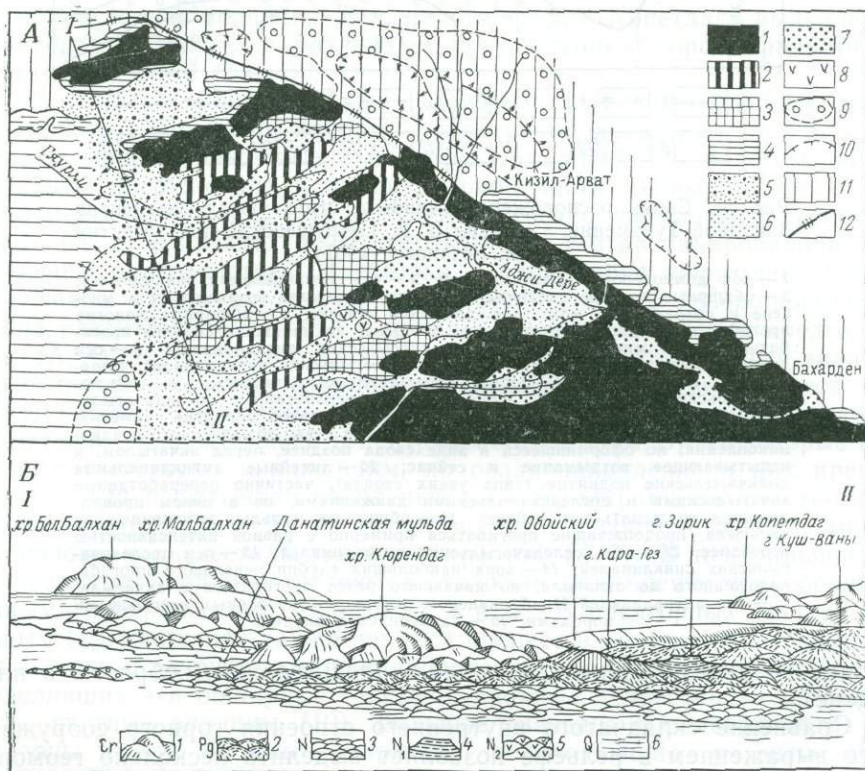


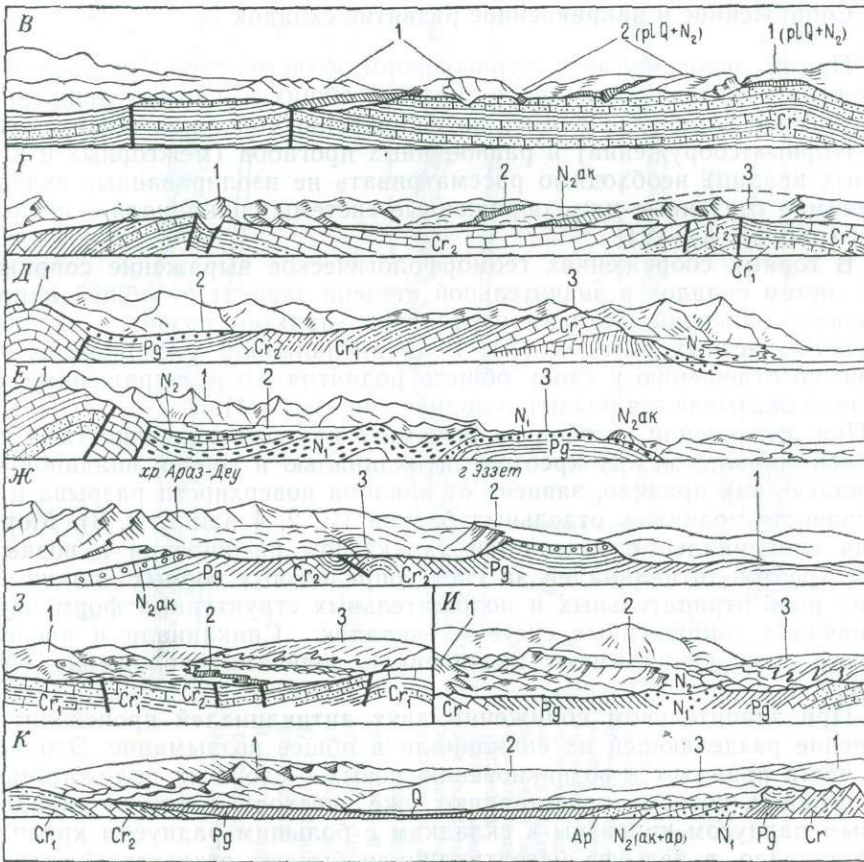
Рис. 56. Конэрозивное развитие

А — схема соотношения структурных и орографических форм Юго-Западного Копетдага; фолговые профили антиклиналей и синклиналей на своде и склонах общего поднятия. Условные знаки в схеме А: 1—4 — антиклинали, различно выраженные в рельефе 5—8 — синклинали, различно выраженные в рельефе (5 — котловины и долины, 6 — слабо 8 — низкие столовые торки); 9 и 10 — предполагаемые области конседиментационного прогибания — подгорные равнины; 12 — зона Предкопетдагского разлома. Б: 1—6 — раз-

лены разнообразно — хребтами и грядами, которые различаются возрастом, интенсивностью воздымания и породами, их слагающими (Е, Ж).

Антиклинали четвертого геоморфологического типа встречаются на обширных пологих склонах горного сооружения (Ж, 1 и 3). В условиях общего воздымания и слабого «индивидуального роста» часто возникает нейтральный или обращенный рельеф (Ж). Последний бывает ярко выражен в тех случаях, когда денудационный срез вскрывает на своде антиклиналей мягкие неустойчивые породы (Ж, 1). Там, где начинается препарировка пластов, сложенных толщей устойчивых пород, рельеф соответственно усложняется: обнажается свод антиклиналей (Ж, 3) или синклинали образуют вогнутые плато и столовые возвышенности (Ж, 2).

В связи с общим процессом отмирания синклиналей как областей прогибания и аккумуляции, их геоморфологические типы в основном зависят от степени сокращения и общего воздымания. Отмершие синклинали практически не выражены в рельефе и в различной степени расчленены. Они часто встречаются на своде общего поднятия (В, 2) и в некоторых участках пологого склона (Ж, 2). В их рельефе большое значение приобретают литолого-структурные факторы и избирательная



складчатых деформаций

В — зарисовка передовых брахантиклиналей, примерно по линии I—II; В—К — геоморфология — горного сооружения
 (1 — средневысотные хребты, 2 — низкие хребты, 3 — гряды, 4 — пологие холмы);
 расчлененные понижения. 7 — значительно расчлененные понижения, иногда бедленд;
 развития складок (9 — антиклиналей, 10 — синклиналей); 11 — области значительного
 новозрастные породы, слагающие горную страну

денудация — разрушение неустойчивых и препарирование бронирующих пород (И, 2).

В условиях слабого и относительного прогибания синклиналям соответствуют горные впадины, в пределах которых к современной эпохе уже прекратились процессы аккумуляции и преобладает общая денудация дна и склонов. Выражение таких складок обусловлено их отставанием от смежных, обрамляющих горную впадину хребтов-антиклиналей (Г, Д и Е, 2). По времени отмирания и степени денудации выделяются впадины, лишенные пород орогенной формации (В, Г и 3, 2), а также в различной степени выполненные молассами (Д, К, 2). При осложнении разрывами сопряженных склонов синклиналей, возникают перекосы, связанные с дифференцированным и неравномерным движением отдельных блоков (3, 2).

Синклинали, испытывающие активные абсолютные прогибания, тяготеют к нижней части склонов горного сооружения — пограничной с межгорными и предгорными впадинами. Крылья этих синклиналей вовлечены в расширяющиеся поднятия и образуют зону предгорий на участках сопряжения с хребтами-антиклиналями (К, 1), а центральная часть слабо прогибается, заполняясь отложениями, иногда в условиях перекомпенсации (К, 2).

Сопряженное и направленное развитие складок

При исследовании структурных форм областей горообразования необходимо учитывать суммарное действие общих и частных движений и их взаимное влияние. Поэтому на сопряженных склонах общих поднятий (горных сооружений) и равноценных прогибов (межгорных и предгорных впадин) необходимо рассматривать не изолированные складки, а взаимно связанные или сопряженные системы синклиналь — антиклиналь (рис. 57, А — Д).

В горных сооружениях геоморфологическое выражение сопряженных систем складок в значительной степени зависит от общей направленности движений, которая определяет характер развития склона и перекосы частных складок (А). Если антиклинали расположены различно по отношению к своду общего поднятия, то и сопряженные синклинали оказываются различно поднятыми (Б, 1—4).

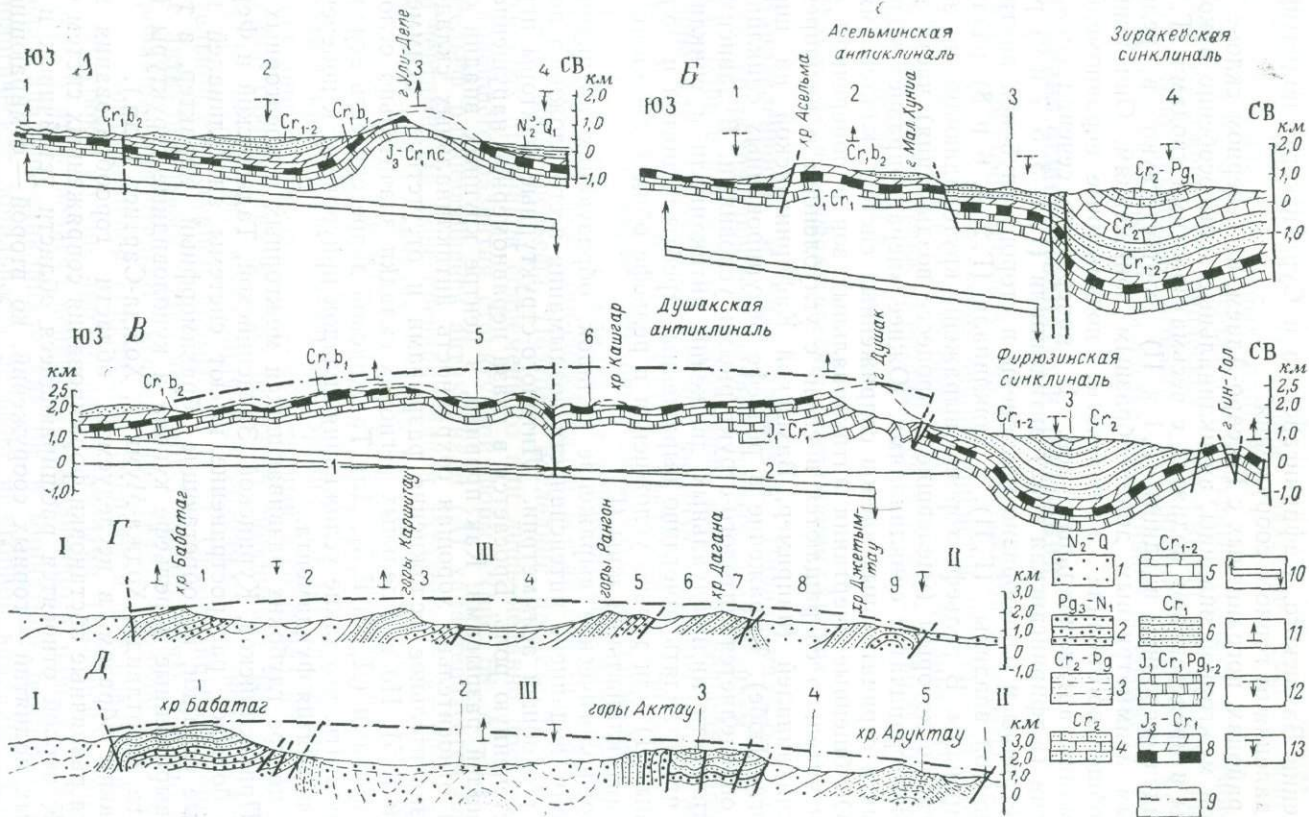
При осложнении изгибов разрывами с крутыми поверхностями сместителей граница между хребтом-антиклиналью и горной впадиной-синклиналью, как правило, зависит от наклона поверхности разрыва и интенсивности подвижек отдельных блоков (Б, 2, 4 или В, 2, 3). Морфология синклиналей определяется характером расширения и воздыманием хребтов-антиклиналей за счет сопредельных горных впадин. Поэтому роль отрицательных и положительных структурных форм неравнозначна в сопряженных системах складок. Синклинали в пределах горного сооружения имеют подчиненное, зависимое положение (А, Б и В).

При значительном сближении двух антиклиналей происходит вовлечение разделяющей их синклинали в общее воздымание. Это явление часто приводит к возникновению новых — сложных положительных деформаций, которые представляют уже переходный тип от складок с малым радиусом кривизны к складкам с большим радиусом кривизны. Как правило, в рельефе мегантиклинали бывают отчетливо выражены в виде обширных хребтов-поднятий с уплощенной водораздельной поверхностью (В, 1 и 2). В этом случае синклинали представляют лишь небольшие осложнения — впадины на своде (В, 5 и 6).

В пределах предгорных и межгорных впадин морфология отдельных складок и антиклинальных зон зависит от их пространственного положения. Например, устанавливаются следующие общие изменения

Рис. 57. Геоморфологическое развитие сопряженных систем антиклиналей и синклиналей в различных структурных условиях: А, Б и В — на склонах общего поднятия — горного сооружения; Г — Д — в пределах межгорной впадины

1-8 — кайнозойские и мезозойские отложения [1-3 — породы, выполняющие межгорную впадину, преимущественно молассы (Таджикская депрессия); 4-8 — породы доорогенные, осадочные, слагающие горное сооружение (Копетдаг)]; 9 — линии, обобщающие систему поднятий; 10 — перекоз сопряженных складок на склоне общего поднятия; 11-13 — современный характер вертикальных движений (11 — воздыманье, 12 и 13 — относительное и абсолютное прогибание)



в строении Вахшского, Кафирниганского и Сурханского поднятий по мере удаления от горного сооружения.

В районах, пограничных с Гиссаро-Алаем, на северном склоне Таджикской межгорной впадины, антиклинальные зоны особенно ярко выражены и представляют поднятия с весьма пологими сводами (Г, III). Внутридепресссионные впадины (Г, I и II) соответствуют в рельефе крупным асимметричным долинообразным понижениям. Они испытывают общее прогибание и перекосы, подчиненные неравномерному воздыманию антиклинальных зон. В поперечном сечении сложного поднятия (Кафирниганская зона) антиклинали (Г, 1, 3, 5, 7 и 9) резко асимметричны и однообразно наклонены в сторону глубокой внутридепресссионной впадины (Г, II), а синклинали (Г, 2, 4, 6 и 8) различно редуцированы. В рельефе хорошо выражены крутопадающие на запад надвиги, по которым (уцелевшие в процессе воздымания) части антиклиналей граничат с синклиналями. Южнее «неравноправие» положительных и отрицательных членов сопряженных систем складок смягчается. Обобщенные очертания антиклинальных зон в поперечном сечении значительно сокращаются в связи с углублением и расширением всех синклиналей (например, Вахшской Кафирниганской на широте г. Курган-Тюбе). Выражение в рельефе редуцированных синклиналей часто определяется литолого-структурными условиями. В зависимости от активности индивидуальных движений антиклинали и синклинали могут представлять отчетливо выраженные хребты-поднятия и долины-впадины (Д) или только усложнения в рельефе общего сложного поднятия антиклинальной зоны (Г).

Морфологическое выражение складок, образующих антиклинальную зону, подчинено интенсивности воздымания всего сложного поднятия и его общей асимметрии. Литолого-структурные факторы играют второстепенную роль. Бросается в глаза неравномерное нарушение антиклиналей разрывами. Как правило, в центре крупных впадин отмечается относительно хорошая сохранность антиклинальных складок — их незначительное осложнение разрывами и отсутствие асимметрии (Д, 5 и Е, 5). Но в отдельных регионах складки значительно осложнены разрывами (Д, 1 и Е, 3). Для Таджикской депрессии есть основание предполагать, что такие усложнения складок приурочены к поперечным зонам поднятия фундамента.

В центре глубоких развивающихся межгорных и предгорных впадин (Прикаспийской, Куринской, Закаспийской, Таджикской и Ферганской) большое распространение имеют системы антиклиналей и отдельные складки, приобретающие брахиморфный характер, а также ярко выраженные в рельефе купола и куполовидные структуры (типа Боедага, Сыртланди, Ходжа-Мумина, Ходжа-Сартиса и др.).

Таким образом, в исследуемой области горообразования выделяются различные обстановки формирования сопряженных систем складок. К первой относятся расширяющиеся области устойчивых и длительных поднятий — горных сооружений, ко второй — отмирающие области длительных и устойчивых прогибаний, представленные предгорными и межгорными впадинами.

На своде общего поднятия горного сооружения с фундаментом, лежащим значительно ниже уровня денудации, антиклинали и синклинали образуют хребты и долины, но индивидуальное морфологическое выражение структурных форм ослабевает. Это приводит к широкому распространению плиоцен-четвертичных орогенных поверхностей выравнивания. На склонах горного сооружения отчетливость выражения структурных форм в рельефе бывает различной и зависит главным образом от интенсивности вертикальных движений. Крутизна склонов общего поднятия часто определяет асимметрию складок.

В областях длительного погружения особенно широкое распрост-

ранение приобретает развитие антиклиналей под покровом рыхлых четвертичных отложений. Их выражение в рельефе и признаки, указывающие на новейшее и современное развитие, существенно отличаются от условий длительных поднятий.

Различный возраст, литолого-структурные условия и геоморфологическое выражение тектонических деформаций заставляют рассмотреть отдельно некоторые особенности строения рельефа и методику исследования складок для областей устойчивого воздымания и погружения.

УСЛОВИЯ ОБЩЕГО ПОДНЯТИЯ И ДЕНУДАЦИИ

При геоморфологическом анализе выражения в рельефе складчатых структурных форм весьма важно обращать внимание на особенности строения складок — литологические и структурные (ундуляции, асимметрию, осложнение разрывами, складками высокого порядка, угловыми несогласиями и т. д.).

Особенности морфологического выражения складок

Направленность и знак движений. Индивидуальное развитие складок, сопровождающееся неравномерным воздыманием или прогибанием, определяет «рост» деформации изгиба в рельефе. Наиболее доступны для геоморфологического анализа положительные формы, поэтому в дальнейшем им отдается предпочтение при исследовании конэрозионного развития отдельных складчатых деформаций.

Процесс становления складчатых деформаций в виде возвышенностей-антиклиналей и впадин-синклиналей всегда связан с формированием зонального рельефа. Поэтому последний представляет один из достоверных признаков современного или лишь недавно прекратившегося новейшего развития структурной формы (рис. 58, А—Г).

Рельеф развивающейся антиклинали (А) характеризуется следующими чертами. На фоне препарирования литолого-структурных особенностей строения в пределах складки изменяется глубина и густота ее расчленения. В центральной части новейшее поднятие больше денудировано по сравнению с сопредельными районами. По мере удаления от свода к крыльям интенсивность эрозии угасает вплоть до перехода денудационного рельефа в аккумулятивный в сопряженной области погружения. Соответственно, при развитии синклинали (Б) выраженной в рельефе, наблюдаются угасания расчленения от склонов к центру отрицательной структурной формы (Г, 1—5). Склоны-крылья, сопряженные с антиклинальным поднятием, могут представлять хорошо отпрепарированные значительно расчлененные гряды предгорья, которые к центру прогибающейся синклинали сменяются повышенными равнинами неглубоко, но еще дробно расчлененными. Постепенно снижаясь, они переходят в нерасчлененные аккумулятивные равнины. Здесь, в пределах впадины-синклинали как бы в миниатюре повторяется геоморфологическая зональность рельефа межгорной впадины. Границы указанных типов рельефа примерно соответствуют обобщенным очертаниям разновозрастных областей аккумуляции, которые сокращались в процессе отмирания впадины-синклинали (см. рис. 58, Б).

В плане зоны разновозрастной аккумуляции имеют концентрическое строение: для прямых складок оно является почти правильным. При развивающихся перекосах и наклонах осевой поверхности происходит искажение очертаний зон с соответствующим расширением более глубоко расчлененного рельефа в пределах поднятого крыла, а в области относительно опущенного крыла — его сокращение иногда до полного исчезновения. Если антиклинальная складка в процессе своего

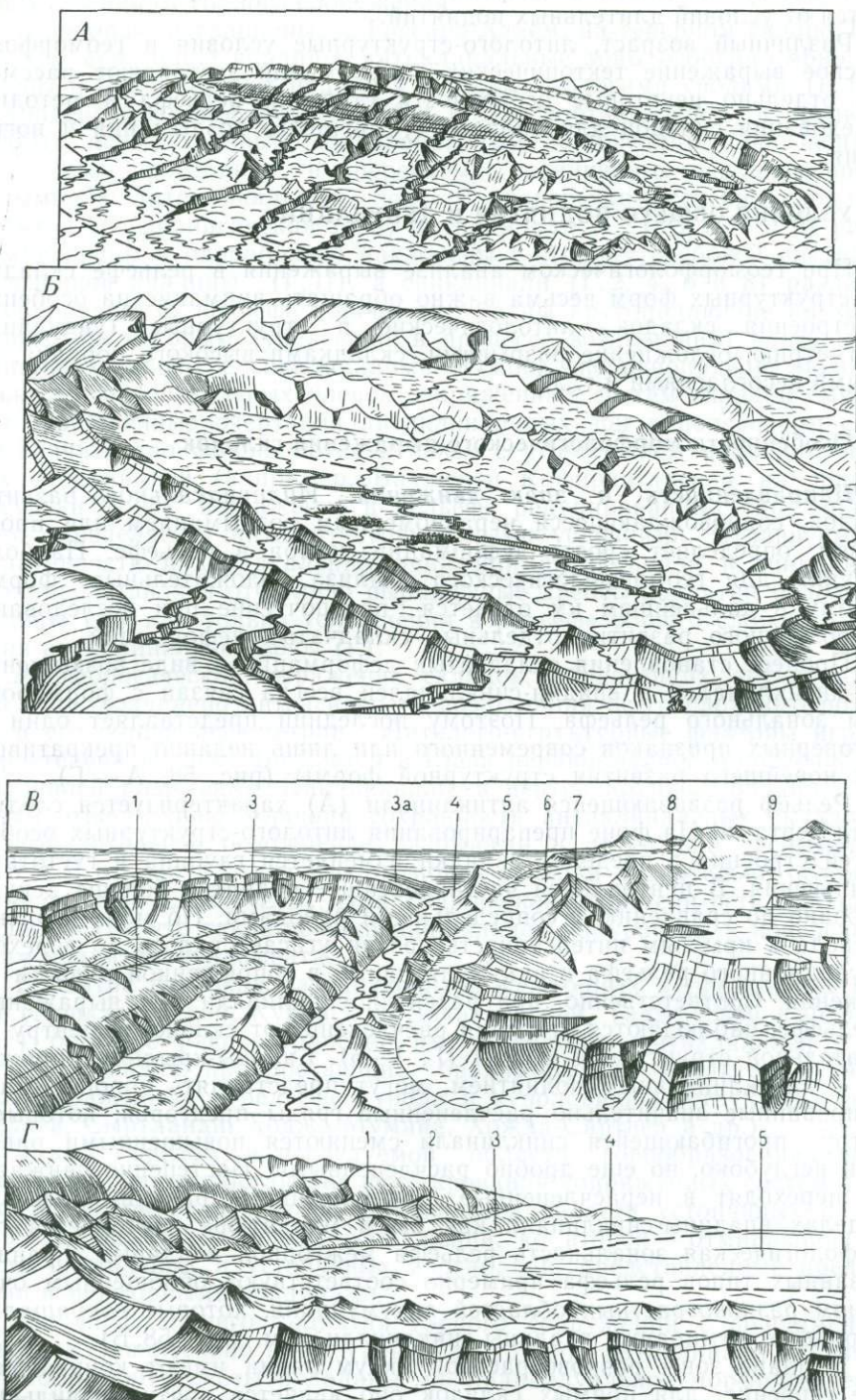


Рис. 58. Строение рельефа развивающихся и мертвых складок

А, Б — зональное расположение рельефа с различной интенсивностью расчленения (А — воздымающейся брахiantиклинали, Б — отмирающей брахисинклинали с аккумуляцией, сохранившейся в центральной части прогиба); В и Г — кулисообразное сопряжение складок (В — мертвых, Г — живых)

воздымания оказывается осложненной разрывами, искажение очертаний зонального рельефа значительно возрастает. Поэтому изучение геоморфологических зон позволяет по ряду косвенных признаков определить не только основные этапы конэрозийного воздымания и расширения антиклинали или сокращения сопряженной синклинали, но и особенности новейшего строения данных складчатых деформаций (перекосы, смещение по разрывам и т. п.).

Литолого-структурный фактор. При чередовании пород, значительно отличающихся по степени устойчивости процессам денудации в условиях общего воздымания, создаются оптимальные условия для выражения в рельефе литолого-структурного фактора (см. рис. 58, В и Г). В процессе препарирования мертвых, неразвивающихся, деформаций структурный фактор является пассивным и определяет только морфологию складок (В). В процессе вскрытия денудацией бронирующих пластов центральные части синклиналей и антиклиналей могут формировать неровности равной высоты (В, 1 и 9). При наличии устойчивых пород в ядре синклинали образуется возвышенность столового типа (В, 9), обрамленная долинообразными понижениями на участках выходов менее устойчивых — «мягких» пород (В, 8). Соответственно, если ядро антиклинали слагают устойчивые породы, то его морфология бывает хорошо выражена в очертаниях центральной возвышенности (В, 1 и Г, 1). Отпрепарированный замок выделяется тем ярче, чем «крепче» породы, его слагающие, и чем легче разрушаются породы, кроющие бронированный свод. Если антиклиналь мертвая, высота замка возвышенности определяется только литологическими условиями и может быть ниже высоты гряд, слагающих крылья или ядро сопредельной синклинали (В, 1, 3, 7 и 9). Морфология крыльев складок подчеркивается межгрядовыми понижениями (В, 2, 4, 6 и 8), а также грядами (В, 3, За, 5 и 7). В неразвивающихся складках высота гряд и глубина межгрядовых понижений полностью определяется устойчивостью пород (В).

В процессе препарирования живых деформаций, например активно развивающейся прямой антиклинальной складки, свод соответствует наиболее высокой части орографической возвышенности, часто вопреки устойчивости пород, слагающих ее замок (Г). Для развивающихся складок характерно подчинение общей высоты гряд их положению относительно центра поднятия (А). Поэтому, например, присводовые гряды и гряды, расположенные на удалении от свода антиклинали, обычно обладают различной высотой, в соответствии с обобщенными очертаниями изгиба, выраженного в рельефе (Г, 1, 2, 3). На сопряженном крыле синклинали гряды будут снижаться к ядру складки, сменяясь в центральной части изгиба различно расчлененными равнинами (Г, 4 и 5).

Ундуляция складок. Неравномерность воздымания складок бывает выражена в ундуляциях шарниров. При воздымании и погружении шарнира синклинали наблюдается изменение ширины складки и характера ее расчленения (рис. 59, А и Б). В области погружения шарнира синклиальной складки расширяется зона умеренного и слабого расчленения и здесь могут возникнуть равнины с современной аккумуляцией (А и Б, 1). На участке развития положительной ундуляции возрастает контрастность форм и расчленение рельефа (А и Б, 2). Чем значительнее ундуляции синклиналей, тем ярче эти изменения выражены в рельефе.

При воздымании и погружении шарнира антиклинали происходит изменение высоты хребтов независимо (или почти независимо) от литологического фактора (рис. 60, А и Б). Это явление отчетливо выражено в ундуляциях антиклиналей-хребтов в Куринской и Таджикской депрессиях, передовых поднятиях Копетдага и других регионах. Круп-

ное погружение шарнира антиклинали может быть отражено в рельефе в виде разрыва горной цепи и образования обширной равнины, например в районе Кизил-Джабаирского подземного «моста». Не менее ярко выражены ундуляции передовых хребтов-антиклиналей Обой или Кюрендага (рис. 60, В). Участки резкого погружения шарниров антиклиналей и снижение одноименных хребтов часто пропиливаются сквозными долинами рек (А, В). Ундуляции шарнира могут усложняться вол-

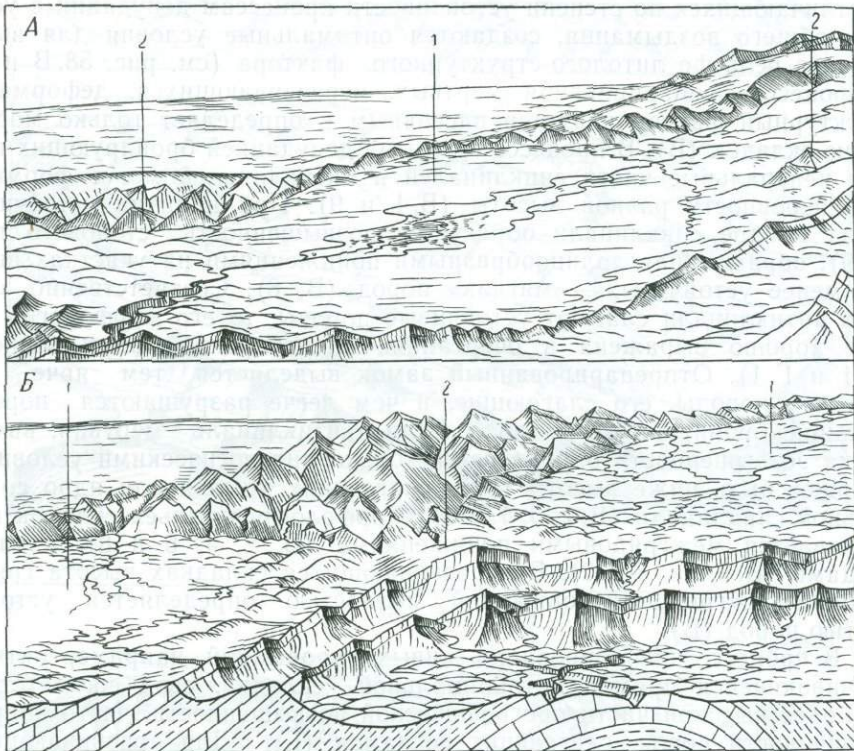


Рис. 59. Строение рельефа на участке развивающейся синклинали с ундуляциями шарнира:

А — отрицательной, в рельефе частная впадина (1); Б — положительной, в рельефе перемычка, поперечный перегиб (2)

нами более высокого порядка. При благоприятном сочетании литологических условий и активного роста складки в рельефе эти особенности могут быть выражены и в морфологии хребтов-поднятий (рис. 60, Б, Малый Балхан и др.).

Асимметрия складок. Воздымание складок в условиях крутого склона общего поднятия приводит к развитию наклона антиклиналей и синклиналей в сторону сопряженной межгорной или предгорной впадины. Иногда это явление наблюдается при неравноценной активности развития сопряженной системы складок. Часто встречающийся наклон хребтов-антиклиналей в направлении более глубокой сопредельной впадины-синклинали получил название «правила Леукса» по имени исследователя, описавшего это явление. Асимметрия складок развивается также при значительном территориальном сближении антиклиналей в процессе их расширения, т. е. при росте навстречу друг другу. В этих условиях перекоп сопредельных впадин-синклиналей бывает предопределен характером воздымания обрамляющих ее хребтов-поднятий.

Следует различать перекосы складок, возникшие в процессе формирования складчатой деформации и образовавшиеся после окончания складчатого процесса. Эпигенетические наклоны складок могут не совпадать с сингенетичными и захватывать не только данную структурную форму, но и смежные системы складок. Например, общий наклон Кафирниганской мегаскладки в Таджикской депрессии вызвал эпигенетические перекосы сопряженных систем антиклиналей и синклиналей (см. рис. 57).

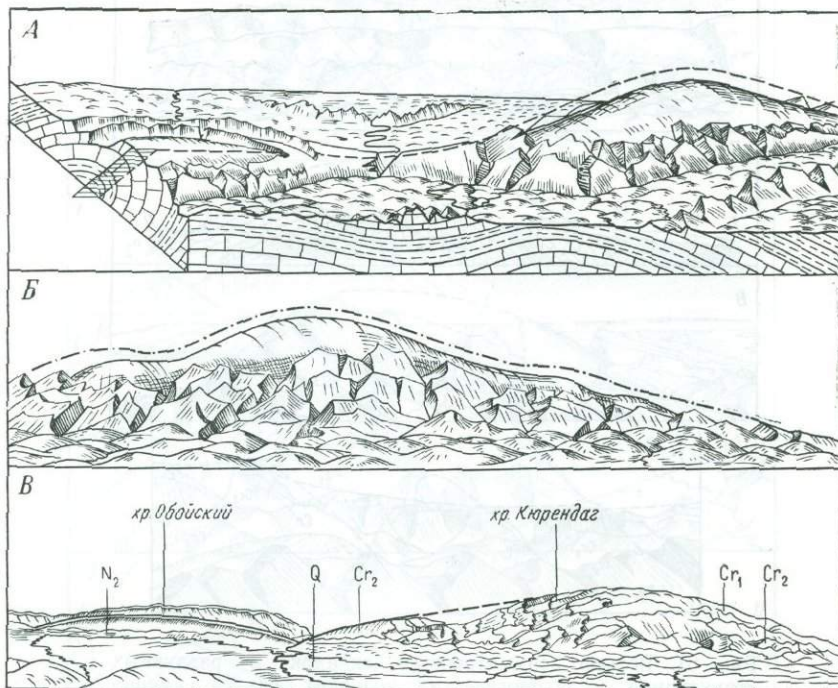


Рис. 60. Строение рельефа на участке развивающихся антиклиналей с ундуляциями шарнира:

А — отрицательной; Б — положительной; В — общий вид передовых хребтов-антиклиналей Копетдага

Сочетание интенсивного общего воздымания горного сооружения с развитием наклона складок создает характерные перекосы, выраженные в рельефе горных впадин и хребтов (рис. 61, А—Г). Асимметрия складок в нижней крутой части общего поднятия Копетдага отражена на рис. А, Б и Юго-Западного Тянь-Шаня — Г. Значительная асимметрия складок часто устанавливается и в зоне предгорий у молодых (плейстоценовых) гряд — антиклиналей (В — Диоджа, Предкопетдагский прогиб).

В процессе перекоса асимметричной складки, сложенной породами различной крепости, ее рельеф формируется в значительной степени независимо от литологического фактора, но в соответствии с новейшим наклоном осевой поверхности. В этом случае высота гряд и хребтов отражает неравномерность воздымания крыльев складки. Относительно опущенное крыло может быть полностью погружено, при менее резкой асимметрии здесь образуется грядовый рельеф с различной обобщенной высотой, преобладающей в пределах поднятого крыла (А, Б и В). Неравномерность воздымания определяет характер горизонтального расчленения и глубину долин, секущих складку вкrest простира-

ния. При благоприятных литологических условиях эти соотношения бывают очень ярко выражены. В зависимости от литолого-структурных условий особенности строения рельефа складок могут значительно различаться. Например, при бронированном ядре и менее устойчивых породах на крыльях, общие очертания антиклинали и ее асимметрия стчетливо выделяются в рельефе (А, Б и В). Чем меньше наклон осевой поверхности (В), тем лучше выражена антиклиналь. Если ядро

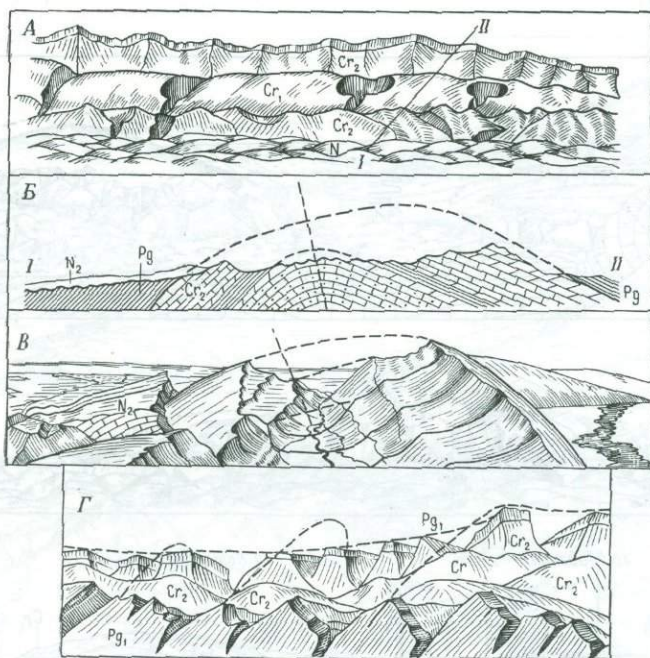


Рис. 61. Рельеф асимметричных складок в различных структурных и литологических условиях (А—Г); смещение водораздела — как показатель развивающегося наклона осевой поверхности антиклиналей. I и II на схеме А — линия поперечного сечения, показанного на схеме В

сложено мягкими породами (при данном денудационном срезе), то образуется более сложно построенный рельеф в центре складки, представленный холмами или грядами, отпрепарированными в соответствии с литологическими особенностями и углами падения пластов (Г).

Развитие асимметрии складок определяет смещение водораздельной части соответствующих хребтов на крылья антиклиналей (А—Г). Например, в Тянь-Шане пограничные хребты-антиклинали характеризуются значительным наклоном в сторону сопредельных впадин. Аналогичное явление наблюдается и в зоне передовых поднятий Памира и особенно ярко выражено в хр. Петра Первого и Заалайском. Смещение водораздела со свода на крыло является одним из характерных признаков развивающейся асимметрии складки. Оно бывает тем больше, чем ярче выражен наклон осевой поверхности. Поэтому представление о том, что при прямом рельефе ядро складки должно соответствовать наиболее высокой части возвышенности, отражает только один из возможных случаев. Это несоответствие основной части складчатой деформации и наивысших точек орографической возвышенности не может определяться как развитие «обращенного рельефа». Наоборот — это прямой рельеф развивающейся асимметричной антиклинали. При значительном развитии наклоны осевых поверхностей могут «перерастать» в согласные разрывы.

Осложнение складок разрывами. В области горообразования это явление имеет большое значение и иногда приводит к существенным изменениям морфологического выражения деформаций изгиба. Движение по поверхности сместителя может быть столь активным, что главная складчатая деформация полностью утрачивает свое рельефообразующее значение, и основные неровности определяются интенсив-

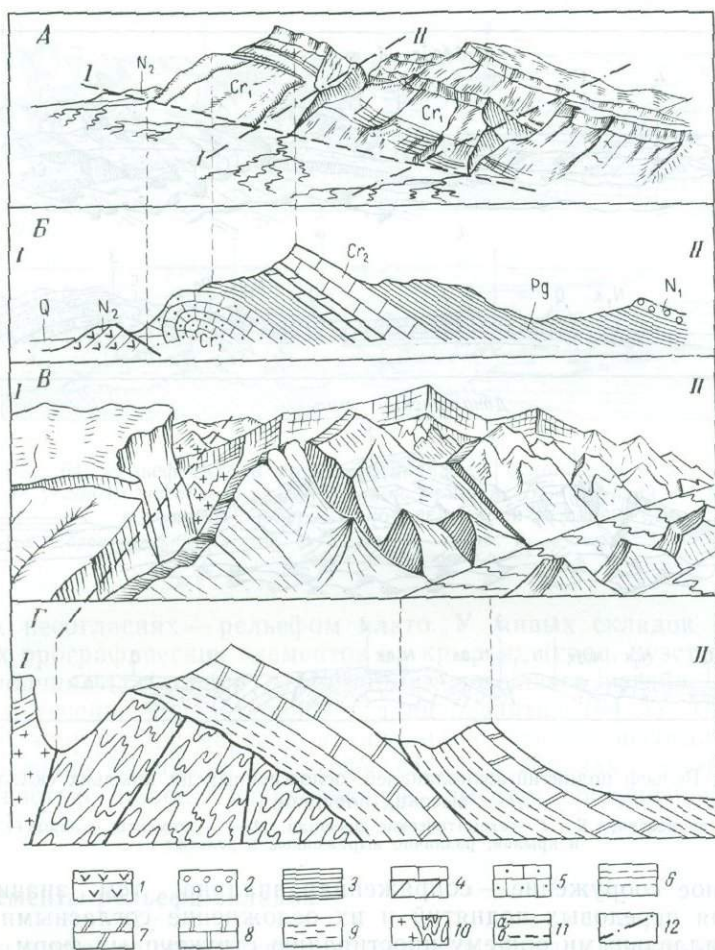


Рис. 62. Рельеф асимметричных хребтов-антиклиналей, осложненных разрывами на сопряженном склоне горного сооружения и предгорных (межгорных) впадин

А и В — зарисовки Копетдага и Юго-Западного Тянь-Шаня; Б и Г — профили. Разновозрастные породы: 1, 2 — кайнозойского орогенного комплекса; 3—9 — осадочного чехла, палеогеновые и мезозойские; 10 — фундамента, палеозойские; 11 — разрывы (а — установленные, б — предполагаемые); 12 — предполагаемые зоны дробления и повышенной трещиноватости

ностью перемещения отдельных блоков (рис. 62, А — Г). В связи с широким распространением разрывов в антиклиналях встречаются хребты-моноклинали. Они образовались в результате дальнейшего перемещения крыльев складок по надвигам. Согласно разрывы часто представлены краевыми надвигами и взбросами или их системами. Иногда устанавливаются сложные сочетания разрывных нарушений — надвигов, раздвигов, сбросов, зон дробления и трещиноватости, разработанных реками. Структурная приуроченность долин к зонам разрывов и дроб-

Длительность и неравномерность складкообразования. Эти качества присущи прерывистой складчатости. Они находят свое выражение в изменениях мощностей на протяжении конседиментационного развития, а также в перерывах осадконакопления и угловых несогласиях. При последующем — конденудационном и конэрозионном — развитии складки угловые несогласия могут быть выражены в рельефе. Часто они представляют смену грядового рельефа куэстами, а при значи-

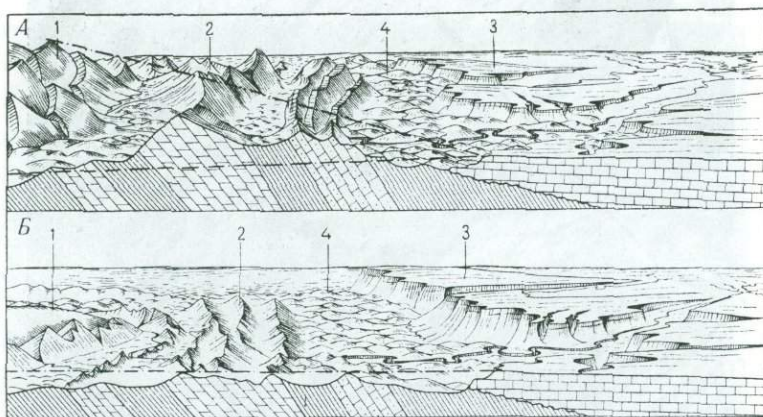


Рис. 64. Рельеф склона хребта-антиклинали, осложненного на крыле угловым несогласием: А — живой складки, Б — мертвой складки в условиях избирательной денудации ее склона

1—3 — бронированный рельеф (1 — ядра, 2 — гряды, 3 — куэсты); 4 — межгрядовые понижения

тельных несогласиях — рельефом плато. У живых складок высота отдельных орографических элементов на крыльях (гряд, куэст или плато) будет подчиняться общей деформации новейшего изгиба, образовавшегося в течение конэрозионной стадии развития (64, А). При пассивном препарировании мертвой антиклинали угловое несогласие может быть различно выражено в рельефе, главным образом в соответствии с устойчивостью пород, определяющей высоту орографической формы (64, Б).

Элементы рельефа складок

При изучении денудационного рельефа складок одной из основных задач является выделение форм: 1) обусловленных пассивным препарированием отдельных элементов тектонических деформаций и 2) созданных в процессе нивелирования растущего новейшего поднятия. Эта задача недостаточно освещена в геоморфологической литературе и поэтому заслуживает специального рассмотрения.

Формы, обусловленные избирательной денудацией. К формам денудационного рельефа складчатых деформаций относятся бронированные поверхности пластов, слагающих ядра складок — своды или вогнутые плато, а также их крылья — гряды, куэсты и межгрядовые понижения.

Бронированные ядра наиболее хорошо выражены в рельефе антиклиналей, сложенных устойчивыми породами (доломитами, известняками и т. п., рис. 65). Процессы плоскостной денудации препарируют ядро по поверхности наиболее крепкого пласта в данном денудационном срезе (1). Но даже при наиболее благоприятных условиях селективной денудации рельеф свода складки искажается эрозионными процессами. Здесь возникают эрозионные ниши (2), зарождающиеся «зубцы» пластовых треугольников (3), разделенных эмбриональными

эрозионными ложбинами притоков высокого порядка. В целом ядро расчленяется крупными понижениями — секущими долинами. Они закладываются по ослабленным зонам — системам трещин растяжения, образовавшихся или обновленных в процессе неравномерного воздымания антиклинали. Иногда ядро расчленяет долина крупной транзитной antecedентной реки. Сквозной участок может быть приурочен к от-



Рис. 65. Детали рельефа антиклинальной складки, бронированной пластами нижнемеловых пород

Цифры на рисунке: 1 и 3 — бронированные склоны присводовой антиклинали (1 — пологий, 3 — крупный); 2 — размытый свод; 4 — гряды; 5 — межгрядовые понижения на крыльях

рицательной ундуляции складки или к зоне повышенной трещиноватости (рис. 65—4). Очертания ядра подчеркиваются внутренним присводовым долинообразным понижением.

Бронированные поверхности. На крыльях складок твердые породы образуют разновысотные гряды (4), мягкие — межгрядовые понижения (5). Для геоморфологического анализа основной интерес представляют формы рельефа, образующиеся при расчленении гряд секущими долинами местных и транзитных рек. В геологической литературе они известны как пластовые треугольники и трапеции. Пер-

вые часто отражают начало пропильвания бронирующего пласта (4), вторые — представляют формы зрелой стадии его расчленения (3).

При развивающейся асимметрии наклонной складки, рельеф и высота гряд на крыльях, сложенных одними и теми же породами, будет различной. Так, грядовый рельеф (в районе периклинального замыкания Обойской антиклинали) существенно отличается — на поднимающемся и относительно погружающемся крыле складки (рис. 66). Раз-



Рис. 66. Бронированный рельеф периклинали развивающейся асимметричной антиклинали

1 — ядро; 2 — центральное межгрядовое понижение; 3 — бронированная периклинал антиклинали; 4—7 — рельеф крыльев складки (4 — межгрядовые понижения, 5, 6 и 7 — гряды на опущенном и поднятом крыльях). I и II — региональные врезы секущих рек

личная высота гряд и их морфология особенно отчетливо видна при прослеживании по простиранию бронирующего пласта, ближайшего к ядру складки (5). На относительно погружающемся крыле этот же пласт формирует в рельефе крыла антиклинали низкие, значительно расчлененные, пластовые треугольники (6), и только на периклинали они становятся более отчетливо выраженными. В пределах активно воздымающегося крыла бронирующие породы (известняки) разбиты на множество пластовых трапеций и треугольников секущими и сквозными долинами. Выделяются два региональных вреза речек и ручьев (I и II). Они отражают два наиболее отчетливо выраженных этапа воздымания антиклинали. Таким образом бронированный рельеф позволяет уточнить внутреннее строение складчатой деформации: морфологию ядра и крыльев, характер ундуляций шарнира и замыкания складок. Бронированные формы настолько ярко выражены в рельефе, что в течение многих лет исследователи даже не пытались в подобных литолого-стратиграфических условиях анализировать новейшее развитие складок, приписывая все неровности рельефа селективному характеру денудации. Однако, несмотря на выразительность бронированных форм

складчатых деформаций, при активном новейшем развитии эти статические (литолого-структурные) факторы подчиняются динамическим.

Формы, созданные в процессе выравнивания растущих антиклиналей и отмирающих синклиналей. В зависимости от глубины денудационного среза данного участка при постоянном тектоническом режиме характер рельефа складок может изменяться. Поэтому отдельно взятые литолого-структурные факторы не отражают новейшего развития складчатых деформаций.

Для выяснения характера геоморфологического оформления антиклиналей и синклиналей (направленности и скорости этого процесса)

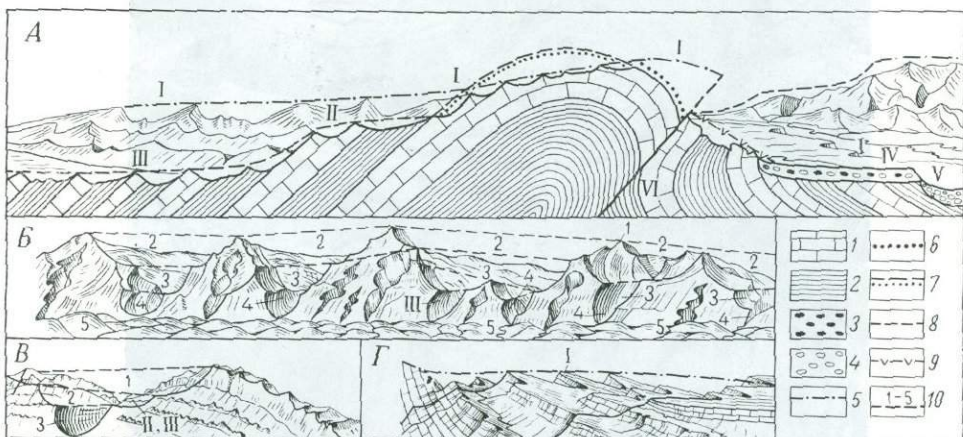


Рис. 67. Схемы основных элементов эрозивно-денудационного рельефа антиклинальной складки

1 — устойчивые породы, образующие бронированные своды и поверхности гряд; 2 — мягкие породы, соответствующие межгрядовым понижениям; 3 и 4 — песчано-галечниковые плиоцен-четвертичные отложения на поверхности подгорной равнины и террас; 5 — полого изогнутая орогенная эрозивно-денудационная поверхность, сохранившаяся фрагментарно; соответствует началу становления складки в рельефе; 6 — участок бронированной поверхности; 7 — реконструкция бронированного пласта в эродированной части свода складки; 8 — реконструкция эрозивно-денудационных ступеней, осложняющих крылья складки (II—V); 9 — эрозивно-денудационный склон, по возрасту нерасчетленный; 10 — региональные врезы на склонах сквозных долин (1—5)

необходимо выделять такие элементы рельефа складок, которые позволяли бы сопоставить различные части сопряженных деформаций в возрастном отношении (рис. 67, А—Г). К таким формам относятся поверхности выравнивания (А, I) и региональные эрозивно-денудационные врезы (А, II—IV). Данные формы в значительной степени отвечают упомянутым требованиям, так как даже относительный возраст этих элементов позволяет выяснить последовательность становления в рельефе новейших складчатых деформаций.

Наиболее древним элементом складки-поднятия является критическая денудационная поверхность выравнивания. Она срезает наиболее активно воздымавшуюся часть складки (А, I) и в основном формируется в конце конденудационного развития антиклинали, т. е. в условиях малых значений положительных вертикальных движений, когда воздымание полностью компенсируется процессами плоскостной денудации. В рельефе критическая поверхность примерно соответствует водоразделу новейшей возвышенности (А, I). Изгиб пород, слагающих складку, всегда больше изгиба денудационной поверхности. Эта разница пропорциональна длительности конденудационного роста складки. Поэтому согласные и подобные или близкие деформации (изгиба пород и орогенной денудационной поверхности) встречаются довольно редко — только у молодых возвышенностей. Последние еще не испытали повторного частичного или полного выравнивания при

временном уменьшении воздымания антиклинали. Поэтому в более древних породах согласные соотношения не встречаются.

При развитии наклона осевой поверхности складки критическая поверхность (обычно водораздел) в большей или меньшей степени не совпадает со сводом и перемещается на воздымающееся крыло по мере развития асимметрии антиклинали. Несоответствие изгиба орогенной денудационной поверхности и пород, слагающих складку, может возникнуть при смещении свода антиклинали в процессе ее развития. В качестве примера подобных соотношений можно привести некоторые конседиментационные складки в Ферганской депрессии (складки в нижнем течении Соха и Исфары, Донгуз-адыр в Ферганской депрессии и др.).

Антиклинали, образующие возвышенности с несогласным характером изгиба слоев и критической денудационной поверхности, более типичны для областей горообразования. Подавляющее большинство этих складок в стадии конэрозионного развития характеризуется преобладанием вертикальных движений. В общем случае могут быть выделены геоморфологические типы складок: а) с согласной деформацией свода и водораздельной поверхности, характерные для молодых — первичных поднятий, и б) с несогласной деформацией, особенно часто развивающиеся у поднятий, неоднократно испытывавших динамическое выравнивание.

Большое значение для изучения денудационного рельефа складчатых структурных форм имеет процесс последующего конэрозионного развития и линейная денудация свода, а также крыльев воздымающихся складок.

Последовательное расширение области, охваченной поднятием, приводит к вовлечению новых участков — подгорных равнин — в процесс становления складки-возвышенности. При значительной неравномерности воздымания на ее крыльях — склонах развивающегося поднятия — формируется ступенчатый эрозионно-денудационный рельеф (А, II, III, IV и V). Он образуется в фазу полного или частичного обособления антиклинали в виде орографического поднятия — гряды и хребта, а также на сопряженном склоне впадины-синклинали в процессе ее отмирания. Этот процесс сопровождается линейной денудацией — расчленением поверхностей поднимающихся подгорных равнин долинами местных и транзитных рек.

Характер расчленения живых и мертвых складок существенно различается. «Рисунок» долин отражает развитие местного водораздела и перекосы, возникающие в процессе воздымания антиклиналей.

Детали строения гряд и куэст определяются системами долин — транзитных и локальных. Как правило, они разработаны по выходам мягких пород, а также по ослабленным зонам разрывов, дробления или повышенной трещиноватости (рис. 68). Среди транзитных долин выделяются сквозные и продольные — внешние или краевые, т. е. обрамляющие складки-возвышенности (А, Б и В). Большим разнообразием характеризуются локальные долины: секущие и продольные — межгрядовые (Б, В и Г). Секущие-сквозные долины по времени заложения подразделяются на antecedentные и эпигенетические. Среди последних (в условиях орогенных областей) возникает необходимость выделения особого типа локальных сквозных долин. Они возникли в течение конэрозионного развития складок и причинно связаны с местными изменениями наклонов в отличие от транзитных эпигенетических сквозных долин, секущих тектонические деформации, в соответствии с общими наклонами земной поверхности.

Транзитные сквозные долины относительно прямолинейны и секут зоны куэст, гряд и ядро складки по направлениям, структурно-обусловленным (А, В, Г). Локальные секущие долины только частично прорезают крылья складки или одно из крыльев и ядро

(А, Б, Г). Это наиболее многочисленные долины — они расчлениют гряды на ряд возвышенностей — пластовых треугольников и трапеций (Е).

Локальные продольные долины закладываются в устойчивых породах, образующих в рельефе понижения; они являются согласными элементами по отношению к простиранию бронированных пластов, т. е. межгрядовыми (Б и Г). Современные реки часто используют отдельные участки продольных и сквозных долин, образуя составные долины (Г).

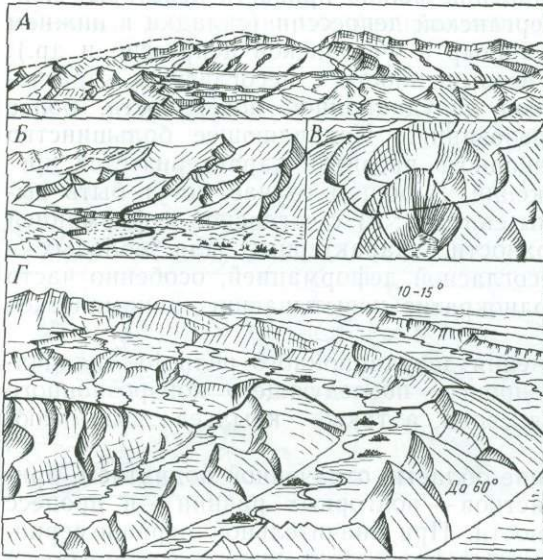


Рис. 68. Формы, обусловленные ростом складки (врезы рек) и литолого-структурными условиями (бронированные поверхности, межгрядовые понижения)

А — общий характер расчленения антиклиналь, Б, В и Г — детали строения долин (Б — продольных, В — сквозных, Г — составные долины в районе периклинального замыкания складки)

Неравномерность воздымания в сочетании со скоростью определяет этапы формирования долин, внешне выраженных в виде систем врезов, осложняющих их склоны. Выделяются региональные и цикловые врезы. Региональные врезы включают цикловые врезы, денудационные формы высоких порядков, отвечающие в области аккумуляции одному (террасовому) циклу осадконакопления. Образование долин происходит в сочетании с формированием эрозионно-денудационных врезов (Б, 2, 3, 4 и 5). Чем древнее возвышенность, тем древнее долины ее расчленяющие и врезы. Эти формы отражают характер вертикального расчленения поднятия — чередование периодов усиления и временного ослабления или даже прекращения роста возвышенности-складки. Поэтому в условиях устойчивой и длительной денудации рельеф крыльев складок представляет сочетание форм различного генезиса: эрозионно-денудационных ступеней, долин и региональных врезов с образованием бронированных поверхностей, пластовых трапеций и треугольников (см. рис. 67 и 68).

Сохранение в рельефе ступеней на склонах возвышенностей — складок и врезов, вложенных друг в друга в долинах рек, предопределено неравномерностью роста новейших поднятий в сочетании с консервативностью денудации и значительным отставанием выравнивания от рельефообразующего воздействия тектонических движений.

Морфология эрозионно-денудационных ступеней и врезов, ширина площадок — фрагментов днищ, а также высота вышерасположенного склона косвенно отражают индивидуальный характер воздымания складок. Изгибы, перекосы и разрывы, осложняющие эти ступени, определяются особенностями новейшего развития отдельных структурных элементов складчатой деформации. Поверхности эрозионно-денудационных ступеней разновозрастны; каждая из них вырабатывалась к базису общей денудации антиклинали-возвышенности в данный этап воздымания структурной формы и представляла местный базис эрозии для рек, ее расчленявших.

При реконструкции всех вышеописанных форм рельефа необходимо отвлечься от избирательного характера денудации. Положение аппроксимирующей поверхности помогает восстановить обобщенные очертания и высотное положение даже сильно расчлененной критической денудационной поверхности, а также эрозионно-денудационных врезов и ступеней.

Если антиклиналь в процессе воздымания осложняется разрывом или системой разрывов, то в этом случае гипсометрическое положение разновозрастных эрозионно-денудационных поверхностей на противоположных склонах складки может существенно различаться. Затруднения в их сопоставлении вызывает также их плохая сохранность — вплоть до полного уничтожения на участках активно развивающегося разрывного нарушения (А, VI). Здесь часто могут возникать достаточно крутые, нерастеррасированные эрозионно-денудационные склоны, тектонически обусловленные.

Можно выделить следующие типичные элементы рельефа (см. рис. 67):

1. Критическая денудационная поверхность выравнивания — орогенная или более древняя (А, I). В рельефе она часто соответствует водоразделу возвышенности. Сформировалась в течение конденудационного развития антиклинали и время ее становления в виде водораздела отвечает началу конэрозионного развития складки.

2. Эрозионно-денудационные ступени на склонах возвышенности — крыльях складки — преимущественно орогенные. Они отражают неравномерность воздымания складки и соответствуют региональным врезам транзитных рек (А, II, III, IV и V).

3. Эрозионные долины и врезы (региональные и цикловые) транзитных и местных рек (Б, 2, 3, 4 и 5) преимущественно орогенные. Дно врезов сопрягается с поверхностью ступеней, представляя разновозрастную единую систему денудационных форм, возникших при изменении скорости или временного прекращения воздымания складки.

Таким образом, при неравномерном росте складок в рельефе формируется сопряженный в своем развитии комплекс форм — ступеней и врезов. Он отражает реакцию нивелирующих экзогенных процессов на локальное изменение наклонов земной поверхности в пределах растущей складки. Выделение и корреляция этих разновозрастных форм производится с помощью возрастных геоморфологических карт и комплексных геолого-геоморфологических профилей. Сопоставление полученных новых данных позволяет проследить процесс «роста» складок в течение конэрозионного развития. Эта методика исследования была в значительной степени использована при составлении комплексных геоморфологических, палеогеографических и неотектонических карт Таджикистана, Киргизии и других регионов.

УСЛОВИЯ ОБЩИХ ПОГРУЖЕНИЙ, СМЕНИВШИХСЯ ПОДНЯТИЯМИ

В данном разделе рассматривается ряд косвенных признаков, сопровождающих геоморфологический процесс оформления складчатой деформации в рельефе. В условиях общего компенсированного прогибания морфологическая выраженность свойственна только частным поднятиям — положительным структурным формам. Поэтому главное внимание уделяется рельефу, возникающему в результате развития антиклиналей и воздымающихся сопряженных склонов синклиналей.

В процессе геоморфологического развития положительной структурной формы в области абсолютного прогибания и аккумуляции новейшее поднятие постепенно освобождается из-под покрова рыхлых отложений. В процессе конэрозионного воздымания антиклиналь развивается в существенно различных условиях: полного обнажения, про-

свечивания и «закрытого» развития. Эти условия отвечают трем типичным денудационным срезам, которые развиты в соответствии со степенью денудации складки. В плане эти денудационные срезы располагаются в виде зон, концентрически относительно центра общего поднятия.

Горизонтальное расчленение складок

Характер морфологического выражения и расчленения складки со временем изменяется, но особенно отличается в начале конэрозионного развития — под покровом четвертичных отложений и в конце — в условиях полного обнажения. Ниже приводится краткая характеристика признаков развития складчатой деформации в рельефе при различной глубине денудационного среза.

Условия полного обнажения. В конце фазы морфологического обособления в центре поднятия-антиклинали благодаря полному удалению рыхлых пород орогенной формации возникает рисунок гидрографической сети, состоящий из внутренних продольных и сквозных долин, сложно сочетающихся между собой (рис. 69, А и Г). Но и в этом случае развивающаяся антиклиналь обрамлена зонами «просвечивания» и закрытых пространств (А, I и II).

У подножия хребта-антиклинали располагаются наиболее молодые области денудации в виде низких обширных ступеней разновозрастных, аллювиально-фанлювиальных подгорных равнин, различно расчлененных (А, I).

В нижней — пьедестальной — части склона (А, II) развивается множество секущих долин, а в основании (при быстром процессе воздымания) часто возникает система внешних продольных долин (А, I), которая оконтуривает складку, ограничивая зону просвечивания (II) от зоны закрытых пространств (I).

В верхней части склона — на крыльях антиклинали в зоне полного обнажения притоки высокого порядка разрабатывают продольные межгрядовые долины, расположение которых строго предопределено литолого-структурным фактором (А, 2). Заложение сквозных (А, 3) и составных (А, 4) долин в основном обусловлено новейшими наклонными поверхностями, которые образовались в процессе «роста» антиклинали в рельефе.

В отличие от мертвой структурной формы, однообразно повсеместно расчлененной сквозными долинами преимущественно транзитных рек, в живой — растущей антиклинали в начале конэрозионного развития наблюдается формирование местного водораздела и множества сквозных и составных долин (А, 3 и 2). При этом общий рисунок расчленения в пределах растущего поднятия в плане сохраняет радиально-лучистый характер относительно местного (возникшего) водораздела. Морфологическая выразительность последнего обычно прямо пропорциональна скорости воздымания. Одним из признаков роста складки-поднятия является яркое выражение местного зонального рельефа. Он располагается в виде концентрических зон (полного обнажения, просвечивания и закрытой) вокруг центра новейшего поднятия.

Местная зональность у прямых складок бывает правильно концентрической (Б), а у наклонных — неправильно концентрической, с полным развитием зон на более активно воздымающемся крыле и сокращенным — на относительно опущенном (В). Еще большая асимметрия, искажение и выпадение одной или нескольких зон устанавливается при осложнении воздымающейся складки живым разрывом (Г).

Условия просвечивания. Во впадинах горных стран антиклинали, развивавшиеся длительное время конседиментационно, начали оформ-

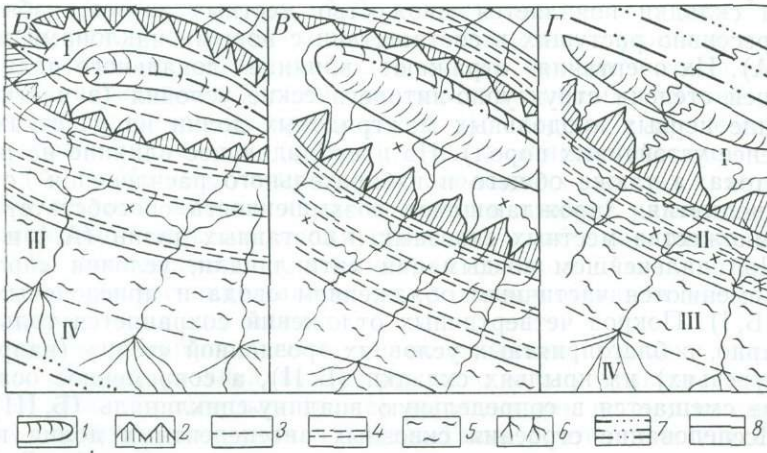


Рис. 69. Схемы зонально построенного рельефа растущей антиклинали
 А — детали строения местных зон и долин; Б, В и Г — особенности строения зонального рельефа на сопряженном склоне развивающихся складок в условиях: Б — прямой антиклинали, В — асимметричной, Г — асимметричной, осложненной разрывом. 1 — бронированное ядро антиклинали; 2 — бронированные гряды; 3 — межгрядовые понижения; 4—5 — предгорье (4 — высокое, 5 — низкое); 6—7 — подгорные равнины, различно расчлененные (6 — значительно, 7 — умеренно и слабо); 8 — разрывы. 1—IV — зоны: I — горная, II и III — предгорные, IV — равнинная

ляться в виде возвышенностей, преимущественно в плейстоцене. Поэтому складки в начале морфологического обособления как бы «просвечивали» сквозь покров плиоцен-четвертичных моласс (рис. 70, А и Б). В этих условиях (А) возникает местное изменение деятельности транзитных рек благодаря локальному врезанию на участках растущего поднятия. Иногда становление складки вызывает подпруживание поверхностного стока. Особенно отчетливо эти изменения наблюдаются в речках высокого порядка и ручьях. Помимо врезанных долин транзитных рек к началу условий «просвечивания» на участке развиваю-

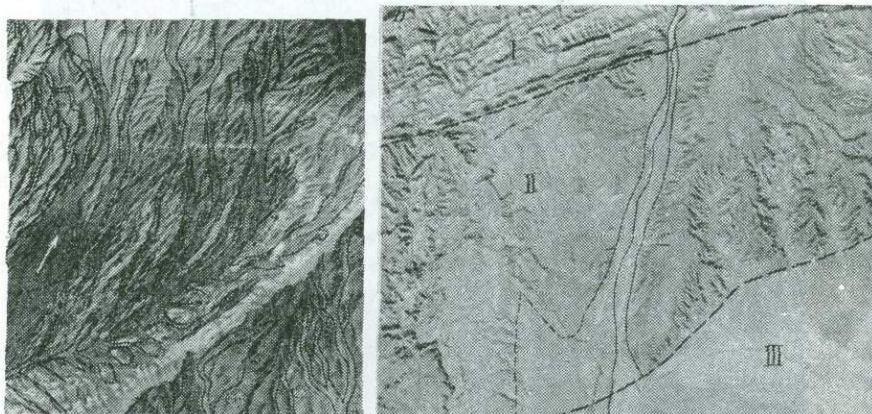


Рис. 70. Характер расчленения антиклинальных складок в стадию морфологического обособления

А — условия «просвечивания», Б — частичного обнажения (I) и миграции областей разгрузки и аккумуляции в процессе расширения поднятия — антиклинали (II и III)

щейся складки появляется множество местных врезов, избирательно и регрессивно растущих в соответствии с новыми наклонами поверхности (А). Их очертания отражают влияние локального поднятия и в меньшей степени структурно-литологические условия (в частности, заложение первых продольных межгрядовых долин на участках выхода наименее устойчивых пород). Но преобладающее влияние на направление стока, а также общего и избирательного расчленения оказывает рост поднятия. Зарождающаяся возвышенность способствует заложению множества местных сквозных и составных долин (А, I и 2).

При дальнейшем воздымании антиклинали, условия «просвечивания» сменяются частичным обнажением свода и присводовых участков (Б, I). Покров четвертичных отложений сохраняется только фрагментарно, в благоприятных условиях эрозионной «тени» (например, на междуречьях) на крыльях складки (Б, II), а современное осадконакопление смещается в сопредельную впадину-синклинали (Б, III).

Исследование строения сквозных antecedентных долин позволяет проследить неравномерность роста антиклинали в рельефе. В большинстве случаев в конце расчленения закрытой складки и в начале ее «просвечивания» — вертикальные движения еще незначительны. Поэтому реки довольно легко преодолевают зарождающееся поднятие, разрабатывая широкую, но неглубокую сквозную долину. При повышении скорости воздымания врезание реки сопровождается сокращением долины. Этот процесс может усложняться миграцией реки в направлении меньшего воздымания — к периклинали антиклинали. Последующее быстрое ускорение воздымания может привести к фиксации меандрирующего русла реки в ущелистой долине (рис. 71, А и Б).

В начале морфологического обособления антиклинали в виде возвышенности развивается ступенчатый рельеф (Б, I—III), обусловленный сочетанием денудации и роста поднятия. При снижении скорости воздымания и динамическом выравнивании, или после прекращения роста антиклинали характер расчленения сохраняется в течение некоторого времени. Это происходит до тех пор, пока антиклиналь существует как возвышенность. В связи с прекращением образования локальных уклонов, обусловленных индивидуальным ростом данной структурной формы, на участке «мертвой», неразвивающейся, складки постепенно уничтожается местный водораздел гряды-антиклинали. Это приводит к отмиранию местного стока рек с уклоном русла, обратным по отношению к общему наклону местности. Поэтому рисунок гидросети в районе неразвивающейся складки со временем становится весьма близким к общему очертанию долин вне данной структурной формы.

Исследование горизонтального и вертикального расчленения позволяет установить некоторую последовательность эрозионного расчленения развивающихся складок. Обособление антиклинали в виде возвышенности приводит к формированию локального водораздела на участке наибольшего воздымания. В асимметричных антиклиналях водораздел возвышенности не соответствует оси складки (А, 1, 2). На склонах — крыльях антиклинали — разрабатываются новые долины рек (А, 3—5). «Старые» реки (А, 6—8) сохраняются преимущественно на периклиналях воздымающейся складки. Миграция рек происходит от больших наклонов поверхности к меньшим. Следы этого явления часто встречаются в виде покинутых русел и долин, асимметричных в поперечном сечении. Закрепление нового положения вреза реки часто сопровождается ее изгибом (в плане), который подчеркивает очертания поднятия-антиклинали (А, 7). Последующее локальное врезание мигрировавшей реки определяется литолого-структурными условиями, а время закрепления — соотношением интенсивности эрозионной деятельности и скорости воздымания. Новые наклоны земной поверхности вызывают преобразование гидрографической сети. Несовпадение нового водораздела (А, 1) и древнего (А, 2) возникает в связи с избирательным врезанием рек в направлении более значительных уклонов местности. Соответственно благоприятными для эрозии являются согласные склоны хребтов-антиклиналей, т. е. совпадающие с общими уклонами. Здесь образуются значительные врезы (А, 3, 4), которые в процессе регрессивной эрозии постепенно превращаются в эпигенетические сквозные долины (А, 6). На несогласных противоположных склонах хребтов-антиклиналей секущие долины характеризуются слабым развитием (А, 5). Это положение справедливо для прямых и слабо наклонных антиклиналей. При развивающейся асимметрии складок благоприятные местные условия расчленения зависят от сложных сочетаний местных и общих наклонов склонов впадин.

В процессе морфологического обособления складки некоторые сквозные долины развивались регрессивно и в результате перехватывали бассейны питания или (реже) верховья рек на противоположных склонах поднятия-антиклинали (А, 6). Такие эпигенетические сквозные долины в дальнейшем углублялись параллельно с воздыманием хребта или гряды, иногда на протяжении всего четвертичного периода. По условиям эрозии и морфологии сквозного участка они представляли промежуточный тип развития между antecedentными и эпигенетическими. Поэтому среди сквозных эпигенетических долин необходимо выделять две возрастные разновидности: 1) юные эпигенетические долины возникли в конце конэрозионного развития складки (главным образом в голоцене и позднем плейстоцене), т. е. после основной перестройки гидрографической сети на участке поднятия и, в частности, после перехвата верховьев рек и бассейнов питания в процессе регрессивной эро-

зии; 2) зрелые эпигенетические долины образовались в процессе конэрозионного развития (преимущественно в раннем плейстоцене), длительно «преодолевая» рост складки в виде возвышенности.

Только при медленном, постепенном воздымании антиклинали могут сохраняться наиболее древние antecedентные долины транзитных рек. Большинство из них испытывает различное смещение и искажение очертаний в процессе становления антиклинали в рельефе (А, 7;

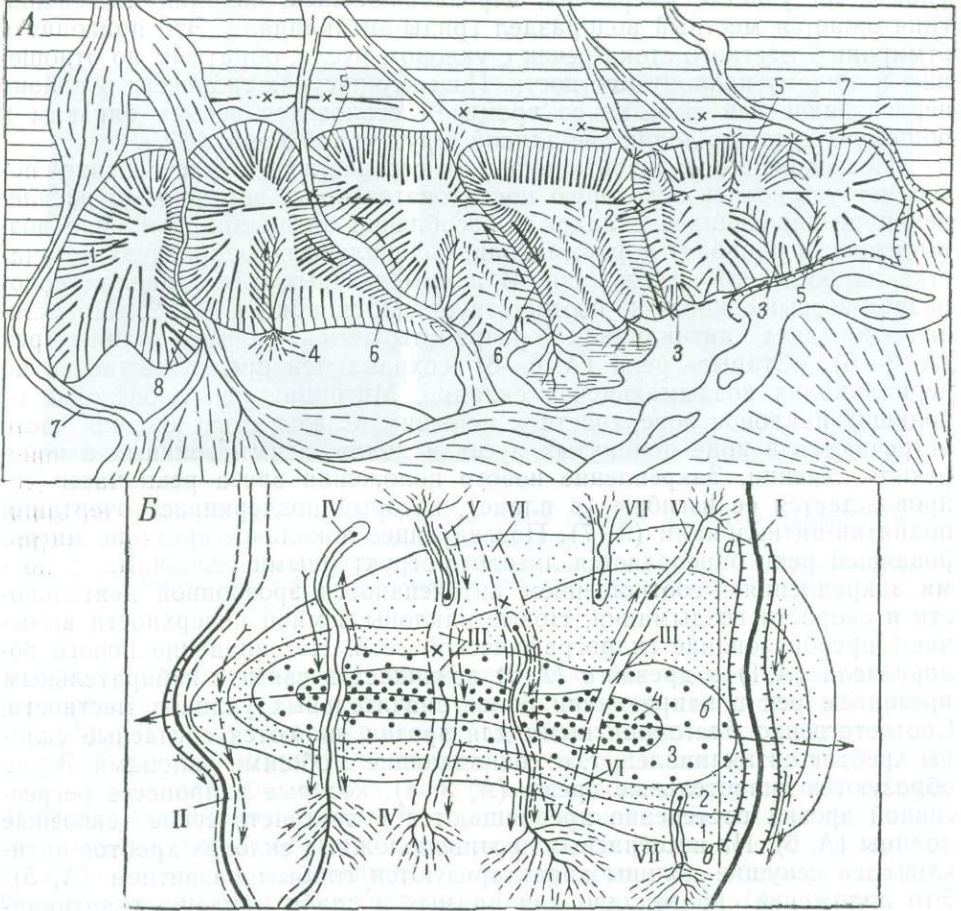


Рис. 71. Характер конэрозионного развития гряды-антиклинали

А — общий вид одной из внутридепрессийных складок Ферганской межгорной впадины; Б — схема главнейших типов долин, расчленяющих растущее поднятие

А: 1 — водоразделы гряды — антиклинали; 2 — перевалы; 3 и 5 — молодые долины рек, наследующие древние русла на различных склонах (3 — согласных, 5 — несогласных); 4 — новые долины ручьев; 6 — эпигенетические сквозные долины; 7—8 — antecedентные долины (7 — мигрировавшие, с изогнутым руслом; 8 — закрепленные, с устьистым врезом). Б: I—VII — различные типы долин. 1—4 — стадии воздымания складки

Б, II и III) и лишь изредка положение antecedентной долины остается неизменным (А, 8; Б, I). При быстром воздымании и увеличении скорости вертикальных движений активность расчленения повышается только до определенного предела — критической скорости эрозии. Превышение этих значений в центре поднятия приводит к отмиранию сквозных долин (А, 6; Б, III).

Часто даже высокие хребты-антиклинали расчленены глубокими сквозными эпигенетическими речными долинами. Благоприятным фактором для их развития являются ослабленные зоны: разрывы «живые» и в меньшей степени — мертвые, а также участки дробления пород и

повышенной трещиноватости. Такие структурно обусловленные сквозные долины могут развиваться даже в центральной части активно воздымающихся антиклиналей.

Одной из причин, способствующих развитию сквозных долин, является неравномерность скорости воздымания складок. Поэтому часто новые эпигенетические врезы в процессе конэрозионного становления антиклинали в значительной мере наследуют долины древних рек, отмерших в периоды превышения тектоническими движениями критической скорости эрозии древней реки (Б, IV, V и др.). Это явление повторного развития долины с новым направлением стока отражает сложность соотношений скоростей воздымания с максимальной (возможной) скоростью эрозии. В связи с низким пределом критических значений эрозии в период морфологического становления складок реки могли неоднократно отмирать.

Асимметрия (изменение наклонов осевой поверхности), осложнение складки разрывами и другие явления, косвенно отражаются в строении речных долин, особенно местных, маленьких речек и ручьев. Поэтому при исследовании морфологического обособления складок необходимо выяснение последовательности образования эрозионных форм. Сопоставление одновозрастных террас и региональных эрозионно-денудационных врезов в сквозных долинах рек позволяет установить перекосы днищ долин (в процессе воздымания складки), изгибы и другие местные искажения, обусловленные особенностями развития новейших деформаций.

Следует отметить, что близкие явления имеют место при развитии — воздымании сводово-глыбовых и глыбовых структурных форм. В большинстве случаев при расчленении конэрозионно развивающегося поднятия-возвышенности образуются речные долины различного типа (Б, I—VII). На погружении выделяются antecedентные долины с прямым и изогнутым руслом (Б, I и II). Для них характерно локальное увеличение глубины вреза на участке пересечения рекой воздымающейся структурной формы. В центральной части располагаются изогнутые днища отмерших долин (Б, III). Последние на отдельных участках повторно используются регрессивной эрозией. В этом случае мертвые долины вновь пропиливаются и возникают сквозные участки, но уже новых — эпигенетических долин. Сток по этим долинам может совпадать с древним (Б, IV) или быть противоположным (Б, V). Участки, подвергшиеся повторному расчленению, представляют мертвые долины, поднятые на различную высоту сквозные понижения (Б, VI). Рост возвышенности-антиклинали вызывает общую активизацию процессов расчленения и образование новых эрозионных врезов (Б, VII).

Таким образом, анализ данных горизонтального расчленения локального поднятия дает ряд ценных сведений о характере его новейшего развития в рельефе.

Вертикальное расчленение складок

Интенсивность и неравномерность воздымания в условиях докритических и близких к критическим скоростей находит свое прямое отражение в изменении глубины и ширины эрозионных врезов в пределах развивающейся антиклинали или другого типа поднятия. В начале морфологического обособления антиклинали конэрозионный рост складки бывает весьма медленный и даже небольшие речки и ручьи продолжают существовать, лишь незначительно углубляя русло на участке развивающегося поднятия (рис. 72, А, I). Эти условия отвечают развитию antecedентных долин как на погружении, так и в центральной части поднятия ($D_k^{er} \geq T$). Постепенное нарастание скорости роста возвышенности способствует широкому распространению процессов мигра-

ции рек в сторону меньшего воздымания (А, показано стрелкой). Формированию ущелистых врезов в пределах свода поднятия (А, II) соответствуют значительные скорости воздымания, достигающие критических значений ($D_k^{er} = T$). При дальнейшем повышении скорости миграция рек сменяется их закреплением в быстро углубляющихся долинах. Сокращение ширины этих долин пропорционально увеличению скорости роста структурной формы (А, III и IV). Превышение скорости воздымания над максимальной интенсивностью эрозии ($D_k^{er} \leq T$) приводит к

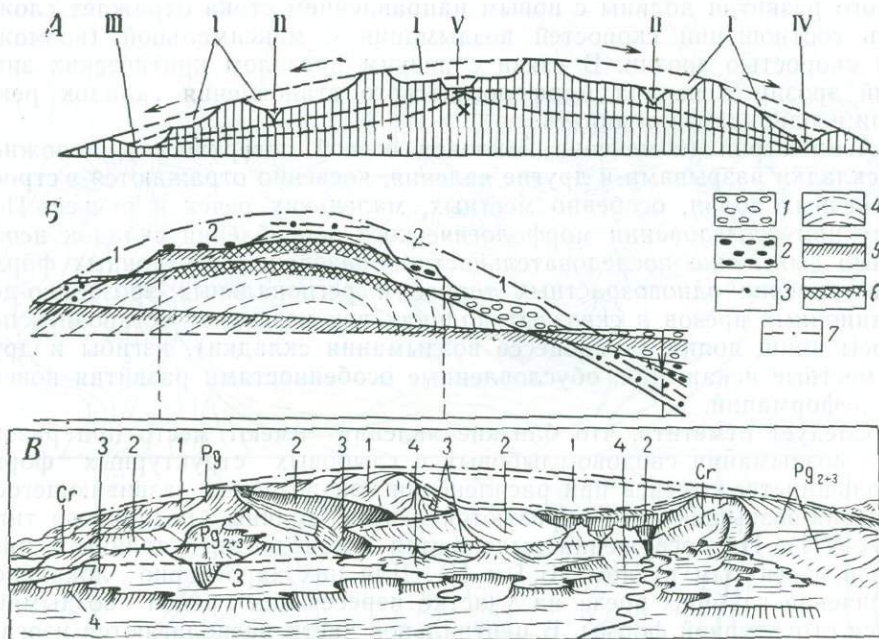


Рис. 72. Схемы вертикального расчленения конэрозионно развивающегося поднятия.

А — врезы при различной скорости воздымания; Б — одновозрастные эрозионные и эрозионно-аккумулятивные врезы в различных структурных условиях (профиль по линии а-б-в рис. 71, Б); В — расчленение кулисообразно расположенных периклиналей складок Келиф-Ширабадской гряды в Таджикской депрессии (зарисовка). Последовательность расчленения (относительный возраст врезов) показана цифрами.

Четвертичные отложения: 1-3 — на поверхности террас (1 — современные и позднелайстоценовые; 2 — средне- и 3 — раннелайстоценовые на водоразделе и погребенные); 4 — дочетвертичные породы; 5 — русло сквозной реки; 6 — уровни террас; 7 — обобщенные очертания возвышенности-антиклинали

отмиранию большинства рек в центральной части развивающегося поднятия (А, V). Поэтому в условиях значительного преобладания воздымания над скоростью эрозии в рельефе возникает хребет или гряда, слабо расчлененные висячими сквозными древними долинообразными понижениями.

Можно указать на ряд геоморфологических соотношений между одновозрастными эрозионными, аккумулятивными и переходящими в погребенное состояние формами рельефа, т. е. с коррелятивными отложениями (рис. 72, Б, В). В наиболее благоприятных условиях консервации отложений на своде и склонах складки можно непосредственно проследить деформацию изгиба толщи в центре поднятия и ее полное или частичное погружение на склонах. Характерные соотношения устанавливаются при корреляции эрозионных террас с одновозрастными отложениями в условиях перекосов складки (Б, 1 и 2). Более сложные геоморфологические соотношения возникают при расчленении реками системы складок, осложненных живыми разрывами в области их погружения. Так, например, при заложении долины на участке кулисо-

образного сочленения антиклиналей-возвышенностей (В) разновозрастные врезы и коррелятивные толщи расположены на различных уровнях денудации. Реконструкция долины Ширабадарьи по положению древних врезов и коррелятивных галечников позволила установить время становления в рельефе периклиналей складок в пределах этой антиклинальной зоны. Оно соответствовало формированию единой обширной и неглубокой долины (В, 1) и отложению раннеплейстоценовой тол-

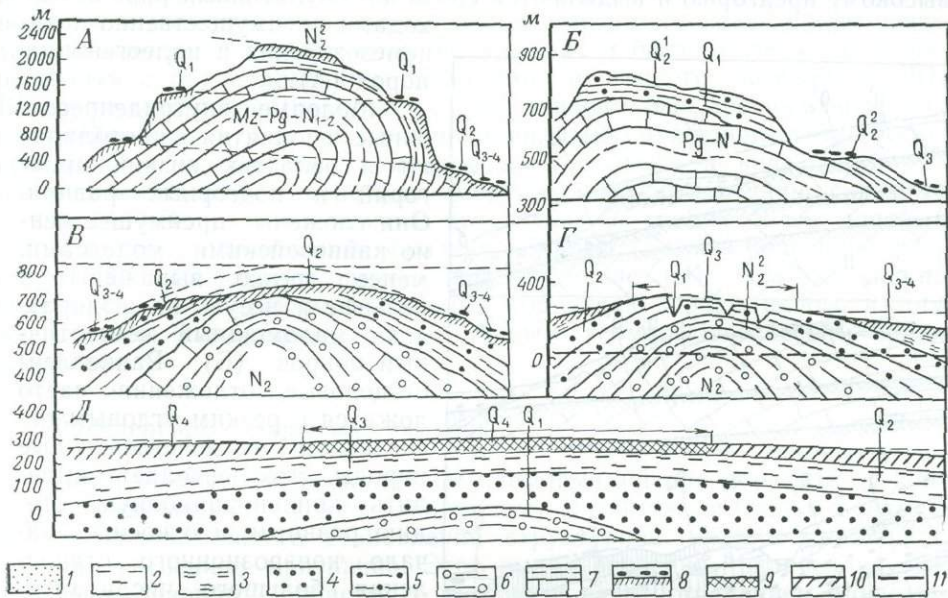


Рис. 73. Геоморфологические типы разновозрастных внутридепрессионных поднятий, различно выраженных в рельефе

А—В — конэрозийные поднятия-возвышенности [А — эрозионно-денудационная возвышенность; Б и В — эрозионно-аккумулятивные возвышенности (В — с погребенным цоколем); Г и Д — аккумулятивные возвышенности (Г — слабо выраженная возвышенность с конэрозийным развитием в центре поднятия, Д — зарождающаяся возвышенность с завершенным конденсационным развитием в центре поднятия и возникающим конэрозийным)]. 1—5 — разновозрастные четвертичные отложения, коррелятивные этапу морфологического обособления структурной формы; 6 и 7 — породы, дислоцированные до начала становления поднятия в рельефе; 8 — разновозрастные эрозионно-аккумулятивные ступени-террасы, сформировавшиеся в период конэрозийного развития; 9 — критическая денудационная поверхность выравнивания, соответствующая началу конэрозийного развития; 10 — поверхность выравнивания, соответствующая конденсационному развитию; 11 — фрагменты поверхностей бронированного рельефа

щи галечников. Впоследствии произошло резкое увеличение скорости воздымания, которое вызвало сокращение долины до узкого V-образного ущелья. Сужение долины происходило одновременно с отложением среднеплейстоценовых конусов выноса, поднятых и дислоцированных на крыльях складок. Рост хребтов-поднятий сопровождается отмиранием отдельных протоков, на которые дробится река (В, 2 и 3). В данном примере (и в других случаях конэрозийного развития складок) выделение разновозрастных врезов уточнялось в результате сопоставления и их последовательной увязке в сопредельных долинах*. Изучение расчленения складок помогает установить новейшие изгибы, перекосы и другие особенности внутреннего строения складок.

К современной эпохе во впадинах горной страны широко распространены процесс конэрозийного развития антиклиналей и других типов поднятий-возвышенностей и большое разнообразие соотношений между денудационными формами рельефа и коррелятивными толщами осадков в предгорьях и на склонах частных возвышенностей. Если в

* Рекомендуется сопоставление проводить от более молодых к древним врезам, выделяя только региональные наиболее характерные и хорошо сохранившиеся.

горных сооружениях значительно распространен рельеф древнего, преимущественно неогенового возраста, то в сопряженных предгорных и межгорных седиментационных депрессиях он характеризуется молодым — четвертичным возрастом вследствие более позднего морфологического становления структурных форм (рис. 73, А—Д).

Относительно древние внутридепресссионные поднятия часто бывают представлены низкогорными и среднегорными хребтами. Они тяготеют к высокому предгорью и выделяются среди аккумулятивных равнин вы-

ходами преимущественно поздне-мезозойских и палеогеновых пород (А).

Молодые внутридепресссионные поднятия преобладают в областях низких предгорий и подгорных равнин. Они сложены преимущественно кайнозойскими молассами, менее резко выражены в рельефе и несут на водоразделе маломощный четвертичный покров (Б). Раннеплейстоценовые отложения часто ложатся с резким угловым несогласием на дочетвертичные породы. Это позволяет выделить конденсационную стадию развития и относить начало конэрозсионного становления большого числа антиклиналей к среднему и позднему плейстоцену. Как показали исследования впадин Сибирской области горообразования, средний плейстоцен соответствовал активному оформлению положительных структурных форм в рельефе аккумулятивных подгорных равнин. В это время продолжалось дальнейшее расширение поднятий, возникших еще в конце плиоцена.

Наиболее молодые поднятия, оформление которых

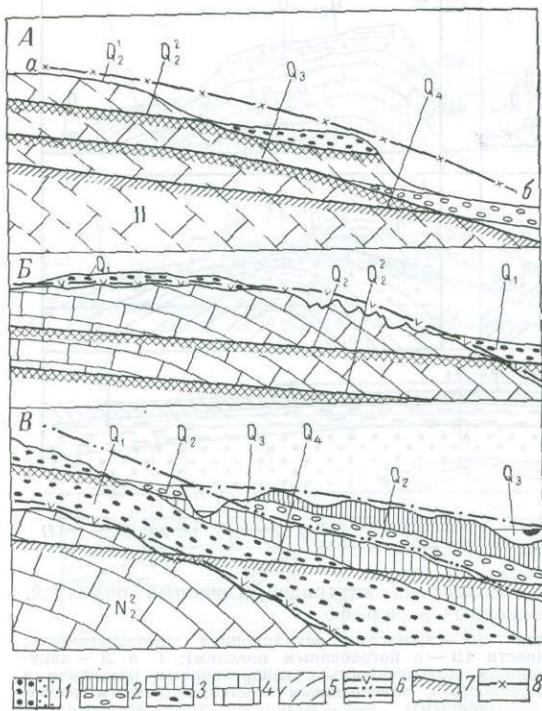


Рис. 74. Корреляционные схемы террас сквозных долин и одновозрастных отложений, расположенных на склонах хребта-антиклинали А, Б, В — детали строения склонов основных геоморфологических типов возвышенностей-антиклиналей. 1—3 — разновозрастные толщи моласс на поверхности террас и слагающие крылья складки; 4 — дочетвертичные отложения; 5 — характер залегания пластов; 6 — различные сопоставительные линии; 7 — разновозрастные эрозионные уровни; 8 — обобщенные очертания возвышенности, тектонически обусловленной

началось в позднем плейстоцене и в голоцене, как правило, морфологически слабо выражены или не выражены (Г и Д). Они тяготеют к центральным районам горных впадин и представлены аккумулятивными формами. Расчленение аккумулятивного покрова на склонах развивающихся внутридепресссионных поднятий вызывает большие трудности в связи с однообразным обликом немых толщ моласс и молассовидных отложений. Поэтому при выявлении основных этапов расчленения антиклиналей особое внимание необходимо уделять определению относительного возраста и генезиса речных долин и цикловых врезов.

В зависимости от степени денудации антиклинали можно выделить характерные соотношения врезов террас и коррелятивных отложений (рис. 74, А—В). Для условий полного или частичного обнажения, наступающего при значительном воздымании складки, устанавли-

вается явление «ножниц», для денудационных форм и коррелятивных толщ. Оно особенно резко выражено в древних долинах, где высоко поднятым врезам соответствуют глубоко погребенные толщи (А). При менее значительных поднятиях удается проследить переход от цоколя террасы — дна циклового вреза — к подошве коррелятивной толщи (Б). В данном случае все долины и террасы рек, пересекающие складку, являются более молодыми, последовательно вложенными в отложения, которые перекрывают свод и крылья складки. В наиболее молодых поднятиях комплекс отложений, размываемый на своде, может переходить в погребенное состояние на крыльях и быть согласно дислоцированным с более древними породами орогенного комплекса (В). В зоне высокого предгорья, на склонах относительно древних поднятий, отложения транзитных рек вложены в виде аккумулятивных толщ в дно врезов. Они сохранились в современном рельефе в виде уступов — «плечиков» высоких террас или «мертвых» покинутых днищ сквозных долин (А). В пределах низкого предгорья, на сводах более молодых поднятий эти же отложения образуют покровы (Б), а в подгорных равнинах они переходят в погребенное состояние (В). Поэтому важно учитывать, что в древних и молодых поднятиях породы одного и того же возраста характеризуются различным геоморфологическим положением.

Расчленение «закрытых» складок

Исследование роста складчатых деформаций при переходе от конденсационного к денудационному развитию, а также в самом начале конэрозионного становления структурной формы возможно по ряду косвенных признаков. Этот вывод особенно справедлив для подгорных равнин — областей с широким распространением монотонных и немых четвертичных отложений. В этих условиях отдельно взятый косвенный признак, даже при его яркой выраженности, еще не представляет достоверного критерия. Признаки, сопровождающие начало морфологического становления поднятий, неоднократно описывались в статьях Л. К. Зяtkовой, К. В. Курдюкова, Л. А. Рагозина, Д. П. Резвова, Ю. А. Скворцова, А. А. Чистякова и А. Ф. Якушовой, автора и многих других исследователей. Поэтому при рассмотрении данного вопроса можно ограничиться выделением наиболее общих и широко распространенных явлений.

Зарождение орографического поднятия-антиклинали приводит к определенным локальным изменениям подземного стока, зеркала грунтовых вод и верховодки. Чаще всего наблюдается радиальное растекание, равномерное и неравномерное, сопровождающееся снижением уровня подземных вод. В подгорных равнинах с широким распространением заболоченных местностей изменения наклонов земной поверхности могут привести к местному осушению (полному, значительному или частичному) с образованием направленного стока. Обычно обратные явления — затрудненный сток, повышение увлажнения и заболачивание — описываются как признаки, соответствующие развитию в рельефе синклинали — частной впадины. Следует отметить, что в определенных условиях рост поднятия может препятствовать направленному стоку подземных вод и играть роль своеобразной плотины. Тогда явления заболачивания или повышенного увлажнения будут развиваться перед возникающим препятствием — поднятием (рис. 75, А — Г).

В условиях полупустынного климата рост внутривпадинного поднятия часто сопровождается: 1) перестройкой направленного стока грунтовых вод и верховодки, приобретающих радиальный характер, 2) развитием регрессивно растущих современных врезов, 3) подпруживанием грунтовых вод и заболачиванием долины выше поднятия, ее

пересекающего, 4) возникновением сосредоточенного русла и спрямлением долины на участке поднятия, 5) огибанием поднятия второстепенными протоками, а также рядом других явлений. Интересный пример складки, зарождающейся в рельефе Прикаспийской низменности, приводится А. А. Чистяковым (см. рис. 75, А).

В высокогорных впадинах Памира и Тянь-Шаня, в условиях развития реликтовой островной мерзлоты и избыточного увлажнения (в верхних горизонтах деятельного слоя), при зарождении возвышенности наблюдается: переход от стационарного положения к динамическому, т. е. образованию солифлюкционных, солифлюкционно-маристых и грядово-мочежинных потоков. Во впадинах, выполненных мореной, с развитием озер протаивания наблюдается местная деградация озер и возникновение регрессивных переходов: озеро→болото→марь; и в данных условиях устанавливается характерная перестройка поверхностного и подземного стоков (описанные выше для экстрагляциальной области).

Увеличение наклонов земной поверхности на участке зарождающегося в рельефе поднятия вызывает соответствующее изменение горизонтального и вертикального расчленения — смещение рек и их притоков и увеличение глубины врезов. На рис. 75 показаны локальные изменения строения долин Сурханской впадины в районе растущих складок (Б, I, II и III). Вдоль активно развивающейся зоны антиклиналей происходит ее обтекание с огибанием периклиналей складки, зарождающейся под покровом четвертичных отложений (Б, I). В сквозных долинах рек, преодолевших обратные уклоны на склоне растущей складки, наблюдается подпруживание (рис. 75, Б, II), которое сменяется значительным локальным углублением и сужением русла (Б, III). Все это позволяет в первом приближении оконтурить антиклиналь в самом начале ее морфологического обособления, при общей невыраженности складок в рельефе.

Началу морфологического обособления часто предшествуют существенные изменения строения четвертичных отложений на участке конседиментационно развивающейся складки. Интересные исследования были выполнены в процессе изучения аккумулятивных толщ региональных террас горных рек, стекающих со склона Таджикской межгорной впадины, в районах, где они прорезают растущие антиклинали (В и Г). В песчано-галечниковом русловом аллювии было отмечено общее укрупнение обломочного материала и увеличение количества плохо окатанных обломков местных пород; в мелкоземистых отложениях поймы и покровной толщи (представленной лёссовидным суглинком, в различной степени запесоченным) установлено значительное увеличение количества тяжелых минералов на участках подпруживания рек перед поднятием и их разгрузки непосредственно ниже по течению.

Таким образом можно выделить косвенные признаки зарождающегося поднятия, которые вызывают местные изменения строения пойм, террас и долин (рис. 76, А — З).

При большей скорости воздымания антиклинали аккумулятивные террасы переходят в эрозионные; иногда наблюдается расщепление уровней, т. е. появление местных дополнительных террас при общем сужении вреза (рис. 76, А и Д, I и II). При малых изменениях террасы становятся эрозионно-аккумулятивными (Б). Изменяются и соотношения между фациями аллювиальной толщи в сторону относительного увеличения мощности руслового аллювия по сравнению с пойменным при общем сокращении отложений. Параллельно наблюдается укрупнение их механического состава, сопровождающееся увеличением количества обломков из местных пород.

При незначительной скорости воздымания антиклинали в долинах, ее пересекающих, может не появляться цоколь террас, и влияние раз-

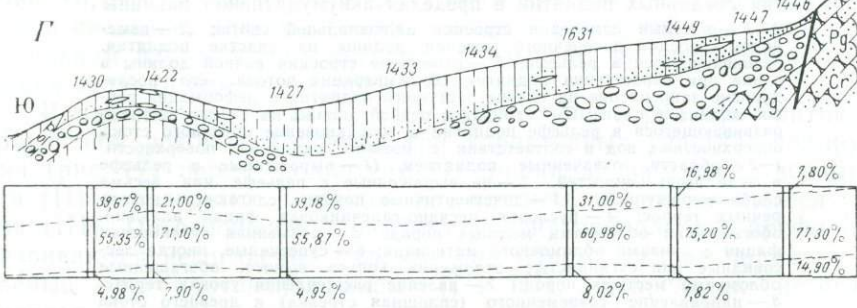
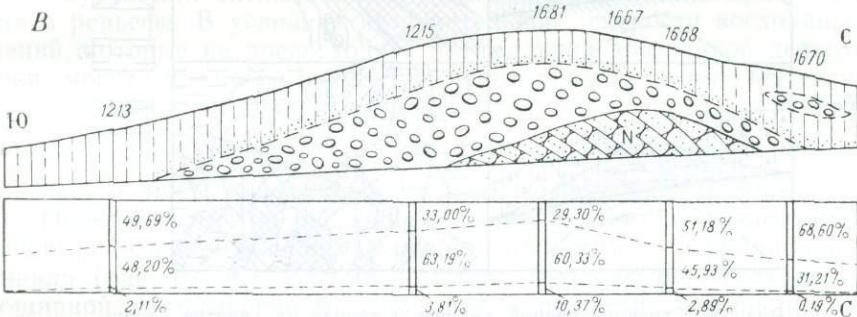
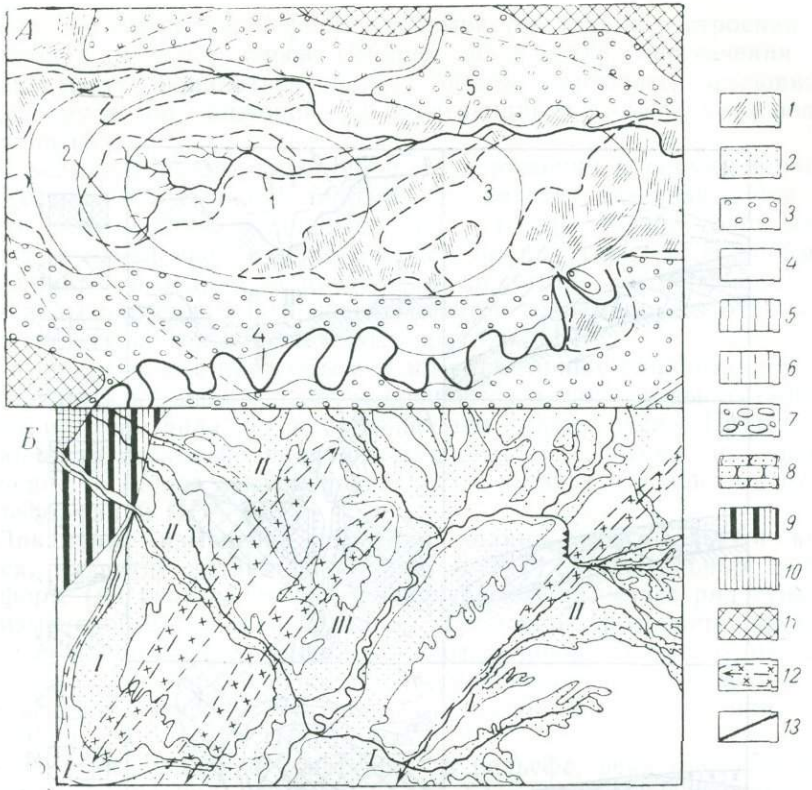


Рис. 75. Антиклинали, зарождающиеся в рельефе аккумулятивных равнин, их расчленение и локальное изменение (А, Б) и осадконакопление (В и Г)
 1 — явление заболачивания, 2 — голоценовый и позднеплейстоценовый аллювий главной реки и притоков; 3 — аллювий поймы и первой террасы; 4 — аллювий низких террас и поймы, по возрасту не расчлененный; 5—6 — суглинки пойменных отложений (5 — запесоченные, 6 — тонкие, пылеватые); 7 — песчано-галечниковый русловый аллювий; 8 — дочетвертичные породы, вскрытые современным врезом реки; 9—11 — разновозрастные древние террасы (9 — низкие, 10 — высокие, 11 — по возрасту не расчлененные); 12 — предполагаемые очертания складок; 13 — разрывы. Схема А — по А. А. Чистякову

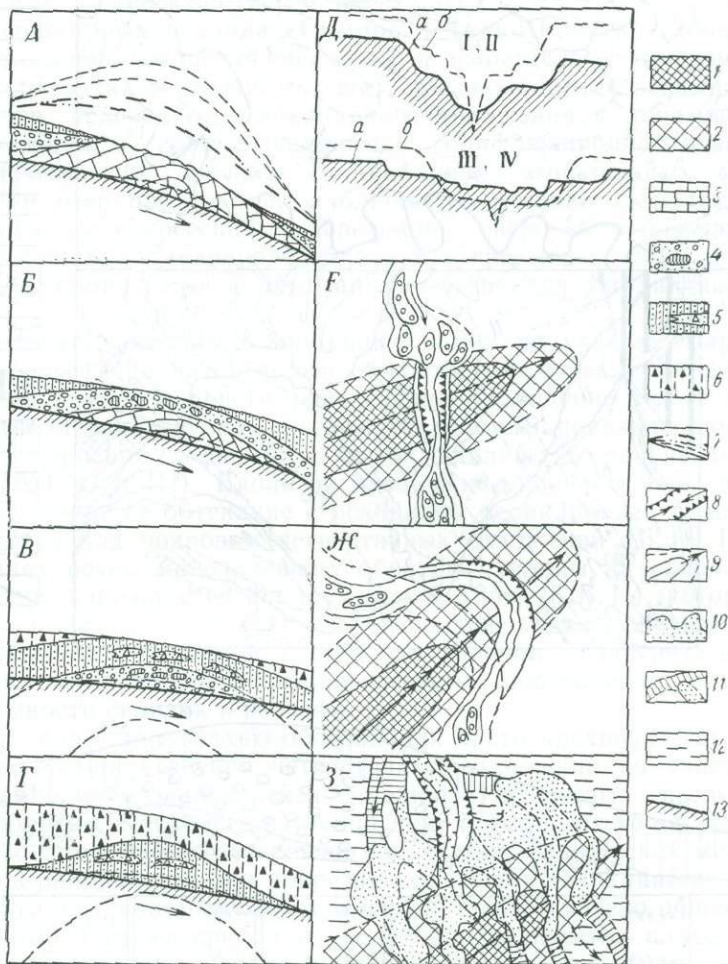


Рис. 76. Строение речной долины и террас на участке развития локальных поднятий в пределах аккумулятивной равнины А—Г — местные изменения строения аллювиальной свиты; Д — изменение строения поперечного сечения долины в рельефе; Е — изменение строения речной долины в плане при пересечении поднятия; Ж — миграция потока, его последующее закрепление на склоне растущего поднятия и деформация речной долины в плане; З — отмирание речной долины на участке активно развивающегося в рельефе поднятия и возникновение обратного стока поверхностных вод в соответствии с новыми уклонами поверхности. 1—2 — области, охваченные поднятием (1 — выраженные в рельефе в виде возвышенностей, 2 — не выраженные в рельефе или весьма слабо выраженные); 3 — дочетвертичные породы, слагающие цоколь речных террас; 4 — русловая песчано-галечниковая фация аллювия, обогащенная обломками местных пород; 5 — пойменная суглинистая фация с линзами обломочного материала; 6 — супесчаные, иногда лесовидные или суглинистые отложения конуса выноса, обогащенные обломками местных пород; 7 — явление расщепления уровня террас; 8 — направление современного (сплошная стрелка) и древнего стока (пунктирная стрелка); 9 — стадии последовательного роста поднятия в рельефе; 10 — песчаные скопления в дельте отмирающего потока; 11 — древние русла отмирающего потока; 12 — разлив паводковых вод в долине, подпруженной растущим поднятием; 13 — продольный профиль реки

вивающейся структурной формы сказывается только в строении толщи и в слабых изгибах слоев. Именно, на участке пересечения рекой складки могут появляться более низкие горизонты аллювиальной толщи — русловой аллювий, располагающийся ниже уреза воды вне поднятия (В).

В условиях общих значительных погружений и аккумуляции местные изменения в строении террасы на участке развивающейся антиклинали сказываются лишь в весьма слабом изгибе толщ, который обусловит появление в обнажениях нижних горизонтов пойменных отложений; последние за пределами поднятия располагаются ниже уреза воды вне складки, и перекрываются современными отложениями наложенных конусов выноса малых притоков (Г).

По сравнению с предгорьем в зоне подгорных равнин кинетическая энергия потоков значительно уменьшается в связи с выполаживанием продольного профиля рек и уменьшением уклона русла. Поэтому здесь наблюдается несколько иная реакция наземных потоков на локальные изменения наклонов земной поверхности в связи с развитием складчатых деформаций (Д — З).

Локальные изменения строения долин, сухих дельт и конусов выноса. Развитие антиклиналей или других положительных структурных форм (на участке их пересечения рекой) вызывает ряд существенных изменений в строении долин: 1) углубление эрозионных врезов при общем сужении и увеличении крутизны склонов; 2) увеличение наклонов поверхности террас и пойм при уменьшении ширины поверхности и повышении высоты уступов; 3) возникновение висячих долин (рис. 76, Д, а и б, врезы III и IV).

Поднятия, медленно растущие в рельефе, река преодолевает, не изменяя направления стока (рис. 76, Е). С течением времени поднятие — купол или антиклиналь — может достичь весьма яркого выражения в рельефе. В условиях незначительной скорости восходящих движений, которые не превосходят оптимальной эрозионной деятельности реки, могут образоваться антецедентные участки долин. Интенсивность эрозии в условиях областей горообразования определяется живой силой потока ($\frac{mv^2}{2}$); при этом главное значение имеет уклон продольного профиля и лишь до некоторой степени водообильность реки.

Поднятия, быстро растущие в рельефе, вызывают миграцию (смещение реки в направлении меньшей скорости) на периклинали антиклинали (рис. 76, Ж). Весьма быстрое воздымание складки в виде обширной возвышенности приведет к полному отмиранию потока (рис. 76, З). Таким образом локальное без смещения, миграция и врезание, а также отмирание реки (прекращение стока в первоначальном направлении) косвенно указывают на интенсивность воздымания складки или ее отдельных участков.

В районе пересечений зарождающейся в рельефе антиклинали транзитной рекой выделяются три характерных участка: подпруживания (рис. 77) перед поднятием (I), пропила растущей возвышенности (II) и разгрузки осадков вне влияния зарождающегося поднятия (III). По отношению к общему уклону продольного профиля здесь развиваются несогласные уклоны — на одном склоне поднятия и согласные — на противоположном (I и III). В пределах несогласных уклонов (в зависимости от живой силы реки и скорости роста поднятия) возникает зона подпруживания для маленьких речек (I, а) и начало локального углубления русла более крупных рек (I, б, в). Ниже сквозного участка с наибольшей глубиной врезания (II) происходит выполаживание русла и разгрузка осадков (III, г).

Таким образом даже начало расчленения растущей складки сопровождается формированием зонального рельефа, расположенного

концентрически относительно центра поднятия. Он состоит из разновозрастных зон аккумуляции, различно расчлененных.

Искажение очертаний долин и изменение локальных врезов могут варьировать по отношению к контурам поднятия в зависимости от интенсивности воздымания и особенно от асимметрии складки (или другой положительной структурной формы). При пересечении рекой вкрест простирания асимметрично воздымающейся антиклинали с по-

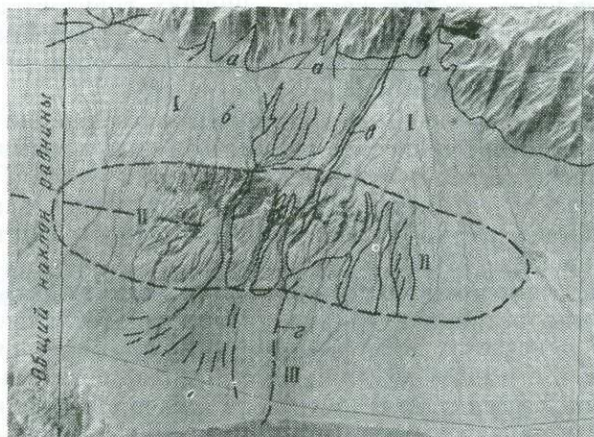


Рис. 77. Избирательное расчленение зарождающейся возвышенности-антиклинали под покровом четвертичных отложений в начале фазы морфологического обособления

логим крылом, обращенным вверх по течению, такие явления, как углубление вреза, сужение долины и другие, оказываются несколько смещенными (вверх по течению, иногда захватывая только частично прилежащую часть свода). Наиболее глубокий локальный врез развивается в этом случае в пределах участка с несогласным уклоном русла. При быстром воздымании складки могут возникнуть косвенные признаки, связанные с подпруживанием. Отдельно взятые они могут рассматриваться как явление, сопровождающее развитие частных впадин. К ним относятся расширение русла реки, увеличение и усложнение меандр подпруживания и т. д. При значительной скорости роста поднятия перед ним (как перед препятствием) в русле реки может происходить выполаживание склонов, сокращение и исчезновение порожистых участков и перекатов, увеличение количества и размеров отмелей, кос и низких аккумулятивных островов и т. п.

Переходы от меандрирующего подпруженного участка к врезанному зависят от строения склона сопряженной системы синклиналь — антиклиналь. При осложнении складок разрывами, по которым происходит перемещение воздымающейся части складки, этот переход бывает резким. В условиях ненарушенного пологого склона — крыла воздымающейся антиклинали — переход постепенный.

В рельефе пойм усиление глубинной эрозии на участке развивающегося поднятия вызывает ряд дополнительных изменений. Здесь наблюдается увеличение продольных уклонов, усыхание стариц и протоков, образование брошенных меандр и древних «вееров» блуждания, а также уменьшение мощности пойменных отложений, иногда вплоть до образования эрозионных поверхностей.

В условиях подпруживания и уменьшения продольных уклонов на поверхностях низких пойм могут возникнуть явления заболачивания

старик, регенерирование меандр, формирование «вееров» блуждания, а также увеличение мощности пойменных отложений, выраженных в подфациях подпруживания и затрудненного стока.

В рельефе русла рек в соответствии со скоростью воздымания складок также наблюдается ряд локальных изменений. Среди них наиболее распространены следующие: уменьшение извилистости и образование прямолинейных участков; уменьшение или полное исчезновение кос подводных и надводных отмелей, а также низких островов; образование различных типов врезанных меандр, иногда фиксированных в зонах зияющей трещиноватости («меандры-трещины») или с «рисунком» врезания, обусловленным литолого-структурными условиями; формирование крутых и узких перекатов и участков общей порожистости.

Обобщая наиболее широко распространенные косвенные признаки, сопровождающие начало конэрозионного развития поднятия (В. Н. Вебер, О. Е. Рыжков, Л. А. Рагозин, А. А. Юрьев, С. С. Шульц, автор и др.), можно указать на следующие изменения строения долин и конусов выноса:

Зарождающееся в рельефе локальное поднятие (купол, антиклиналь и др.) искажает строение водотоков конусов выноса и сухих дельт. Большое разнообразие морфологического выражения структурных форм определяется сочетаниями скорости воздымания, изменений наклонов земной поверхности, интенсивности эрозии (и живой силы потока), а также различными литолого-структурными и климатическими факторами (рис. 78, А — Е).

Ручьи ответвлений конусов выноса (А) обычно могут преодолеть слабо воздымающиеся антиклинали. В этом случае участок локального поднятия выделяется в виде местных эрозионных врезов, глубина которых в значительной степени отражает интенсивность поднятия, а протяженность — очертания воздымающейся структурной формы. Выше по течению, перед участком с обратным уклоном, возникают условия местного подпруживания потоков, а ниже — интенсивное ветвление отдельных водотоков, их быстрое выполаживание и разгрузка осадков (А).

Умеренное воздымание антиклинали может вызвать обтекание поднятия, которое сопровождается изгибами водотоков, резкими в непосредственной близости от поднятия и затухающими по мере удаления от него (Б). Это вызывает общую деформацию конуса выноса в плане, миграцию водотоков на склонах и отмирание стока в центре поднятия (Б). Умеренно растущее поднятие, осложненное разрывом, может вызвать значительное подпруживание потока и полную местную разгрузку влекомых им осадков (В).

Если поднятие пересекает окраинную часть конуса выноса, то на изменение характера вреза значительно влияет эродирующая способность потока, его живая сила (В). На периферии конуса выноса слабо врезанные блуждающие водотоки отмирают. Они не могут преодолеть уклонов, возникающих даже на погружении антиклинали, т. е. в районе весьма слабых поднятий (В, 1). Поэтому перед поднятием часто возникают своеобразные песчаные скопления — отложения подпруженных потоков, которые впоследствии перевезаются и принимают очертания, существенно отличающиеся от первоначальной конфигурации древней песчанистой дельты (В, 1). Часто явление деформаций конуса выноса в плане сопровождается местным переходом свободных и блуждающих водотоков (В, 2) в фиксированные или врезанные (В, 3). Особенно резко изменения в режиме конуса выноса наблюдаются при пересечении ветвящимися водотоками развивающихся разрывных нарушений, которые осложняют купол, брахиантиклиналь или другую

структурную форму. В этих случаях иногда наблюдается переход наземных водотоков в подземные (В, 1 и 2) — например, в районе купола Сыртлаили на склоне Айдинской антиклинали в Западном Копетдаге и в других районах. Более водобильные блуждающие водотоки иногда пересекают поднятия в области его погружения. В одних случаях осу-

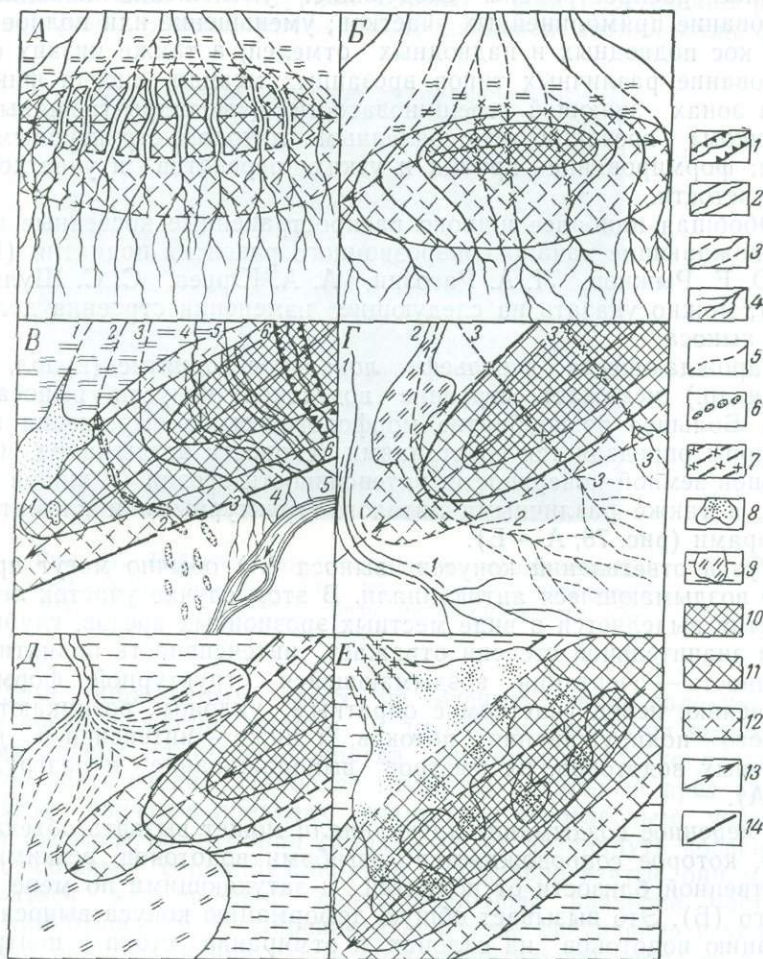


Рис. 78. Строение конусов выноса на участках конэрозивно развивающихся возвышенностей-антиклиналей под покровом четвертичных отложений

1—3 — эрозионные врезы различной глубины; 4 — ветвление водотоков; 5 — блуждающий водоток; 6 — подземный водоток, который маркируется на поверхности суффозионно-просадочными формами; 7 — русла отмирающих потоков; 8 — малые песчаные скопления; 9 — отложения типа такыров, фации подпруживания; 10—12 — различная интенсивность «роста» поднятий в рельефе (10 — значительная, 11 — умеренная, 12 — слабая); 13 — ось складки и направление погружения; 14 — развивающийся разрыв

ществляется только подземный сток (В, 2), в других — блуждающий свободный водоток, пересекая развивающееся поднятие, закрепляется локальным врезом (В, 3). Только наиболее водообильные постоянные наземные потоки иногда образуют antecedentные долины в центральной части поднятия (В, 4, 5 и 6).

Если поднятие располагается в центре конуса выноса и прорезается потоками равной водообильности, то в наиболее активно воздымающейся части прекращение эрозии начинается в период межженных вод (Г). В это время происходит осушение водотоков, пересекающих

центральную часть поднятия (Г, 3). Только паводковые воды переполняют врезанные водотоки и проходят через приподнятые и деформированные русла, которые пересекают участки интенсивно растущего поднятия. В дальнейшем процесс отмирания водотоков сопровождается развитием обратных уклонов в руслах потоков, которые не в состоянии преодолеть воды мелких ежегодных паводков. Только воды катастрофических паводков еще некоторое время проходят по деформированным приподнятым и отмирающим водотокам (З, Г). По мере воздымания купола или антиклинали эти водотоки полностью отмирают и процесс деформации и «осушения» охватывает смежные русла (Г, 1, 2).

Таким образом, для высоких равнин и областей низкого предгорья характерно развитие глубоких врезов на участках активно развивающегося поднятия. В повышенных равнинах, где живая сила потоков невелика, типично явление их отмирания в центральных районах поднятия и миграция со склонов зарождающейся возвышенности в ее периферийных участках. Только здесь маломощные ручейки в состоянии преодолеть обратные уклоны, возникающие в результате воздымания антиклинали или купола.

Быстро растущие поднятия приводят к частичному или полному отмиранию водотоков и перестройке стока поверхностных вод в других направлениях (Д и Е). В одних случаях подпруженная и значительно деформированная система водотоков конуса выноса все же огибают поднятие (Д), в других — подпруженный поток отмирает, отлагая дельту, часто песчанистую, на склонах поднятия (Е). Подобные явления — деформации и отмирания сухих дельт на участках развивающихся в рельефе антиклиналей были изучены в Таджикистане в долине Сурхандарьи (Костенко, 1949, 1959). Здесь значительные деформации испытала Ширабадская дельта в связи с развитием южной периклинали Хаудагской антиклинали. Так, ряд отмерших притоков был установлен и в зоне антиклинальных поднятий Уч-Кизил. Большое песчаное скопление на склоне гряды антиклинали Джайран-Хана также образовалось в дельте одного древнего протока Сурхандарьи в процессе его отмирания. Аналогичные явления встречаются в районе поднятия Кашка-Кум и в других местах. Подпруживание, сопровождающееся деформацией потока в плане и его миграцией со склонов растущей в рельефе антиклинали, имеет место в районе Ляльмикарской зоны поднятий и в дельтах Сурхандарьи, Кафиригана и Вахша (рис. 79). Подобных примеров можно было бы привести множество.

Менее выразительны признаки зарождающихся поднятий в низких равнинах. Здесь происходит современная аккумуляция осадков, все эрозионные врезы выполаживаются и рельеф характеризуется исключительным однообразием. Если геоморфологическое становление положительной структурной формы только начинается и локальные уклоны поверхности ничтожны, то комплекс признаков, свидетельствующих о развитии поднятия, сводится к формированию слабого стока вод, который сопровождается образованием специфических мезо- и микроформ рельефа, имеющих строго локальное распространение (рис. 80, А — 3).

Для пролювиальных равнин в засушливом климате характерны суффозионно-просадочные формы изометрических очертаний (А, а). На участках локальных уклонов могут возникать радиально расходящиеся, линейно вытянутые суффозионно-просадочные формы с эмбриональными рытвинами поверхностного стока (Б и В). При дальнейшем развитии могут формироваться отчетливо врезанные эрозионные ложбины, быстро выполаживающиеся за пределами поднятия (Б, б).

Длительное конденудационное развитие поднятия и последующее образование еще не заметной «на глаз» возвышенности вызывает на ее склонах возникновение локальных врезов и сток поверхностных вод (В). Контур распространения этих местных врезов будет примерно

Рис. 79. Палеогеографическая схема нижнего течения рек: Сурхандары, Кафирнигана и Вахша.

Отложения рек (пойм и региональных террас), а также приуроченных к ним конусов выноса притоков, объединенных в возрастные комплексы: 1 — амударьинский, 2 — термезский, 3 — душанбинский, 4 — икшанский, 5 — средне- и верхневакшский, 6 — вахшский, 7 — каратегинский, 8 — разновозрастные склоновые пески, приуроченные к долинам рек. Системы древних протоков: пра-Сурхана (а-б) и их переизлияния в песках (з, и) и их переизлияния в пределах древних дельт (к-м) и их переизлияния в пределах поднятия, зарождающегося в пределах древних дельт

совпадать с очертаниями зарождающейся в рельефе структурной формы.

Конседиментационное развитие поднятия среди равнин может сопровождаться явлением подпруживания грунтовых вод и возникновением бугристого рельефа. Последний образуется в результате благоприятных условий питания влагой и произрастания кустарников, которые закрепляют движущиеся пески (Г). На склоне растущего поднятия могут также скапливаться небольшие массивы навесных песков.

Резкое изменение характера расчленения поверхности встречается на участках разрывов, развивающихся на глубине и осложняющих купола и антиклинали. Здесь наблюдается локальное изменение врезов, приуроченное к определенной поверхностной зоне, где разрыв вызывает повышенную трещиноватость и общую разрыхленность пород (Д).

Иногда конседиментационно развивающиеся поднятия могут способствовать возникновению обращенного рельефа. Впадины этого типа примерно совпадают с очертаниями положительной структурной формы на глубине. Их образование, по-видимому, связано с суффозионно-карстовыми процессами и явлениями проседания в зоне развития трещин растяжения. Эти трещины располагаются в породах молодого покрова над сводом воздымающегося купола или антиклинали (Ж и З). Подобные явления были описаны на северо-восточном склоне Закаспийской впадины П. Н. Куприным в 1959 г.

Контуры поднятий, выделенные по косвенным признакам, для прямых складок могут соответствовать их сводам. Но даже небольшие наклоны осевой поверхности приводят к смещению сводов и несовпадению аazonального рельефа с обобщенными очертаниями структурной формы. Известны разнообразные смещения сводов антиклинальных складок, широко распространенные для конседиментационных и других типов складок (Рыжков, 1956).

Таким образом, не отдельные признаки, а только их комплекс может свидетельствовать о развитии положительной структурной формы под покровом новейших четвертичных отложений в области современного осадконакопления. Поэтому при геоморфологическом картировании «закрытых» пространств следует составлять специальные карты, которые отражали бы все явления, сопровождающие процесс морфологического становления структурных форм в рельефе. Эти данные наряду с геологическими и геофизическими материалами дадут возможность уточнить территорию, наиболее перспективную для поискового и разведочного бурения.

В области длительного прогибания и аккумуляции наряду с изучением общих закономерностей расчленения рельефа должны применяться геологические методы анализа мощностей и литофаций на участке развивающегося поднятия и вне его. В фазу морфологического обособления эти исследования должны дополняться геоморфологическими исследованиями и особенно изучением геологической деятельности местных и транзитных рек.

В области длительных и устойчивых поднятий изучение эрозионно-денудационного рельефа складок заклю-

чается в картировании, дешифрировании и графической обработке основных эрозионно-денудационных элементов рельефа складок. К ним относятся критическая денудационная поверхность, часто соответствующая водораздельной, системы эрозионно-денудационных ступеней на склонах и сопряженные с ними эрозионные врезы в секущих и про-

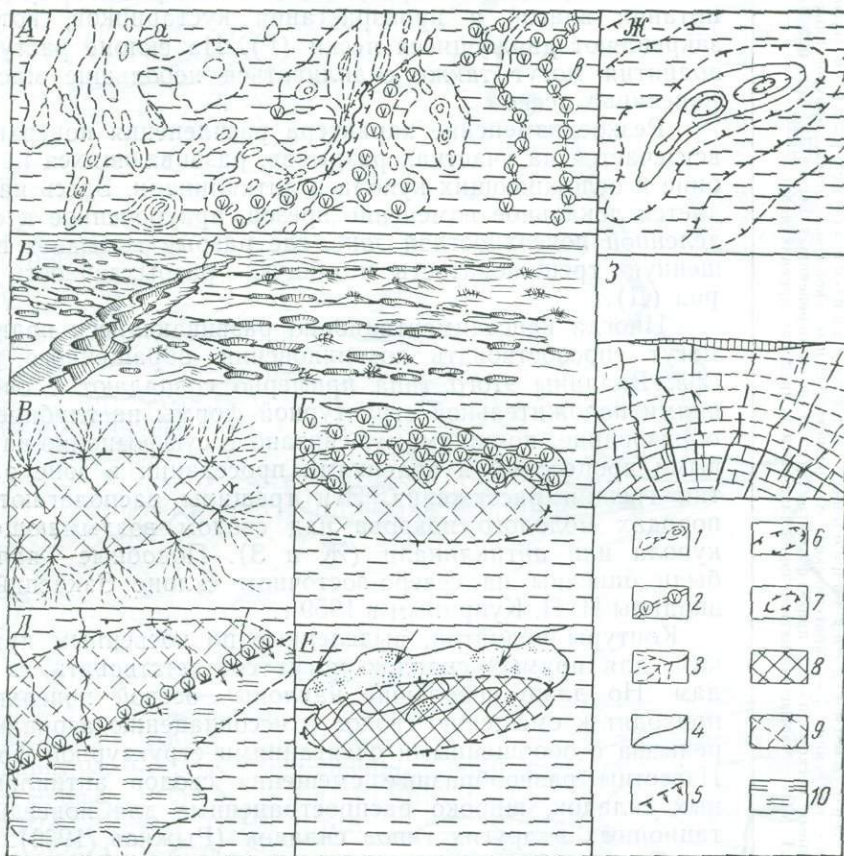


Рис. 80. Возвышенности-антиклинали и купола, зарождающиеся под покровом голоценовых отложений в начале фазы морфологического обособления (А—З — типы расчленения)

1 — суффозионно-просадочные формы; 2 — песчаные бугры с кустарником над подземными водотоками; 3 — ветвление водотоков вне поднятия; 4 — локальные эрозионные врезы; 5 — зона разрыва; 6—9 — контуры [6 — впадин; 7—9 — поднятий (7 — не выраженные в рельефе, 8 — выраженные в рельефе, 9 — слабо выраженные в рельефе)]; 10 — явление местной разгрузки. а — не закрепленная долина блуждающего водотока; б — локальный врез

долных долинах, которые расчлениют поднятие. Сравнительный анализ полученных данных должен включать определение относительного возраста рельефа.

МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ МЕГАСКЛАДОК ПЕРВОГО ПОРЯДКА

Азиатская часть Евразийского горного пояса, а также горные сооружения Сихотэ-Алиня и островных дуг характеризуются широким развитием пологих изгибов фундамента и покрывающих его толщ осадочных пород. Обычно эти деформации земной коры называются: мегаскладки, складки основания, складки фундамента, глубинные складки или складки с большим радиусом кривизны. Впервые складки основания и складки покрова были выделены в 30-х годах Э. Арганом (1924—

1935). Позднее аналогичные деформации были названы Хэнтингтоном — *upwarping downwarping*, т. е. как положительные и отрицательные изгибы древнего пенеплена. Основные представления о морфологии складок основания и покрова нашли свое дальнейшее развитие в тру-

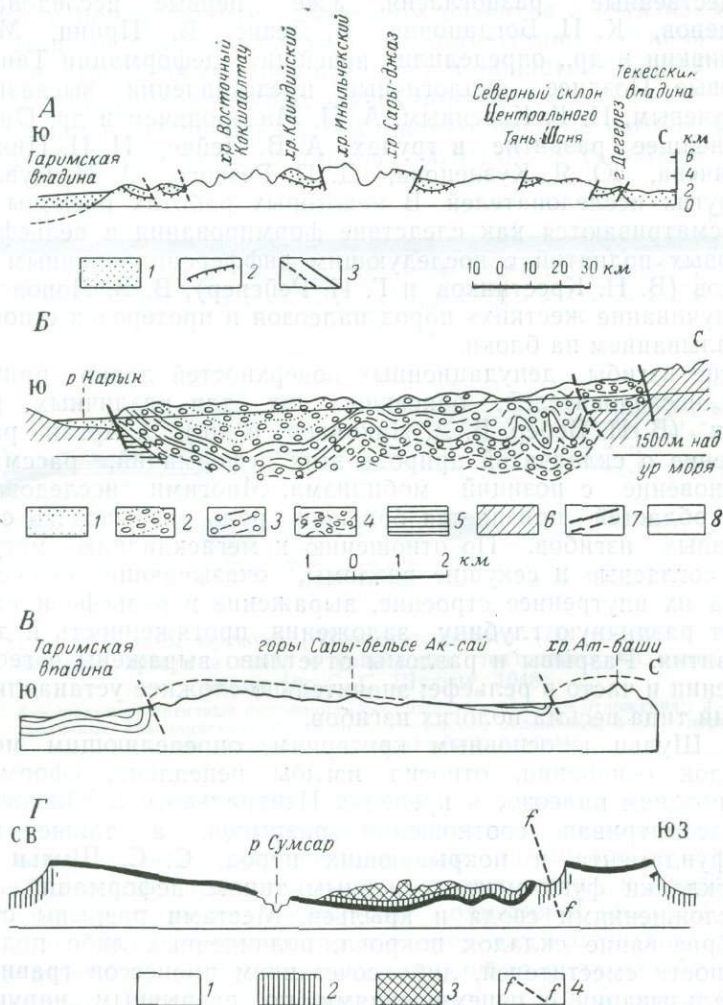


Рис. 81. Мегаскладки Тянь-Шаня: А — горных сооружений — положительных мегаскладок; Б — межгорных впадин — отрицательных мегаскладок; В — асимметричных мегаскладок; Г — пологих изгибов, осложненных разрывами.

Пояснение из кн. С. С. Шульца (1949):

А — схематический разрез Центрального Тянь-Шаня (по С. С. Шульцу): 1 — кайнозойские осадки; 2 — древние поверхности денудации; 3 — главные разрывы; Б — схематический геологический разрез Нарынской впадины по долине р. Баш-нура (по С. С. Шульцу): 1 — новейшие аллювиальные отложения; 2 — свита Баш-нура; 3 — розовато-серая свита; 4 — кирпично-красная свита; 5 — базальты; 6 — палеозойское основание; 7 — тектонические разрывы; 8 — продольный профиль русла р. Баш-нура. В — схематический меридиональный разрез депрессии р. Ак-сай и прилегающих областей (по В. Н. Огневу); Г — схематический геологический профиль долины р. Сумсар ниже урочища Шакаптар (по А. С. Аделунгу): 1 — неогеновые отложения; 2 — олигоценные отложения; 3 — верхнеоценовые отложения; 4 — разрывы

дах А. С. Аделунга, В. И. Попова и Б. А. Петрушевского и В. Е. Хаина. Аналогичные деформации выделялись и другими исследователями (Г. Штилле и М. И. Усовым) как складки тяньшаньского, киргизского типа и т. п. Наиболее подробно мегаскладки Тянь-Шаня были изучены С. С. Шульцем (рис. 81, А — Г).

Положительные и отрицательные мегаскладки горной страны

Природа пологих изгибов земной коры — мегаскладок различных порядков (сформировавшихся в течение орогенного режима) — вызывает существенные разногласия. Уже первые исследователи — П. П. Семенов, К. И. Богданович, В. Девис, В. Принц, Махачек, Д. В. Наливкин и др., определили новейшие деформации Тянь-Шаня как глыбовые. Позднее, аналогичные представления высказывались В. А. Обручевым, Н. Г. Кассиным, А. Н. Мазаровичем и др. Они получили дальнейшее развитие в трудах А. В. Пейве, Н. И. Николаева, А. В. Горячева, Ю. Я. Кузнецова, Д. П. Резвого, А. И. Суворова и многих других исследователей. В некоторых работах расколы фундамента рассматриваются как следствие формирования в рельефе больших сводовых поднятий с последующим дифференцированным движением блоков (В. Н. Крестников и Г. И. Рейснер), В. В. Попов предполагал «вспучивание жестких» пород палеозоя и протерозоя с последующим раскалыванием на блоки.

Пологие изгибы денудационных поверхностей давно привлекали внимание исследователей, описавших их для различных районов Тянь-Шаня (В. Н. Вебер, В. А. Николаев и др.). Э. Арган развивал представление о складчатой природе этих деформаций, рассматривая их возникновение с позиций мобилизма. Многими исследователями орогенных областей признается большая роль разрывов в строении сводообразных изгибов. По отношению к мегаскладкам могут быть выделены согласные и секущие разломы, оказывающие существенное влияние на их внутреннее строение, выражение в рельефе и развитие. Они имеют различную глубину заложения, протяженность и длительность развития. Разрывы и разломы отчетливо выражены в геологическом строении и часто в рельефе; значительно сложнее устанавливаются деформации типа весьма пологих изгибов.

С. С. Шульц к основным критериям, определяющим морфологию складок основания, относил изгибы пенеплена, сформировавшегося в позднем палеозое в пределах Центрального и Южного Тянь-Шаня. Рассматривая соотношения разрывов, а также пологих изгибов фундамента и покрывающих пород, С. С. Шульц считал большие складки фундамента основным типом деформаций, а разрывы — осложнениями свода и крыльев. Местами разрывы стимулировали образование складок покрова, подчиненных либо подвижкам по поверхности сместителей, либо сочетанием процессов гравитационного соскальзывания с перемещениями по разрывным нарушениям. Там, где денудационная поверхность не была нарушена разрывами, повсеместно наблюдалась ее согласная деформация с покрывающими отложениями (рис. 82).

Дальнейшие исследования Тянь-Шаня, Памира и сопряженных впадин подтвердили широкое распространение этих соотношений деформаций пород покрова и палеозойского фундамента. При более детальном исследовании были дополнительно установлены разнообразные сочетания разрывов и складок покрова, описанных в работах В. Н. Крестникова, А. И. Суворова, В. И. Кнауфа, автора и др. Но вышеупомянутые различия во взглядах на природу мегаскладок сохранились и у последующих исследователей. Они заключались в оценке значимости разломов и определении причинной связи между региональными, длительно живущими разломами и новейшими пологими большими изгибами земной коры.

Одной из основных особенностей развития мегаскладок является длительный процесс их формирования: конседиментационный в области прогибания, а также конденудационный и конэрозионный в области воздымания.

Подобно процессу развития изгибов с малым радиусом кривизны, в формировании мегаскладок орогенных областей могут быть выделены стадии: заложения, морфологического развития и конечного выравнивания. Но сходство это сопряжено и с существенными различиями. Мегаскладки представляют деформации значительно более глубокого заложения, с направленным характером развития и «жизнью», соизмеримой с этапами горообразования. В соответствии с основными параметрами и структурным положением в областях горообразования могут быть выделены мегаскладки трех порядков.

Мегаскладки III порядка представляют пологие изгибы фундамента и чехла. Они по ряду признаков тяготеют к складкам с малым

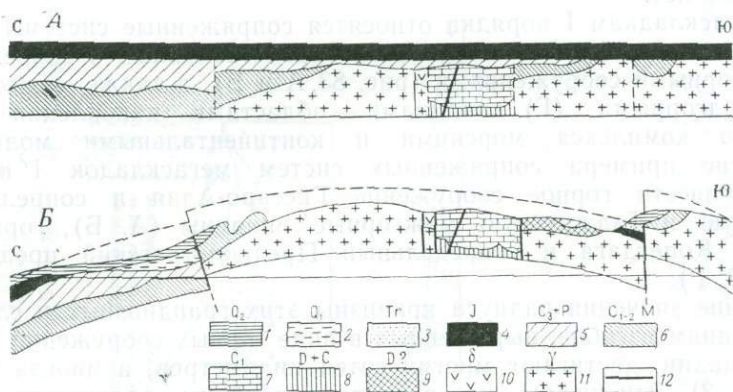


Рис. 82. Схемы юрского (А) и современного (Б) рельефа Кетменского хребта в связи с новейшими тектоническими движениями (по С. С. Шульцу, 1948)

1 — среднечетвертичные отложения; 2 — нижнечетвертичные отложения; 3 — третичные красноцветные отложения; 4 — юрские отложения; 5—11 — породы фундамента; 12 — главные разрывы

радиусом кривизны, занимая промежуточное положение между мегаскладками II порядка и крупными складками с обширными сводами. Следует отметить, что с постепенными переходами всегда сталкивается естествоиспытатель при попытке подразделения и классификации. Мегаскладки III порядка формируют поднятия и впадины в окраинных районах горного сооружения и в пределах крупных впадин. Здесь особенно отчетливо выступает главенствующая роль изгиба фундамента, перекрытого согласно дислоцированной толщей пород чехла (например, на юго-западном погружении Гиссаро-Алая).

К мегаскладкам II порядка относятся пологие изгибы фундамента и чехла, представляющие в рельефе горной страны сопряженные системы частных поднятий и впадин. Для горных сооружений отмечается резкое преобладание положительных мегаскладок II и III порядка и угнетенное состояние — вырождение отрицательных. Последние, в современную эпоху часто представляют системы приразломовых впадин, разделяющих обширные — «разросшиеся» положительные мегаскладки II порядка. Плохая сохранность и неполнота развития особенно характерны для отрицательных мегаскладок, расположенных на своде общего поднятия. В более благоприятных условиях в нижней части склонов горного сооружения эти структурные формы местами еще относительно хорошо сохранились (например, Зеравшанская впадина в Юго-Западном Тянь-Шане). Только в межгорных и предгорных впадинах отрицательные мегаскладки представлены обширными частными впадинами и характеризуются полнотой развития. Их морфология плохо изучена. Поэтому в дальнейшем главное внимание уделяется

положительным мегаскладкам, более доступным для геоморфологических методов исследования.

Мегаскладки II и III порядка характеризуются меньшими размерами и в рельефе соответствуют системам хребтов-поднятий или отдельным крупным хребтам. Это линейные формы, тяготеющие к брахиморфным деформациям. Они обладают длиной порядка первых десятков километров; обычно она не превышает 20—30 км при ширине 10—20 км и редко достигает 100 км. Глубина заложения мегаскладок не выходит за пределы земной коры и часто ограничивается поверхностью «К»; длительность жизни мегаскладок II и III порядка охватывает значительную часть этапа горообразования и измеряется миллионами лет.

К мегаскладкам I порядка относятся сопряженные системы общих поднятий и погружений земной коры, представленных в современном рельефе горными сооружениями (рис. 83, А и В), а также межгорными (Б) и предгорными (Г) впадинами — областями накопления пород орогенного комплекса морскими и континентальными молассаами. В качестве примера сопряженных систем мегаскладок I порядка можно привести горное сооружение Гиссаро-Алая и сопредельную Ферганскую и Таджикскую межгорные впадины (А, Б), горное сооружение Копетдага и сопредельный Предкопетдагский предгорный прогиб (В, Г).

Средние значения радиуса кривизны этих грандиозных и сложных по очертаниям изгибов, выраженных в виде горных сооружений и межгорных впадин, достигают многих сотен километров, а иногда первых тысяч (2—3). Эти цифры не определяют глубины заложения данных структурных форм, по-видимому, она велика и соизмерима с мощностью земной коры. На это указывают ряд косвенных признаков, сопровождающих начало орогенного развития мегаскладок I порядка. Во многих горных странах оно знаменуется проявлением магматизма эффузивного и интрузивного. Так, например, в Северном Тянь-Шане и Сихотэ-Алине начальная стадия горообразования ознаменовалась расколами фундамента и излияниями базальтовых лав, а на Памире — внедрением малых интрузий — гранитных и магматических тел основного состава. Рельеф поверхности «К» также позволяет предполагать, что глубина заложения мегаскладок I порядка эпиплатформенных горных стран соизмерима со всей или значительной частью земной коры. Возможно она достигает еще больших значений в эпигеосинклинальных, а также молодых эпиплатформенных (эпикиммерийских) горных странах (например, в Центральном Памире). Косвенно на рост структурных форм с большой глубиной заложения указывают области распространения подкорových землетрясений (Памира, Гиндукуша и др.).

Мегаскладки I порядка по своему внешнему выражению и внутреннему строению несколько отличаются по режиму, предшествовавшему этапу горообразования (см. рис. 85 и 86). Поэтому выделение геосинклинальных, эпигеосинклинальных и эпиплатформенных горных сооружений является правомерным (см. рис. 83). В эпиплатформенных горных странах заложение этих крупных деформаций часто предопределяется структурным планом предшествующего (последнего) этапа эпигеосинклинального горообразования. Так, современные горные сооружения Гиссаро-Алая, по-видимому, в значительной степени совпадают со складчатым позднегерцинским горным сооружением. Характерно, что и на протяжении мезозоя территория, на которой возникло кайнозойское горное сооружение, испытала устойчивые относительные поднятия, тогда как в смежных впадинах (Ферганской и Таджикской) происходили значительные прогибания. Резкая дифференциация движений наступила только в начале орогенного этапа и формирования мега-

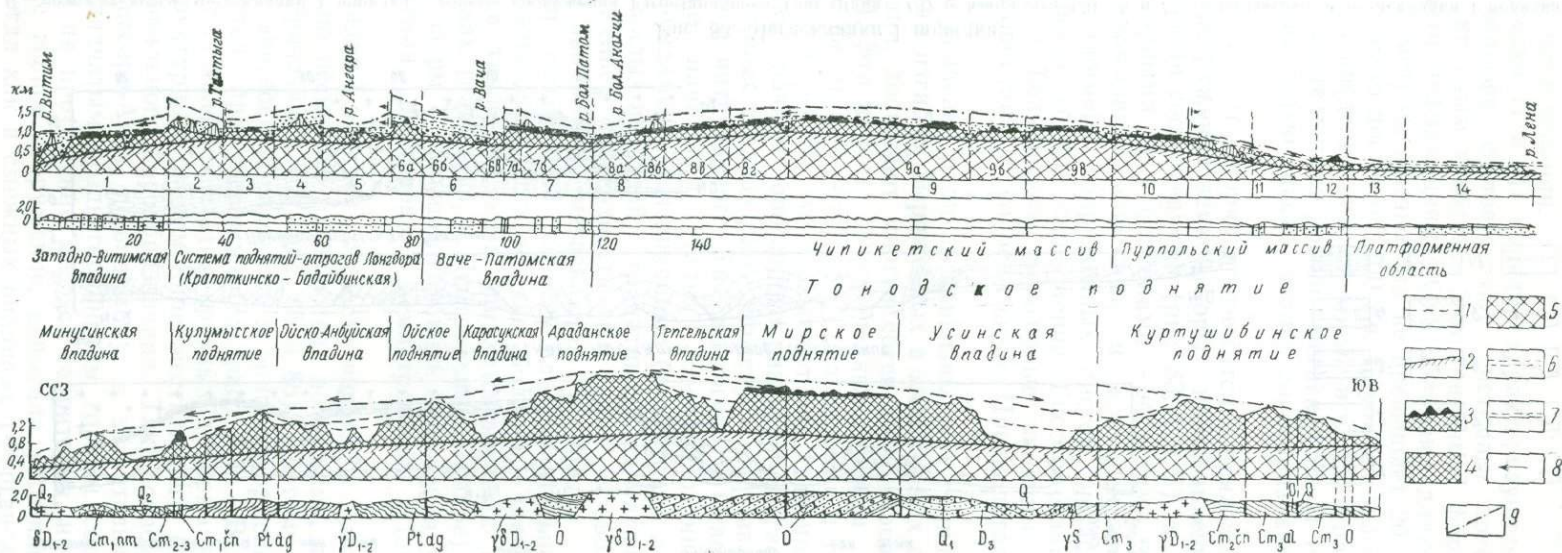


Рис. 84. Морфологические типы эпиplateформных горных сооружений (поперечные сечения мегаскладок I порядка Азиатского горного пояса: А, Б — Витимо-Патомского, В, Г — Саянского)

1 — очертания главных этапов врезания; 2 — глубина линейного расчленения; 3—4 — зоны денудации (3 — плоскостной, 4 — линейной); 5 — участок горного массива, не подвергшийся расчленению; 6—7 — границы новейших поднятий и впадин II и более высоких порядков; 8 — направление миграции рек, обусловленной перекосами отдельных блоков; 9 — линия, обобщающая морфологическое выражение мегаскладок

складок I порядка. Но в общих чертах пространственное размещение вертикальных движений (определенного знака) носило унаследованный характер.

Сводообразный характер мегаскладок I порядка устанавливается при исследовании поперечных сечений горных сооружений Азиатского складчатого пояса (рис. 84). Так, два обширных свода образуют сложное Витимо-Патомское горное сооружение (А и Б). Особенно хорошо сохранился свод в северных регионах — в пределах древнего Чипикетского массива. Большой кривизной характеризуется сводообразное поднятие Саяна (В и Г).

В эпигеосинклинальных и особенно в геосинклинальных (рис. 85) горных странах морфологическое становление мегаскладок I порядка происходит в областях общих прогибаний со скоростями, превышающими воздымание положительных мегаскладок. Период их конседиментационного развития может быть достаточно длительным и оформлению в рельефе общего поднятия предшествует конденсационная стадия, т. е. развитие в условиях динамического равновесия и полной компенсации сводообразного воздымания нивелирующими экзогенными процессами.

Сопоставление поперечных сечений мегаскладок I порядка позволяет считать, что для эпиплатформенных горных стран, со значительным распространением высокоподнятого фундамента, характерны изгибы с меньшей кривизной по сравнению с изгибами, которые возникают в эпигеосинклинальных областях горообразования в условиях деформации мощной толщи осадочных пород. Геологическая предыстория определяет в значительной степени глубину залегания фундамента и ряд морфологических особенностей строения мегаскладок I порядка и характер их денудационного среза (см. рис. 84, 85 и 86).

Сравнение поперечных и продольных сечений горных сооружений позволяет выделить положительные мегаскладки I порядка с различными типами внутреннего строения (рис. 86, А — Е):

а) *сводово-складчатые* (А), полностью сложенные мощной толщей осадочных пород (Крым, Копетдаг);

б) *сводово-блоково-складчатые* (Б), сложные, с центральной частью свода, состоящей из пород разновозрастного фундамента, перекрытого на крыльях-склонах новейшего поднятия мощной толщей пород покрова (Большой Кавказ, западные районы Центрального Памира);

в) *сводово-блоковые* (В), в значительной степени сложенные породами фундамента и лишь на склонах перекрыты породами покрова.

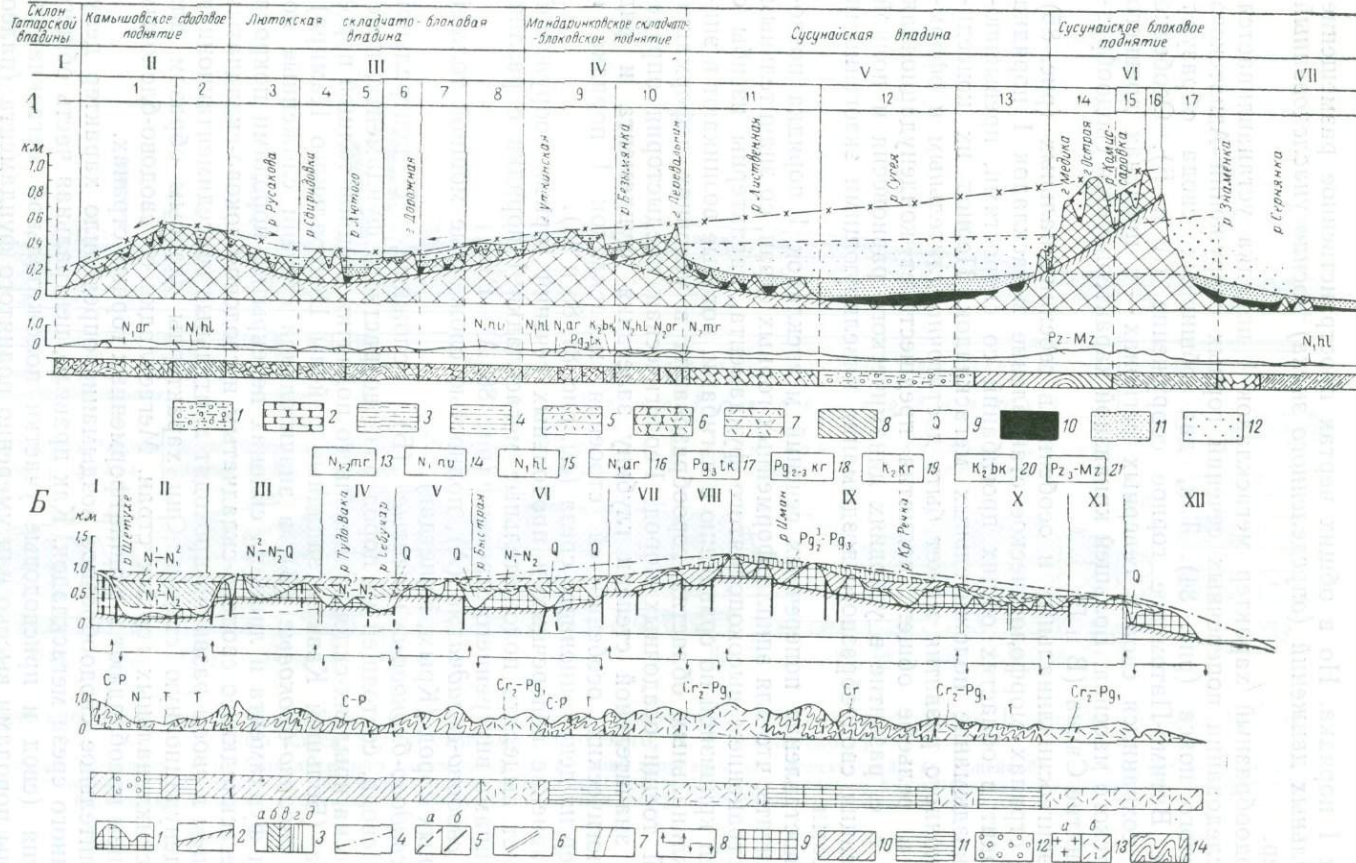
Мегаскладки со сводово-складчатым и сводово-блоково-складчатым строением в своем развитии проходят длительные конседиментационную и конденсационную стадии. Они характерны главным образом для эпигеосинклинальных горных стран. Мегаскладки со сводово-блоковым строением преобладают в эпиплатформенных горных странах.

Длительное сводообразное воздымание определило характер денудационного среза мегаскладок. Как правило, центральная часть общего поднятия (свод и присводовые участки положительной мегаскладки) сложены породами высоко или умеренно поднятого фундамента (палеозойского и более древнего), а склоны перекрыты дислоцированными породами чехла (часто мезозойского и кайнозойского). В пределах впадин, сопряженных с эпиплатформенными горными сооружениями, мощность пород чехла и орогенного комплекса значительно увеличивается (Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.).

Данные, полученные при сравнении положительных и отрицательных складок с большим радиусом кривизны, свидетельствуют об их неравноценном современном рельефообразующем значении (см. рис. 86, Г — Е). В условиях внутриконтинентальных горных стран развитие этих сопряженных систем (в течение этапа горообразования) привело

Рис. 85. Морфологические типы эпигеосинклинальных горных сооружений (поперечные сечения I порядка)

А и Б — поперечные сечения (А — Сусунайско-Камышовской системы хребтов Сахалина, Б — Сихотэ-Алиня)
 А: 1 — пески; 2 — галечники, суглинки, глины, пески; 3 — конгломераты, гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевриты; 6 — конгломераты; 7 — туфы, туффиты; 8 — туфогенные песчаники; 9 — туфогенные алевриты; 10 — туфогенные аргиллиты; 11 — сланцы, филлиты; 12—13 — четвертичные отложения (13 — маруямская свита); 14—15 — средний миоцен (14 — неведльская свита, 15 — холмская свита); 16 — нижний миоцен (аракаяская свита); 17 — олигоцен (такарадайская свита); 18 — олигоцен—эоцен (краснополезская свита); 19—20 — верхний мел (19 — краснопорковская свита, 20 — быковская свита); 21 — нижний мел — верхний палеозой (вальдинская серия). Б: 1 — горные массивы; 2 — максимальная глубина эрозионного вреза и реконструкция его раннеорогенного положения; 3 — возраст главнейших денудационно-эрозионных врезов (а — четвертичный нерасчлененный, б — плиоценовый, в — позднемiocеновый, г — среднеэоцен-среднемiocеновый, д — раннеэоценовый); 4 — реконструкция вершинной поверхности неоструктуры I порядка; 5 — разрывные нарушения (а — установленные по геологическим данным, б — они же, развивающиеся в рельефе); 6 — разрывные нарушения, развивающиеся в рельефе и установленные по геоморфологическим признакам; 7 — новейшие структурные и орографические системы и орографические системы и орографические системы и орографические системы; 8 — характер движений в них. Обобщенные комплексы пород с различной устойчивостью процессам денудации; 9 — палеозойского возраста; 10 — мезозойского, 11 — палеоген-неогенового; 12 — неогенового; 13 — магматических (а — интрузивных, б — эффузивных); 14 — дислоцированных осадочных



11 — палеоген-неогенового; 12 — неогенового; 13 — магматических

геоморфологическим признакам; 7 — новейшие структурные и орографические системы и орографические системы и орографические системы и орографические системы; 8 — характер движений в них. Обобщенные комплексы пород с различной устойчивостью процессам денудации; 9 — палеозойского возраста; 10 — мезозойского, 11 — палеоген-неогенового; 12 — неогенового; 13 — магматических (а — интрузивных, б — эффузивных); 14 — дислоцированных осадочных

к значительному преобладанию положительных структурных форм (Г). Особенно ярко процесс отмирания впадин выражен в начале завершающей стадии горообразования, т. е. с конца плиоцена. Так, например, к современной эпохе большая часть южного склона Ферганской межгорной впадины оказалась втянутой в общее поднятие Гиссаро-Алая. В рельефе сопряженный склон соответствует системе хребтов и гряд

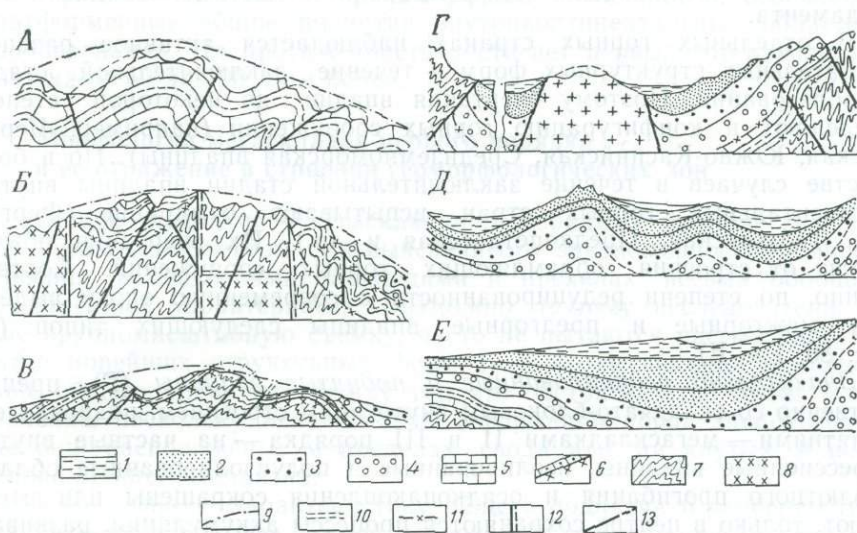


Рис. 86. Схемы строения мегаскладок I порядка

А, Б, В — положительные мегаскладки — горные сооружения [А — с глубоко опущенным фундаментом (копетдагский тип), Б — с различно поднятым и разновозрастным фундаментом (памирский тип), В — с высоко поднятым и близким по возрасту фундаментом (тяньшаньский тип)]; Г, Д, Е — отрицательные мегаскладки (Г и Д — межгорные впадины с различной глубиной залегания фундамента; Е — предгорные впадины). 1—4 — четвертичные, неогеновые и олигоценные отложения; 5—6 — палеогеновые и мезозойские отложения; 7—8 — породы фундамента (7 — палеозойские, 8 — допалеозойские); 9 — обобщенные очертания положительных мегаскладок; 10 — граница между разновозрастными фундаментами; 11 — обобщенные очертания отрицательных мегаскладок — подошва моласс; 12 — глубинные разломы; 13 — разрывы

предгорий, т. е. пьедестальной части горного сооружения. Такая же участь постигла геосинклинальный склон предгорного прогиба Копетдага. Явления сокращения в процессе отмирания отрицательной мегаскладки I порядка устанавливаются для южного склона Предпамирского прогиба, испытавшего значительные прогибания в мезозое, кайнозое и втянутого с конца позднего плиоцена в интенсивно воздымающиеся и расширяющиеся передовые поднятия Памира.

Развитие мегаскладок I порядка часто сопровождается асимметрией, обусловленной наклоном общих поднятий — горных сооружений к крутосклонным и глубоким сопряженным впадинам, активно развивавшимся на протяжении этапа горообразования. Так, например, отчетливо выражена асимметрия общего поднятия Горного Крыма — положительной мегаскладки I порядка, значительно наклоненной в сторону глубокой межгорной впадины Черного моря. Менее резко выражены асимметрии наблюдаются в системе сопряженных мегаскладок Большого Кавказа и Риоиско-Куруинской межгорной впадины. Центральный Копетдаг представляет асимметричную мегаскладку I порядка, местами испытывающую отчетливый наклон на север — к Предкопетдагскому прогибу. Аналогичное явление наблюдается в Гиссаро-Алае — асимметрия крыльев мегаскладки и наклон горного сооружения на юг, в сторону более глубокой Таджикской межгорной впадины. Различные морфологические типы положительных мегаскладок позволяют предполагать, что и сопряженные с ними отрицательные изгибы также

существенно отличаются по своему строению. Однако они еще плохо изучены. По данным геофизических исследований и по геологическому строению горного обрамления, мегаскладки, образующие предгорные впадины, асимметричны: крутое крыло сопряжено с положительной мегаскладкой (склоном горного сооружения), а пологое — со смежной платформенной областью. Межгорные прогибы часто асимметричны; они также обладают различной морфологией и глубиной залегания фундамента.

В отдельных горных странах наблюдается активное развитие отрицательных структурных форм в течение заключительной стадии горообразования. Поэтому очертания впадин до некоторой степени определяют и конфигурацию горных сооружений (например, Черноморская, Южно-Каспийская, Средиземноморская впадины). Но в большинстве случаев в течение заключительной стадии впадины внутриконтинентальных горных стран испытывают отмирание (Ферганская, Таджикская, Предкопетдагская и др.). Их очертания обычно зависят от строения обрамляющих горных сооружений. Соответственно, по степени редуцированности в современную эпоху выделяются межгорные и предгорные впадины следующих типов (см. (рис. 86, Г—Е).

Значительно редуцированные и поднятые впадины (Г), преимущественно со складчато-блоковым внутренним строением, подразделены поднятиями — мегаскладками II и III порядка — на частные внутридепресссионные впадины, изолированные и полуизолированные области абсолютного прогибания и осадконакопления сокращены или отсутствуют, только в центре сохраняются процессы аккумуляции, развивающиеся в условиях перекомпенсации (например, Пранарынская впадина, включающая современные Нарынскую, Атбашинскую и Аксайскую горные впадины).

Умеренно редуцированные, слабо поднятые впадины (Д), в верхнем структурном этаже преобладает сводово-складчатое строение, а на склонах (сопряженных с передовыми поднятиями горных сооружений) — блоково-складчатое; подразделены на частые впадины полузамкнутые и (реже) замкнутые внутридепресссионные мегаскладки II и III порядка области прогибания — остаточные внутридепресссионные впадины сокращены и осадконакопление на преобладающей территории происходит в условиях перекомпенсации (Афгано-Таджикская депрессия).

Слабо редуцированные впадины (Е) осложнены поднятиями, преимущественно на склонах и в центральной части еще представляют области абсолютного прогибания; по условиям осадконакопления в течение четвертичного периода впадины этого типа могут быть подразделены на: слабо перекомпенсированные (Ферганская и Предкопетдагская) и компенсированные (Закаспийская), реже с участками некомпенсированного прогибания (южная чаша Каспия).

Время развития этих основных орогенных структурных форм соизмеримо с протяженностью этапа горообразования, но их становление в рельефе и максимумы развития не совпадают. Положительные мегаскладки I порядка зарождались на фоне общего прогибания и направлены развивались в течение всего этапа горообразования, например, с позднего палеогена и до современной эпохи включительно. Данные геоморфологического анализа свидетельствуют о том, что восходящее развитие этих положительных мегаскладок достигло преобладания над отрицательными мегаскладками к концу главной стадии горообразования и не прекратилось и в настоящее время. Таким образом, «жизнь» этих тектонических деформаций определяется первыми десятками миллионов лет. Аналогичной длительностью развития характеризуются и сопряженные отрицательные мегаскладки. Оптимальные условия их

формирования (на юге Средней Азии) господствовали в течение начальной и главной стадий горообразования, т. е. примерно до позднего плиоцена. Заключительная стадия характеризуется общим сокращением и отмиранием отрицательных мегаскладок внутриконтинентальных областей горообразования.

Мегаскладки I порядка в большей степени, чем мегаскладки II и III порядков, тяготеют к брахиморфным дислокациям, особенно эпиплатформенные общие поднятия внутриконтинентальных областей горообразования. Их протяженность достигает первых сотен километров, ширина от 50 до 100 км и более.

Морфология мегаскладок первого порядка и ее отражение в строении геоморфологических зон

Общие поднятия — мегаскладки I порядка — фактически до сих пор остаются объектом с невыясненными закономерностями внешнего строения и сведениями, лежащими в пределах весьма обобщенных качественных характеристик. Возможно поэтому исследователи, ведущие крупномасштабную съемку, часто не пытаются рассматривать развитие новейших структурных форм II и более высоких порядков на фоне общего поднятия. Между тем это обстоятельство имеет большое значение, поскольку механические деформации пород зависят от того, где они расположены: в пределах свода или на крутых и пологих склонах общего поднятия.

Качественную характеристику общего поднятия и особенностей его становления в рельефе земной поверхности в виде горного сооружения можно получить на основании изучения зонального рельефа*, т. е. территориального распространения региональных геоморфологических зон, степени их развития, консервации реликтового рельефа первой — внутренней горной зоны и ее соотношение с рельефом второй — внешней горной зоны (см. стр. 93—96, рис. 33—35). В соответствии с особенностями морфологического становления общего и частных поднятий концентрическое расположение геоморфологических зон может испытывать существенные искажения.

В общем случае устанавливаются следующие закономерности. Если зональность рельефа свойственна всем горным странам, то «набор» горных зон, их высотное положение и территориальное распространение существенно отличаются в зависимости от ряда причин. Среди них определяющими являются морфология общего поднятия и характер его становления в рельефе. Наибольшее значение для консервации древнего рельефа, по-видимому, имеет ширина и высота горного сооружения и меньшее — его протяженность.

Изменение скорости воздымания мегаскладки I порядка на протяжении этапа горообразования определяет соответствующие изменения интенсивности эрозии. Неравномерность (постепенный или скачкообразный) характер изменения скорости определяет характер (иногда резкий) вертикального расчленения I и II горных зон. Разные пределы скоростей эндогенных и экзогенных процессов обуславливают степень отставания эрозии от воздымания. Значительные превышения критической скорости роста мегаскладки в рельефе приводят к консервации древнего типа расчленения во внутренних районах горного сооружения, т. е. на своде и присводовых участках общего поднятия. К современной эпохе в различных горных сооружениях могут быть условия значитель-

* Исследованию основных закономерностей строения горного рельефа и подробная характеристика геоморфологических зон на примере орогена Средней Азии посвящена монография автора «Развитие рельефа горных стран». Изд-во «Мысль», 1970.

ной и частичной консервации древнего рельефа первой зоны, а также его повсеместного уничтожения. Подобная зависимость между внутренним развитием мегаскладок I порядка и реакцией экзогенных процессов позволяет прийти к выводу о возможном решении обратной задачи — по внешнему облику, распространению и степени сохранности геоморфологических зон восстанавливать внешнее строение общего поднятия (мегаскладки), морфологию свода и крыльев, асимметрию, высотные соотношения с сопряженными впадинами (предгорными и межгорными), а также характер ее конэрозионного развития.

Учитывая различную степень консервации древнего рельефа первой горной зоны, можно выделить основные морфологические типы общих поднятий — горных сооружений (рис. 87, А—Г).

В обширных и высоких горных сооружениях при быстром воздымании на значительную высоту создаются благоприятные условия для развития и последующей сохранности наиболее древнего орогенного рельефа первой горной зоны. Его формирование соответствует (по времени) вступительной стадии горообразования и началу конэрозионного развития общего поднятия (А).

В обширных, но средневысотных горных сооружениях при умеренном общем воздымании контраст между высотным положением горных зон уменьшается, а условия консервации рельефа первой зоны — ухудшаются. В подобной обстановке в присводовых регионах часто существуют одновременно древние формы в верхней части горных склонов и молодые ущелья, врезанные в уплощенное дно древних долин-впадин. Асимметрия и резкий переход от общего поднятия горного сооружения к межгорной (предгорной) впадине, существующей на протяжении этапа горообразования, способствует проникновению регрессивной эрозии и развитию глубоко расчлененного рельефа второй зоны (Б).

В линейно вытянутых горных сооружениях создаются различные условия консервации древнего рельефа в пределах простых и сложных общих поднятий. В узких высоких горных сооружениях (Кавказ) реликтовый рельеф первой горной зоны обычно к современной эпохе уничтожается (Г). Относительно лучшие условия консервации бывают в сложных горных сооружениях, представляющих системы поднятий и впадин (например, Малый Кавказ, Динарские горы); здесь древний рельеф сохраняется фрагментарно, преимущественно во внутренних высокогорных районах (В, Г).

Большое влияние на распространение глубоко расчлененного рельефа второй горной зоны имеет характер сопряжения с отрицательными мегаскладками — межгорными и предгорными впадинами. В среднеазиатской части горного пояса они значительно редуцированы и по характеру осадконакопления являются перекомпенсированными. В западных регионах Евразийского горного пояса межгорные впадины в значительной степени недокомпенсированы (Черноморская или Средиземноморская). В последнем случае создаются благоприятные условия для регрессивного расчленения свода и склонов общего поднятия и развития рельефа второй зоны даже при незначительной высоте горного сооружения (Крым).

Наряду со скоростью и неравномерностью воздымания мегаскладок I порядка одной из причин, определяющих распространение зонального рельефа, является развитие наклона общего поднятия в процессе его воздымания. В результате асимметрии горного сооружения наиболее приподнятыми участками может оказаться не свод, а присводовые участки его склонов. Развитие крутого склона Гиссаро-Алая, сопряженного с Таджикской депрессией, способствовало распространению фрагментов древнего рельефа первой зоны на присводовой части северного более пологого склона. Древний рельеф первой зоны уничтожен и на крутом северном и северо-восточном склоне Копетдага, а на пологом

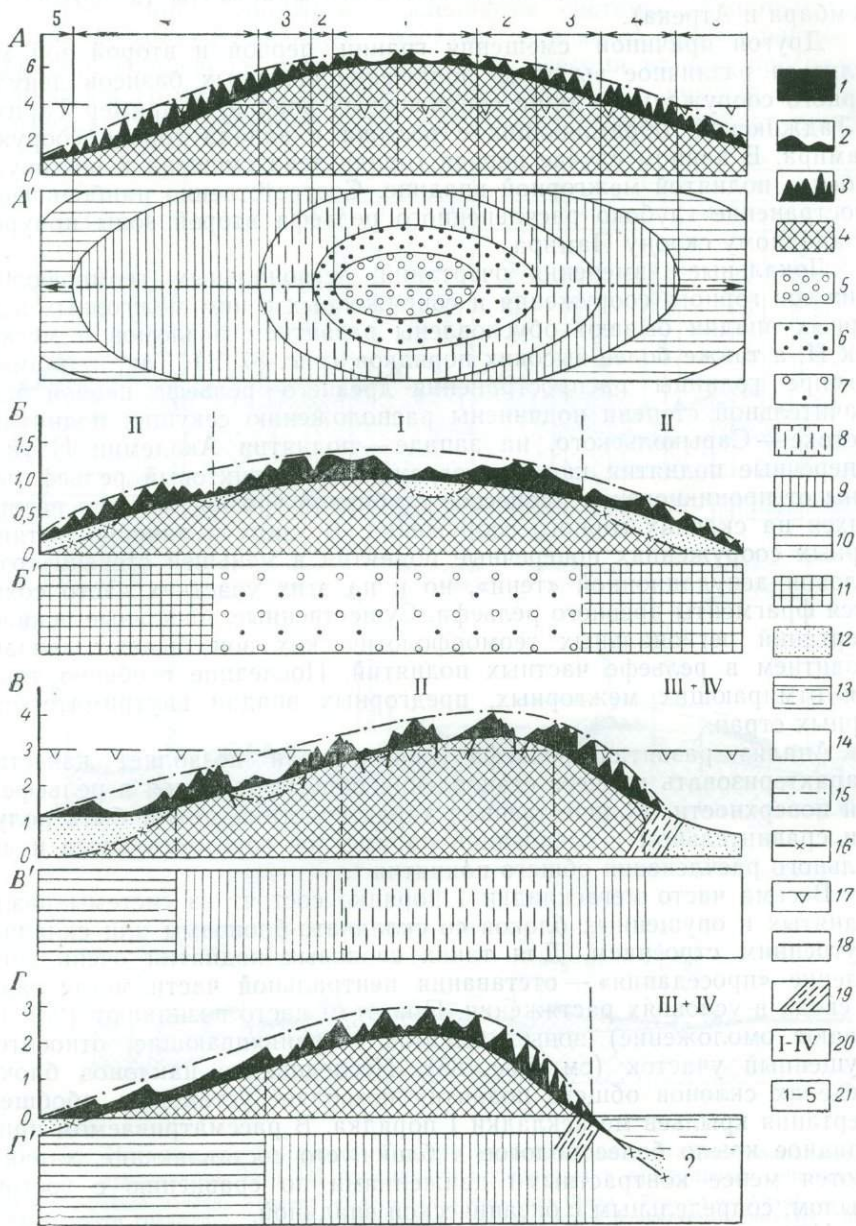


Рис. 87. Типы горных сооружений — мегантиклиналей I порядка

А — обширное высокогорное сооружение с развитием всех геоморфологических зон и ярким рельефом; Б — среднегорное и низкогорное сооружение, осложненное зонами крупных горных впадин; В — асимметричное горное сооружение с редуцированной I геоморфологической зоной и с различным характером сопряжения с межгорными и предгорными впадинами; Г — то же, с полным уничтожением I геоморфологической зоны. 1—4 — горный массив (1 — расчлененный линейной эрозией, 2 — с рельефом I геоморфологической зоны, 3 — с рельефом II геоморфологической зоны, 4 — не затронутый процессами денудации); 5—10 — различные типы рельефа геоморфологических зон и подзон [5, 6 — подзоны I геоморфологической зоны (5 — полной изоляции, 6 — частичной консервации)]; 7 — I зона, не подразделенная; 8—10 — подзоны II геоморфологической зоны (8 — углубляющихся долин, 9 — ущелий и теснин, 10 — расширяющихся долин); 11 — II зона, не подразделенная, с изолированными фрагментами рельефа I подзоны; 12 — молассы, выполняющие преимущественно перекомпенсированные впадины горной страны; 13, 14 — некомпенсированные межгорные и предгорные впадины (13 — на профиле, 14 — в плане); 15—17 — обобщающие линии (15 — очертания горного сооружения, 16 — подошвы моласс, 17 — снеговой границы); 18, 19 — крайние разломы, ограничивающие (18 — горные впадины, 19 — горные сооружения); 20, 21 — порядковые номера: 20 — геоморфологических зон, 21 — подзон; А — распространение зонального рельефа в плане. Вертикальный масштаб в километрах

юго-западном склоне еще встречаются его фрагменты (в верховьях рек Сумбара и Атрека).

Другой причиной смещения границ первой и второй зон может являться различное высотное положение основных базисов денудации горного сооружения — днищ сопряженных впадин, например Таримской и Таджикской, обрамляющих с востока и запада горное сооружение Памира. В данном случае первая горная зона смещена к востоку, т. е. к более поднятой межгорной впадине. Соответственно наибольшее распространение глубоко расчлененного рельефа второй зоны приурочено к западному склону Памира.

Локальные изменения очертаний региональных геоморфологических зон горного сооружения и сопряженных с ним межгорных и предгорных впадин бывают обусловлены развитием разломов и мегаскладок II, а также более высоких порядков (рис. 87, В). Так, например, на Памире границы распространения древнего рельефа первой зоны в значительной степени подчинены расположению секущих поднятий: на востоке — Сарыкольского, на западе — поднятия Академии Наук. Это поперечные поднятия как бы «ограждают» реликтовый рельеф первой зоны от проникновения процессов глубинной эрозии, активно развивающихся на склонах горного сооружения. В узких и линейно вытянутых горных сооружениях поперечные поднятия в меньшей степени создают условия денудационной «тени», но и на этих участках часто сохраняются фрагменты древнего рельефа. Существенные локальные искажения очертаний региональных геоморфологических зон бывают связаны с развитием в рельефе частных поднятий. Последние особенно типичны для отмирающих межгорных, предгорных впадин внутриматериковых горных стран.

Анализ развития рельефа горных стран позволяет качественно характеризовать процесс становления общего поднятия в рельефе земной поверхности. Количественная характеристика может быть получена при сравнительном исследовании параметров горизонтального и вертикального расчленения общего поднятия*.

Весьма часто мегаскладки I порядка состоят из системы различных поднятых и опущенных блоков со складчато-блоковым или складчатым внутренним строением. Для таких сводовых поднятий очень типично явление «проседания» — отставания центральной части мегаскладки — ее свода в условиях растяжения. При этом часто возникают (или испытывают омоложение) зоны разломов, ограничивающие относительно опущенный участок (см. рис. 85). Исследование наклонов блоков в пределах склонов общего поднятия позволяет установить обобщенные очертания крыльев мегаскладки I порядка. В рассматриваемом примере западное крыло более пологое и блоки, его составляющие, характеризуются менее контрастными движениями по сравнению с восточным крылом, сопредельным с океанической впадиной.

Иногда общий сводообразный характер поднятия бывает слабо выражен в рельефе и на первое место выступают поднятия и впадины, его слагающие. Такое явление характерно для некоторых асимметричных общих поднятий эпигеосинклинальных горных стран с хорошо развитыми системами мегаскладок II и III порядка (Динарских гор, Малого Кавказа и горного сооружения Сахалина, см. рис. 85, Б).

Более сложные соотношения стрографических и структурных форм устанавливаются при исследовании Памиро-Тяньшаньской внутриматериковой обширной области горообразования. Ниже в качестве примера приводится краткое описание новейших структур, слагающих поднятие Памира и Гиссаро-Алая, по данным геоморфологических

* Этим вопросам посвящена работа автора «Развитие рельефа горных стран». Изд-во «Мысль», 1970.

профилей (рис. 88, А, Б и В). В обобщенных очертаниях Памира и Юго-Западного Тянь-Шаня выделяются системы обширных поднятий и сильно редуцированных, местами полностью вырожденных горных впадин. В пределах рассматриваемого сечения на юге орографической границей Памира является впадина Пянджа на участке ее широтного отрезка (2). Сравнение ряда поперечных сечений вкрест простирания

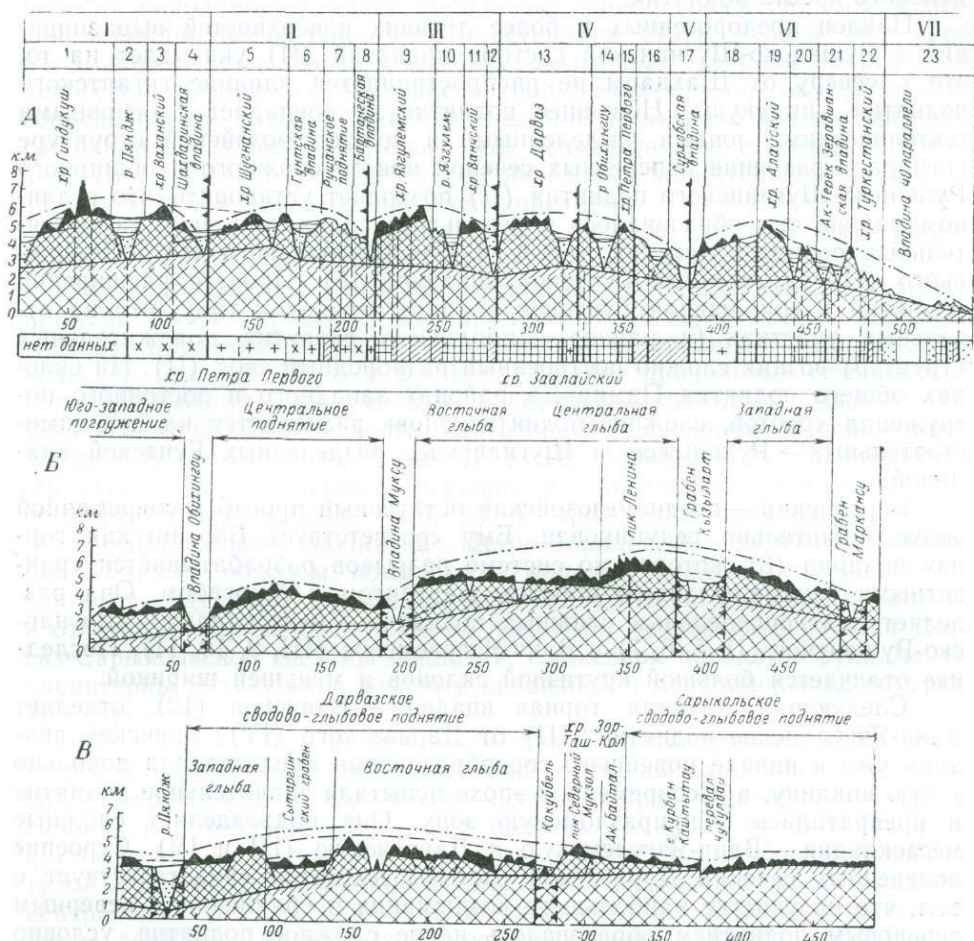


Рис. 88. Мегаскладки I порядка Памиро-Алайской области горообразования (системы мегаскладок II и III порядков в поперечных и продольных сечениях)

А — поперечное сечение Памира и Юго-Западного Тянь-Шаня (Туркестано-Алая) на участке их наибольшего сближения; Б и В — продольные сечения систем поднятий Памира (Б — передовой — Петро-Заалайской, В — внутренней — Дарваз-Сарыкольской). Условные обозначения см. рис. 46

системы передовых хребтов-поднятий Гиндукуша (1) и Ваханской (3) заставляет предполагать, что мощное воздымание Гиндукуша оказало большое влияние на Южную Предпамирскую горную впадину (2). Денудационные поверхности Ваханской системы хребтов (3) почти повсеместно имеют наклон с юга на север. Возможно, это связано с вовлечением пограничных регионов горного сооружения Памира (2, 3 и 4) в мощное воздымание системы Гиндукуша. Поэтому в морфологическом отношении Ваханская система поднятий как бы включается в разнородный по новейшему тектоническому строению, но морфологически общий, обширный свод Ваханско-Гиндукушского поднятия (1).

Наиболее четко граница между внутренними поднятиями Памира (II) и Ваханско-Гиндукушской пограничной системой (I) прослеживается по обширной древнейшей впадине, частично занятой долиной Шахдары. К современной эпохе Шахдаринская впадина оказалась высоко поднятой и перекошенной. Поэтому в ее пределах реки приурочены к системам краевых разломов, осложняющих южный склон Шугнанского хребта-поднятия.

Наклон предороженных и более древних поверхностей выравнивания в Рушанско-Шугнанской системе поднятий (II) указывает на то, что к северу от Шахдары не распространяется влияние гигантского поднятия Гиндукуша. Новейшее поднятие не совпадает с основными тектоническими зонами, выделенными в позднемезозойской структуре Памира. Сравнение поперечных сечений нового сложного и обширного Рушанско-Шугнанского поднятия (II) позволяет установить, что в данном районе оно образовалось в результате сближения двух самостоятельных поднятий (см. рис. 88, А, 5—7): Шугнанского (5) и Рушанского (7), разделенных Гунтской впадиной (6). Процесс расширения поднятий и сокращения Гунтской впадины привел к тому, что на отдельных участках (в районе наибольшего развития положительных структур) возник сложно построенный разнородный свод (II). На склонах общего поднятия Памира, в районах западного и восточного погружения хребтов, сложное поднятие вновь распадается на два самостоятельных — Рушанское и Шугнанское, разделенных Гунтской впадиной.

Бартанский — позднемезозойский остаточный прогиб к современной эпохе значительно редуцирован. Ему соответствует Бартангская горная впадина (8), которая по системе разрывов разрабатывается транзитными реками, главным образом Бартангом и Мургабом. Она разделяет два сопредельных сложных поднятия — мегаскладки — Шугнанско-Рушанское (II, 5, 6, 7) и Ванч-Язгулемское (III, 9, 10, 11). Последнее отличается большой крутизной склонов и меньшей шириной.

Следующая крупная горная впадина — Ванчская (12), отделяет Ванч-Язгулемское поднятие (III) от Дарвазского (IV). Ванчская впадина уже в начале новейшего горообразования представляла довольно узкую впадину, а к современной эпохе испытала значительное поднятие и превратилась в приразломовую зону. Она подразделяет сложные мегаскладки — Ванч-Язгулемскую и Дарвазскую (III и IV). Строение поперечных сечений Дарвазской системы поднятий свидетельствует о том, что на участке наибольшего воздымания и сближения с северным передовым поднятием образовалось новое сложное поднятие, условно именуемое Северо-Дарвазским с общим наклоном земной поверхности (IV). На склонах Памира это поднятие подразделяется на два — Дарвазское (13, IV) и Петро-Заалайское (14, 15, 16). Их отделяет крупная впадина, занятая на значительном протяжении широтными отрезками рек — Маркансу, Муксу и верховьем Обихингоу (14). На западном склоне, сопряженном с Таджикской межгорной впадиной, Дарвазское (13) и Петро-Заалайское (15) поднятия развиваются самостоятельно и резко отличаются по внешнему и внутреннему строению.

Границей Памира и Южного Тянь-Шаня является Сурхоб-Алайская асимметричная горная впадина, которая представляет северо-восточное окончание Таджикской депрессии (V). Южная часть этой впадины в течение этапа горообразования оказалась втянутой в Петро-Заалайское поднятие и образует его северный склон (16).

По масштабам весь Юго-Западный Тянь-Шань (в данном сечении) примерно равен одному из сложных поднятий Памира. В обобщенных очертаниях отчетливо выражена асимметрия Туркестано-Алайского поднятия (VI), которая повторяется и в других меридиональных сече-

ниях. На северном склоне устанавливается вовлечение сопредельной части Ферганской впадины в общее поднятие (VII). В пределах рассматриваемого сечения центральная и присводовая часть горного сооружения Тянь-Шаня осложнена приразломовой впадиной, которая лежит на продолжении наиболее крупной впадины Южного Тянь-Шаня — Зеравшанской (20). Существенно различается строение северного и южного склонов Туркестано-Алайского поднятия (VI). Северный более пологий склон представляет постепенно снижающиеся системы поднятий и впадин почти широтного простирания (VII). Рельеф предгорий здесь плавно переходит в высокие подгорные равнины Ферганской депрессии. Южный склон горного сооружения крутой; он граничит с сопредельной — Сурхоб-Алайской впадиной по активно развивающемуся глубинному разлому. Возможно, что асимметричное строение Южного Тянь-Шаня связано с воздействием передовых поднятий Памира в связи с их мощным воздыманием и расширением.

Продольные сечения мегаскладок I порядка должны быть проведены на участках наибольшей сохранности предороженной поверхности, т. е. по водоразделам основных новейших хребтов-поднятий. В качестве примера можно привести два продольных сечения систем поднятий Памира: окраинной — Петро-Заалайской и внутренней — Дарваз-Сарыкольской (см. рис. 88, Б и В). Исследование продольных сечений горного сооружения — мегаскладки I порядка — позволяет высветить детали его морфологии и черты внутреннего и внешнего строения положительных структурных форм II и III порядков. Устанавливаются структурно обусловленные неровности — поперечные воздымания и погружения мегаскладки (Б и В). В продольном сечении передовых складчато-блоковых поднятий Петро-Заалайской системы, сложенных главным образом комплексом молодых осадочных пород мезокайнозоя ундуляции характеризуются сравнительно большой кривизной и отчетливо выраженным изгибом (Б). Для продольного сечения Дарваз-Сарыкольской системы поднятий, сложенной породами фундамента, характерны ундуляции с меньшей кривизной и мелкоблоковым внутренним строением.

На крыльях мегаскладок I порядка (склонах горного сооружения и межгорных впадин) движения глыб и отдельных блоков становятся более контрастными. Это явление особенно ярко выражено на крутых склонах и в меньшей степени на пологих (см. рис. 88, Б и В). Весь крутой северный склон Памира (Б) характеризуется большой амплитудой и дифференцированностью движений блоков и глыб. В пределах центральных сечений наблюдаются закономерные изменения интенсивности движения отдельных структурных форм высоких порядков по поверхностям разрывов. На западном склоне Памира подвижки отдельных блоков и глыб отчетливо выражены (см. рис. 88, В; Дарвазское поднятие), а в центральной части горного сооружения и на его восточном присводовом участке дифференцированность движений отдельных блоков резко снижается (см. рис. 88, В; Сарыкольское поднятие).

По данным продольных и поперечных профилей Тянь-Шаня и Памира (Костенко, 1961) можно установить наличие разросшихся положительных простых и сложных мегаскладок с внутренним блоковым строением. Они разделены редуцированными отрицательными мегаскладками, превратившимися к современной эпохе в приразломовые впадины. Их современная роль в морфологии горного сооружения не всегда соответствует древней. Но несмотря на неблагоприятные условия (общее значительное воздымание), редуцированные тектонические впадины продолжают развиваться и представляют «живые швы», простираясь на многие десятки и (реже) первые сотни километров. В современном рельефе они выражены в виде узких горных впадин, в раз-

личной степени искаженных вследствие движения по краевым и секущим разрывам, а также неравномерного роста хребтов, их обрамляющих.

Таким образом исследования морфологии врезов и зоны плоскостной денудации дают возможность уточнить направленность, стадийность и неравномерность вертикальных движений по поверхностям разрывов структурных форм II и более высоких порядков, слагающих мегаскладки I порядка (см. рис. 86—88). Однако для объективной оценки деформаций больших изгибов, выраженных в рельефе, качественная характеристика недостаточна. Поэтому возникает необходимость определения основных параметров, позволяющих оценивать и сравнивать мегаскладки различных порядков областей горообразования.

Главнейшие параметры мегаскладок и их количественная характеристика

В поперечном сечении горные сооружения часто представляют валообразные поднятия, иногда значительной протяженности с ярко выраженной линейной ориентировкой. Это заставляет при определении параметров раздельно изучать поперечные и продольные сечения неизометричных деформаций.

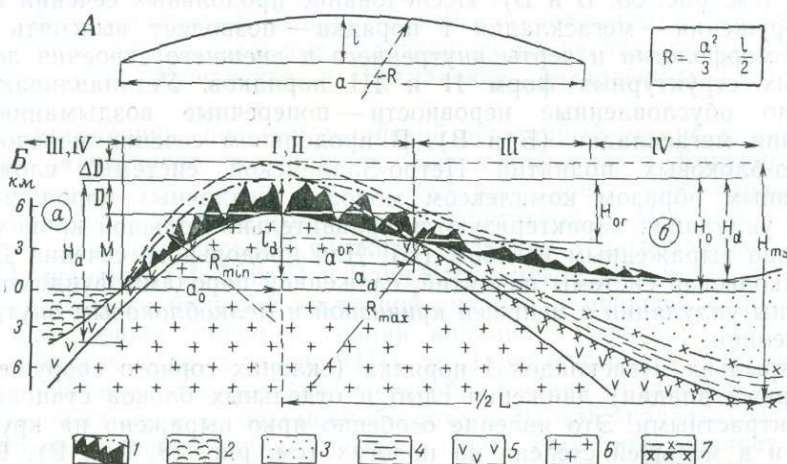


Рис. 89. Пологие изгибы в поперечном сечении мегаскладок и параметры, их определяющие

1 — зона общей денудации (линейной и плоскостной) и обобщенные очертания складки с большим радиусом кривизны; 2 — зона акваторий; 3 и 4 — молассы (3 — грубые, 4 — тонкие); 5—6 — породы (5 — доорогенные, осадочные, 6 — фундамента); 7 — очертания мегаскладок

Горное сооружение представляет лишь один из членов сопряженной системы поднятий и впадин I порядка — главных структурных форм горной страны. Поэтому параметры, определяющие горное сооружение, необходимо рассматривать в связи с сопредельными межгорными и предгорными впадинами. Эти отрицательные структурные формы выполнены молассами — породами коррелятивными новейшему этапу горообразования, и их изучение требует применения геологических методов, хорошо разработанных.

В поперечном сечении мегаскладок I порядка (рис. 89) выделяется общий склон горных сооружений и впадин, некомпенсированных (а), компенсированных или перекомпенсированных (б). Сопряжение горных сооружений с глубокими некомпенсированными впадинами характерно для западных регионов Евразийского горного пояса (например, горное сооружение Апеннин или Динарид и некомпенсированные частные впадины Средиземного моря; горные сооружения Западного и Восточного

Понта и некомпенсированная впадина Черного моря). Промежуточный характер имеет общий склон Эльбруса и глубокой южной чаши Каспия с мощным накоплением осадков.

Многие межгорные впадины внутриматериковых горных стран характеризуются перекомпенсацией. В Среднеазиатском регионе к ним относится Чуйская, Нарынская, Ферганская и Афганс-Таджикская, а также многие другие впадины. Иногда в одном и том же горном сооружении склоны общего поднятия сопряжены с различного типа впадинами (например, северный и южный склоны Крымского горного сооружения). Глубина впадины, степень ее компенсации осадконакоплением, крутизна склона и ряд других факторов значительно влияют на некоторые параметры, определяющие морфологию общего поднятия. Как и всякое поднятие, мегаскладка I порядка (выраженная в виде горного сооружения) может быть охарактеризована в данном поперечном сечении высотой (l) и шириной (a) на схеме А.

Для отсчета высоты горного сооружения должны быть выбраны два предела — верхний и нижний. Верхний предел (B, H) отвечает наиболее поднятой части горного сооружения. В большинстве случаев она соответствует вершинной поверхности свода для симметричного поднятия или присводовых участков при его асимметричном строении. В пределах этих участков принимаются средние значения высоты в абсолютных отметках и вносятся поправки на снижение горного сооружения в течение этапа горообразования общей денудацией (ΔD).

Нижний предел для отсчета высоты общего поднятия неоднозначно определяется различными исследователями. Наиболее часто используются данные превышения горного сооружения над различными базисными поверхностями: дном озерных или морских акваторий (H_a), дневной поверхностью сопряженных межгорных (предгорных впадин) (H_d) или поверхностью подошвы моласс (H_{ms}). Эта величина представляет амплитуду «волны» земной коры I или более высоких порядков. Иногда высота общего поднятия — горного сооружения определяется его превышением над уровнем моря (H_0). Следует определять превышение горного сооружения над предгорьем, т. е. над наиболее его молодой пьедестальной частью. Эта величина будет отвечать минимальным значениям высоты устойчивого поднятия в данном сечении ($H_{ор}$).

В соответствии с принятой базисной поверхностью определяется и ширина горного сооружения: a_0 — на уровне моря, a_d — на уровне поверхности дна сопряженных впадин или зоны предгорий — $a_{ор}$.

Важным параметром для характеристики больших изгибов является их кривизна ($1/R$). В связи с неправильной формой сводообразного поднятия полезно определять радиус кривизны для различно изогнутых участков, например для крутого (R_{min}) и пологого (R_{max}) склонов общего поднятия, а также для свода и присводовых участков. В узких линейно вытянутых горных сооружениях радиус кривизны определяется многими сотнями километров, а в обширных горных сооружениях даже первыми тысячами километров. Так, например, можно указать на следующие радиусы кривизны, определенные для различных общих поднятий — горных сооружений и сопредельных впадин: Копетдаг (Центральный) — 500 км, Предкопетдагский прогиб — 100 км, Гиссаро-Алай — 1500—1000 км в (различных сечениях), Ферганская межгорная впадина — 100—70 км, Памир — 1500—2000 км, Витимо-Патомское нагорье — 2500 км. Если вспомнить, что большая полусось (радиус) Земли примерно равна 6378 км, то станет ясно, что даже высокие и обширные горные сооружения в планетарном масштабе представляют лишь незначительные «морщинки» лика Земли.

Таким образом комплекс параметров (некоторые из них сведены в табл. 9) позволяет дать количественную характеристику изгибов по-

Параметры, характеризующие морфологию складчатых деформаций
(складок и мегаскладок)

Величины для расчета по формуле	Характерные сечения для отдельных участков деформации	Условное наименование и обозначение параметров, определенных при анализе кривизны по данным профилей, продольных и поперечных сечений складок и мегаскладок
R — радиус кривизны l/R — кривизна изгиба	<p>Радиус кривизны денудационной поверхности не определяет глубины заложения деформации, а только общие или частные значения изгибов исследуемой поверхности. Определяется для складок и мегаскладок со складчатым и блоково-складчатым внутренним строением</p>	<p>R — общее среднее значение R_s — радиус кривизны для свода и присводовых участков R_{max} — радиус кривизны наиболее крутого крыла-склона поднятия R_{min} — радиус кривизны наиболее пологого крыла-склона поднятия</p>
	<p>Радиус кривизны пород может существенно отличаться от R при консидиментационном развитии изгибов. Определяется при складчатом внутреннем строении</p>	<p>r — общее среднее значение r_s, r_{max}, r_{min} — значения, аналогичные вышеприведенным</p>
<p>l — превышение свода поднятия над поверхностью сравнения — стрела изгиба</p>	<p>Высота поднятия определяется как превышение вершинной поверхности свода или присводовых участков (для асимметричной структуры) над базисной поверхностью сравнения</p>	<p>Наиболее широко пространственные поверхности сравнения: H_0 — над уровнем моря H_{or} — над предгорьем H_a — над дном впадины подгорной наиболее низкой равнины</p>
<p>a — ширина сводообразного поднятия в данном сечении — хорда</p>	<p>Амплитуда суммарных вертикальных движений сопряженных систем положительных и отрицательных складок и мегаскладок</p>	<p>H_{ms} — от предороговой поверхности на своде до подошвы моласс</p>
	<p>Длина половины волны — от максимального воздымания до максимального погружения</p>	<p>$1/2L$ — от центра поднятия до центра сопряженного прогиба</p>

Примечание. a и l — величины для расчета отдельных участков с различной кривизной.

род, определяющих внутреннее строение деформаций и изгибов критических денудационных поверхностей, возникающих в процессе становления складок и мегаскладок в рельефе в виде поднятий и впадин.

МЕГАСКЛАДКИ ВТОРОГО И ТРЕТЬЕГО ПОРЯДКА

Становление мегаскладок II и III порядков определило возникновение основных поднятий и впадин горных стран, выраженных в релье-

ефе в виде главнейших хребтов и систем хребтов, а также разнообразных орографических понижений.

Сравнение изгибов пластов горных пород и поверхности выравнивания дает основание предполагать, что складчатые деформации испытывают наиболее интенсивные вертикальные движения после образования изгиба (с малым радиусом кривизны) или в конце его формирования. Дальнейшее воздымание и прогибание развивающихся складок протекает в сочетании с интенсивными вертикальными движениями; это приводит к образованию пологих сводообразных поднятий и впадин. Радиус кривизны этих структурных форм значительно больше радиуса кривизны дислоцированных пластов горных пород.

В областях горообразования по времени морфологического обособления мегаскладки могут быть подразделены на раннеорогенные и

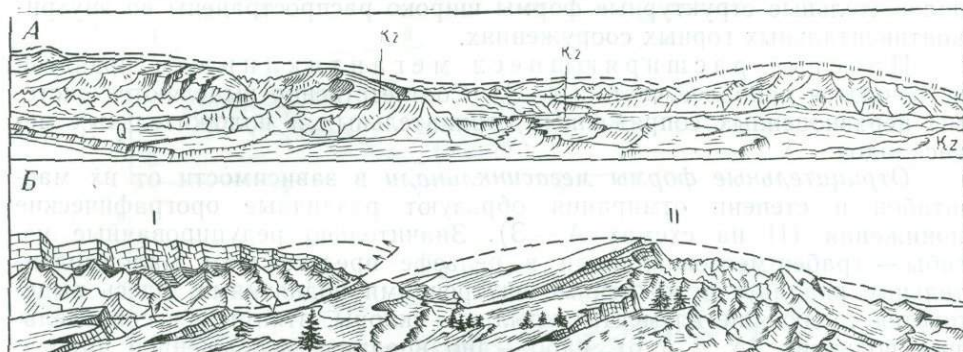


Рис. 90. Мегаскладки II и III порядка раннего заложения

А — условия высоко поднятого фундамента (Юго-Восточный Тянь-Шань, Кокшаалтау); Б — условия погружения фундамента [Юго-Западный Тянь-Шань, Байсунтау (I) и Сурхантау (II)]

позднеорогенные. В Среднеазиатском регионе первые начали развиваться в рельефе горных сооружений с олигоцена — раннего миоцена, вторые в течение плиоцена — четвертичного периода, главным образом в межгорных и предгорных впадинах.

По условиям образования мегаскладок выделяются типичные геоморфологические обстановки развития этих структурных форм: 1) в областях длительного воздымания — в пределах горных сооружений и 2) в областях устойчивого погружения — в межгорных и предгорных впадинах. Соответственно создаются различные физико-механические условия формирования мегаскладок. В горных сооружениях преобладают условия различно поднятого фундамента и мегаскладки часто характеризуются крупно- или мелкоблоковым строением (рис. 90, А, Б).

В межгорных и предгорных впадинах почти повсеместно фундамент глубоко опущен и здесь мегаскладки имеют блоково-складчатое и складчатое внутреннее строение. Основными формами рельефа, отражающими развитие конэрозионного изгиба, являются критические поверхности выравнивания, сформировавшиеся в конце кондендационной стадии. Вследствие значительной активизации линейной эрозии поверхности выравнивания на сводах мегаскладок горного сооружения плохо сохранились и фрагменты изогнутой поверхности чаще не позволяют даже приближенно представить морфологию пологого изгиба. Помимо этого явления поверхность выравнивания может быть искажена развивающимися разрывами (см. рис. 90, А, Б).

В рельефе раннеорогенных мегаскладок Тянь-Шаня с длительным этапом кондендационного развития древний домезозойский пенеплен часто не сохраняется и фрагменты водораздела на сводах новейших

поднятий представляют более молодое образование — предорогенную поверхность выравнивания или (реже) раннеорогенную. При благоприятных условиях консервации древних поверхностей выравнивания они могут кратковременно возникать в рельефе в виде участков откопанного мезозойского и палеозойского рельефа на склонах хребтов-поднятий*.

Мегаскладки горного сооружения

В развивающихся областях горообразования во взаимосвязанных системах положительных и отрицательных структурных форм, рост поднятий-мегантиклиналей осуществляется за счет последовательного захвата сопредельных впадин-мегасинклиналей (рис. 91, А—З). Иногда этот процесс охватывает почти всю смежную впадину. «Агрессивные» положительные структурные формы широко распространены во внутриконтинентальных горных сооружениях.

Простые расширяющиеся мегантиклинали поднятий встречаются наиболее часто (А—З). Соответственно выделяются системы неравноценных сопряженных отрицательных и положительных мегаскладок.

Отрицательные формы мегасинклинали в зависимости от их масштабов и степени отмирания образуют различные орографические понижения (II на схемах А—З). Значительно редуцированные изгибы — грабен-мегасинклинали в рельефе представляют маловыразительные впадины, осложненные внутренними поднятиями. Здесь выделяются следующие элементы: крылья — склоны, втянутые в сопредельные поднятия (А, 2 и 6), ядро — дно впадины, осложненное приразломовыми ущелистыми долинами (А, 3 и 5), в пределах которого могут сохраняться фрагменты пород чехла (А, 3). В значительно редуцированных мегасинклиналях иногда развиваются одно или несколько частных поднятий (А, 4). В меньшей степени редуцированные мегасинклинали не испытывают членения и представляют в рельефе понижение, чаще всего унаследованно развивающуюся асимметричную долину (Б, 2, 3 и 4). В последнем случае дно горной впадины пропилено современным ущельем (Б, 2а). Во впадинах-долинах часто сохраняются доорогенные породы (В) и кайнозойские молассы (Г). Такое строение типично для менее редуцированных мегасинклиналей. На крыльях мегаскладок — склонах выделяются террасовидные уступы — фрагменты днщ древних врезов и поверхности выравнивания (Б, В и Г).

Положительные формы мегантиклинали в соответствии со степенью их воздымания и расширения представлены различными поднятиями-хребтами и системами хребтов (I и III на схемах А—З). В центральных районах горного сооружения преобладают прямые горст-мегантиклинали с хорошо сохранившимся сводом (А, I; Д, I и III). Благодаря процессу разрастания за счет впадин смежные поднятия сближаются и их разделяют лишь системы краевых разломов, разработанные ущельями рек (Д, II). В центральных районах горного сооружения встречаются мегантиклинали со сводами, осложненными резко поднятым блоком или группой блоков (Е). Такое строение характерно для условий значительного сближения систем поднятий, «затрудненного» расширения, а также на участках пересечения основных систем поднятий флексурно-разрывными секущими зонами. В условиях свободного расширения поднятий-мегантиклиналей преобладают своды с относительно опущенной центральной частью, осложненные грабенами (см. рис. 91, А, I; Д, III).

* Эти формы описаны для различных регионов Азиатского горного пояса, в частности для Тянь-Шаня, Н. М. Сеницыным и С. С. Шульцем.

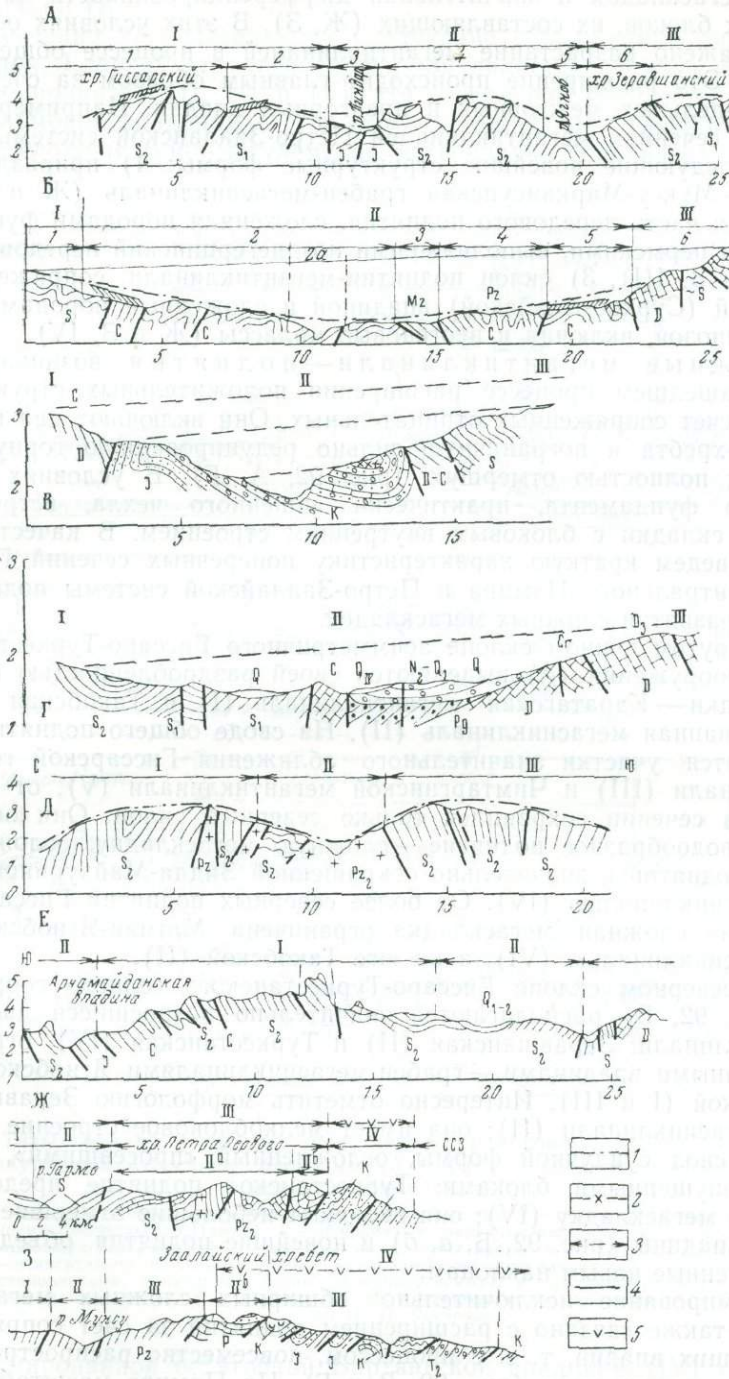


Рис. 91. Типы простых расширяющихся поднятий и редуцированных горных впадин-мегаскладок II и III порядков, частично сохранившихся в современной структуре горной страны
 1 — обобщенные очертания мегаскладок; 2 — реконструкция дна древней впадины; 3 — границы новейших структурных форм; 4 — фрагменты поверхностей выравнивания; 5 — участки древних прогибов. Масштаб дан в километрах

Для склонов горного сооружения характерна значительная асимметрия мегаскладок и значительная дифференцированность движений отдельных блоков, их составляющих (Ж, 3). В этих условиях особенно ярко выражено разрастание мегантиклиналей в процессе общего воздымания. Это расширение происходит главным образом за счет склонов сопредельных межгорных и предгорных впадин. Например, в поперечных сечениях мегантиклиналей Петро-Заалайской системы выделяются следующие новейшие структурные формы: 1) приразломовая впадина — Муксу-Маркансуйская грабен-мегасинклиналь (Ж и 3, II), 2) древняя часть передового поднятия, сложенная породами фундамента, иногда пермскими, выполненными позднегерцинский передовой прогиб (Ж и 3, III), 3) склон поднятия-мегантиклинали, сопряженный с межгорной (Сурхоб-Алайской) впадиной и сложенный породами мезозоя и кайнозоя, включая и неогеновые молассы (Ж и 3, IV).

Сложные мегантиклинали — поднятия возникают при далеко зашедшем процессе расширения положительных структурных форм за счет сопряженных отрицательных. Они включают два простых поднятия-хребта и пограничную сильно редуцированную горную впадину или полностью отмершую (рис. 92, А—Г). В условиях высоко поднятого фундамента, практически лишенного чехла, встречаются сложные складки с блоковым внутренним строением. В качестве примера приведем краткую характеристику поперечных сечений Гиссаро-Алая, Центрального Памира и Петро-Заалайской системы поднятий в районах развития сложных мегаскладок.

На крутом южном склоне асимметричного Гиссаро-Туркестанского горного сооружения (А) выделяются своей раздробленностью простые мегаскладки — Каратагская мегантиклиналь (I) и Такобская сильно редуцированная мегасинклиналь (II). На своде общего поднятия устанавливаются участки значительного сближения Гиссарской горст-мегантиклинали (III) и Чимтаргинской мегантиклинали (V), от которой в данном сечении сохранился только северный склон. Они образуют единое сводообразное поднятие — сложную мегаскладку, осложненную высоко поднятой и значительно сокращенной Зидда-Майхуринской грабен-мегасинклиналью (IV). От более северных поднятий Гиссаро-Чимтаргинская сложная мегаскладка ограничена Магиан-Ягнобской грабен-мегасинклиналью (VI), а на юге Такобской (II).

На северном склоне Гиссаро-Туркестанского горного сооружения (см. рис. 92, Б) располагаются значительно разросшиеся две горст-мегантиклинали: Зеравшанская (II) и Туркестанская (IV), ограниченные крупными впадинами — грабен-мегасинклиналями Ягнобской и Зеравшанской (I и III). Интересно отметить морфологию Зеравшанской горст-мегасинклинали (II); она имеет мелкоблоковое строение и уплощенный свод сундучной формы, осложненный «просевшими», относительно опущенными блоками. Туркестанское поднятие представляет сложную мегаскладку (IV); она включает небольшие отмершие внутригорные впадины (рис. 92, Б, а, б) и новейшие поднятия, объединенные и подчиненные новым наклонам.

Формирование исключительно обширных сложных мегаскладок Памира также связано с расширением поднятий за счет сопряженных отмирающих впадин, т. е. с процессом, повсеместно распространенным в горных сооружениях (рис. 92, В и Г). На Памире масштабы сложных мегаскладок значительно превосходят сложные мегаскладки Туркестано-Алайского поднятия. Сравнивая строение склонов Рушанской и Ванчской горст-мегантиклинали с Бартангской грабен-мегасинклиналью (развивавшейся в пределах послескладчатого прогиба), можно установить ярко выраженную «агрессию» расширяющихся поднятий. Именно в процессе своего воздымания поднятия «захватили» значительную часть сопряженного склона Бартангской впадины и полностью

«поглотили» Язгулемскую. В результате образовались новые сложные мегаскладки (В и Г).

В сечении «В» выделяются следующие сопряженные системы мегаскладок. Главной структурной формой является сложное Ванч-Язгулемское поднятие (II, III и IV). На севере оно отделяется Ванчской приразломовой впадиной (I) от структурных форм Северного Памира. На юге сложная Ванч-Язгулемская мегаскладка ограничена значитель-

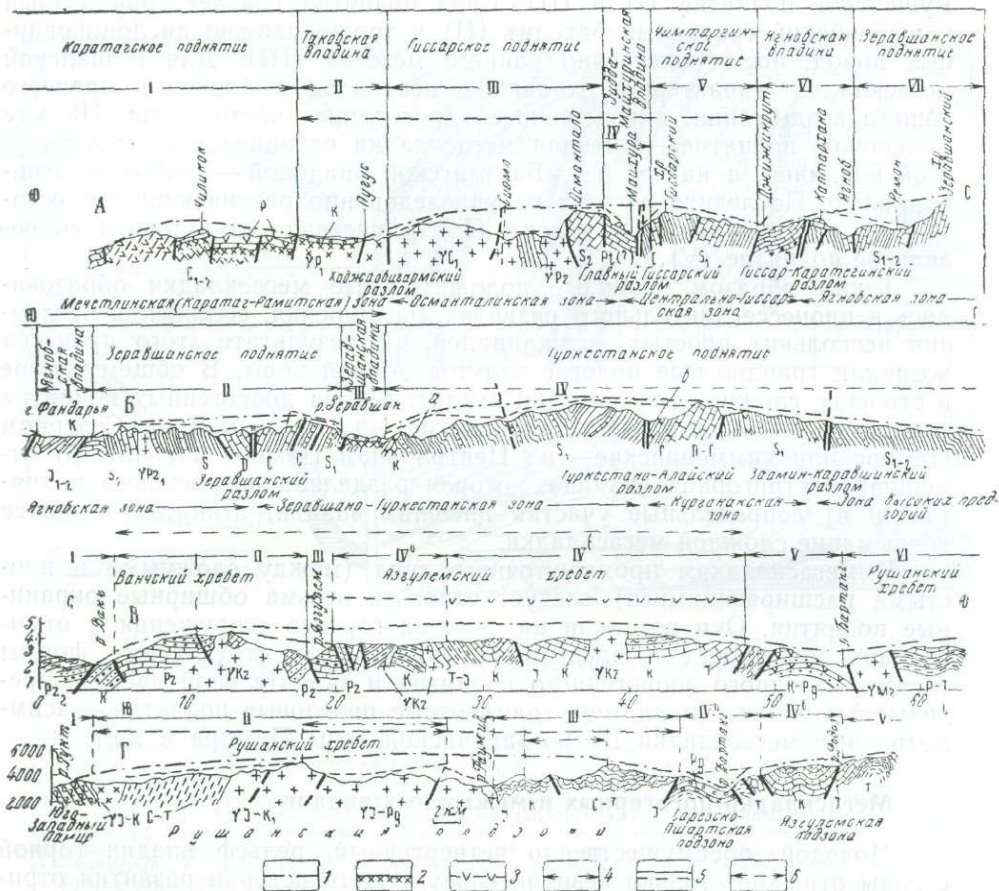


Рис. 92. Типы сложных и простых мегаскладок с различной геологической предисторией и внутренним строением: блоковым (А и Б) и с сочетанием складчато-блокового с блоковым (В и Г)

А и Б — поперечные сечения Гиссаро-Алая (А — южный склон, Б — северный склон); В и Г — поперечные сечения Центрального Памира. 1 — обобщенные очертания мегаскладок; 2 — фрагменты древних денудационных поверхностей; 3 — участки мезозойских прогибов, втянутые в кайнозойские поднятия; 4 — относительно опущенные блоки в сложных мегантиклиналях; 5 — разломы (сплошная линия — установленные, пунктирная линия — предполагаемые); 6 — границы сложных мегаскладок. Геологические данные по Б. П. Бархатову, М. М. Кухтыкову и др.; новейшие структурные формы по Н. П. Костенко

но редуцированной остаточной Бартангской впадиной (IV) от Рушанского поднятия (VI). В пределах Ванч-Язгулемской сложной мегаскладки выделяются: 1) древнее, унаследованно развивающееся Ванчское поднятие (II), 2) приразломовая Язгулемская впадина-долина (III) и 3) часть отмиравшего прогиба Центрального Памира, втянутая в поднятие (III) на протяжении кайнозоя (IV а и б). В восточных сечениях эта сложная мегаскладка также представляет крупный пологий свод, оборванный впадинами: на севере — Ванчской, приразломовой, а на юге — Бартангской, остаточной, сохранившейся в пределах

древнего более обширного послескладчатого прогиба. Внутреннее строение Ванч-Язгулемской сложной мегаскладки является неоднородным, преимущественно складчато-блоковым, а там, где фундамент имеет значительное распротранение, — блоковым (например, в пределах Ванчского хребта). В западных сечениях автономность Ванчского и Язгулемского поднятий отчетливо выражена и сложная мегаскладка по простиранию замещается двумя простыми мегаскладками, сильно сближенными. В сечениях «Г» сложную мегаскладку образует Рушанское поднятие (II и III). Свод поднятия слагает грандиозный киммерийский гранитный батолит (II) и толщи сложно дислоцированных пород, преимущественно раннего мезозоя (III). Для Рушанской мегаскладки характерно отставание центральных блоков в процессе общего воздымания, определившее «проседание» части свода. На юге Рушанское поднятие — сложная мегаскладка ограничена Гунт-Аличурской впадиной, а на севере — Бартангской впадиной — грабен-мегасинклиналью. Последняя состоит из унаследованно развивающегося остаточного прогиба (IV,а) и склона (IV,б), частично втянутого в сопредельное поднятие (V).

Таким образом, сложные положительные мегаскладки образовались в процессе длительного развития, расширения, сближения и слияния нескольких простых антиклиналей. В результате этого процесса возникли грандиозные пологие вздутия земной коры. В общем случае в строение сложной мегаскладки входят: а) два доорогенных поднятия (например, каледонские или герцинские — на Тянь-Шане и Северном Памире или киммерийские — на Центральном Памире и т. п.); б) отмершая внутривпадинная впадина, которая разделяла разросшиеся поднятия, и в) сопредельные участки внешних впадин, втянутые в общее воздымание сложной мегаскладки.

К мегаскладкам промежуточного типа (между сложными и простыми расширяющимися) следует относить весьма обширные окраинные поднятия. Они возникли на склонах горного сооружения и отмирающих межгорных и предгорных впадин. Эти структурные формы состоят из одного доорогенного поднятия и значительной части сопредельной впадины (например, грандиозные передовые поднятия — асимметричные мегаскладки Петро-Заалайской зоны Памира и др.).

Мегаскладки предгорных и межгорных впадин

Молодой, преимущественно четвертичный, рельеф впадин горной страны отражает только незначительную часть истории развития отрицательных и положительных мегаскладок, а также элементов, их слагающих (рис. 93). Это определяет обязательную комплексность исследований, которые включают наряду с геоморфологическими методами изучения мощностей и фаций моласс — формаций, образующихся параллельно со становлением поднятий и впадин горной страны (А). Мощность пород орогенного комплекса достигает больших значений. Так, в пределах внутридепресссионных впадин Памиро-Тяньшаньского региона мощность моласс достигает 3—5—6 км, а в узких прогибах, непосредственно примыкающих к горным сооружениям, она иногда превышает 7—10 км (А, а—в). Строение межгорных впадин внутриматериковых орогенов позволяет считать, что крупные отрицательные мегаскладки I порядка в заключительную стадию горообразования испытывают отмирание — сокращение и членение (А, в). В частных внутридепресссионных впадинах, т. е. там, где еще развиваются процессы абсолютного и относительного прогибания, рельеф характеризуется концентрическим расположением предгорной и подгорно-равнинной зон. Они определяют границы между участками, еще испытывающими прогибание и втянутыми в расширяющееся горное обрамление (рис. 93,

Б и В). С позднего плиоцена в горных странах процесс членения мегасинклинали I порядка внутридепрессийными поднятиями наблюдается повсеместно, но начало конэрозионного развития поднятий различно. В среднеазиатской области горообразования межгорные и предгорные впадины к современной эпохе почти повсеместно подразделены системами внутридепрессийных поднятий (см. рис. 93, Б и В, IV—V), разделяющими обширную и ранее единую неогеновую седиментационную депрессию на ряд частных впадин (Б и В, I, II, III). В условиях мощ-

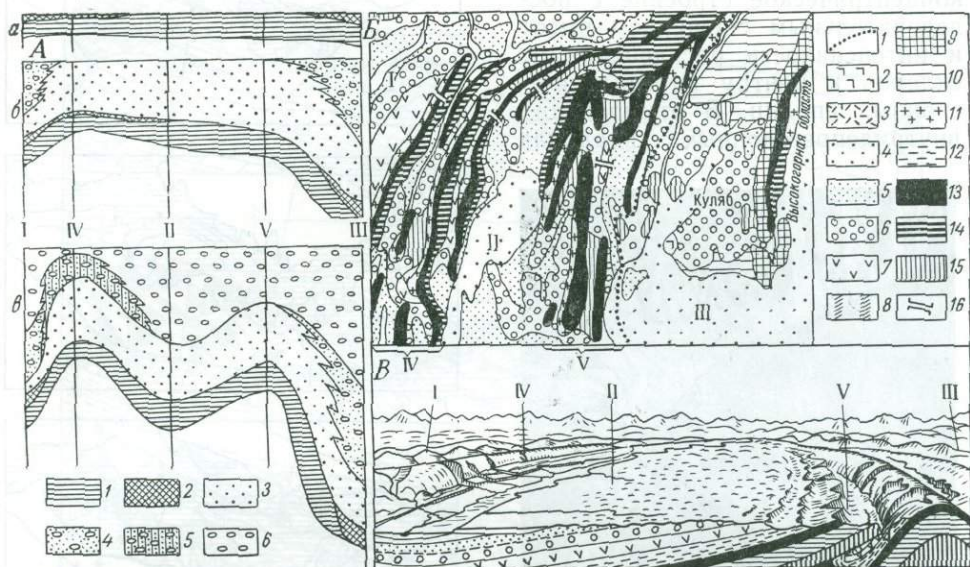


Рис. 93. Основные этапы конседиментационного развития и становления в рельефе складчатых деформаций в пределах межгорных впадин на примере Афгано-Таджикской депрессии

А — схема развития мегантиклиналей Таджикской депрессии в течение начальной (а) и главной стадий (б и в) горообразования: 1 — морские отложения палеогена, породы орогенного комплекса; 2 — лагунно-морские отложения олигоцена; 3—4 — континентальные отложения миоцена (3 — песчано-глинистые и 4 — гравийно-конгломератные); 5 и 6 — грубые молассы плиоцена (5 — с преобладанием местных пород; 6 — с преобладанием песчано-конгломератных отложений). Б — геоморфологическая карта внутридепрессийных впадин — Афгано-Таджикской и В — полевая зарисовка этого региона [по А. Р. Бурачеку (1933) с некоторыми дополнениями]. 1 — границы районов; 2 — карстовый рельеф; 3 — рельеф песчаных аккумуляций; 4 — речные террасы; 5 — предгорные равнины и шлейфы; 6 — адры; 7 — бедленд; 8—11 — различные морфологические типы рельефа низких гор (8 — пористый, 9 — руинный, 10 — рибристый, 11 — скалистый); 12 — бронированные антиклинали и моноклинали; 13 — рельеф размытых эрозией меловых ядер складок; 14—15 — формы рельефа, выработанные древней денудацией; 16 — сквозные долины

ного чехла (включая и орогенный комплекс) новейшим поднятиям и впадинам соответствуют складчатые деформации — мегантиклинали и мегасинклинали II и III порядка, а также складки (с малым радиусом кривизны), в различной степени осложненные разрывами. В других структурных условиях частные поднятия и впадины могут представлять системы сводово-блоковые или блоковые. В глубоких и обширных межгорных и предгорных впадинах — седиментационных депрессиях могут быть выделены следующие структурные формы высоких порядков: ядра мегасинклиналей, своды мегантиклиналей и их сопряженные крылья. В рельефе им соответствуют внутридепрессийные впадины, поднятия и сопряженные склоны (Б и В).

Внутридепрессийные впадины — это наиболее крупные отрицательные мегаскладки II и III порядка горной страны. Они (подобно горным впадинам) испытали последовательное общее сокращение вследствие вовлечения их окраинных участков в области молодых поднятий, но до современной эпохи представляют области аккумуляции

отложений, сносимых с сопредельных горных хребтов часто уже в условиях перекомпенсации.

В горных и во внутридепресссионных впадинах процесс отмирания нашел внешнее выражение в формировании зонального рельефа — зоны предгорий на склонах (рис. 94, А, I) и разновысотных равнин в центре впадин (А, II и III). При равномерном сокращении области прогибания и аккумуляции зональный рельеф имеет правильное концентрическое строение с последовательным снижением высот и интенсивности расчленения от склонов к центру внутридепресссионных впадин. В отмирающих внутридепресссионных впадинах

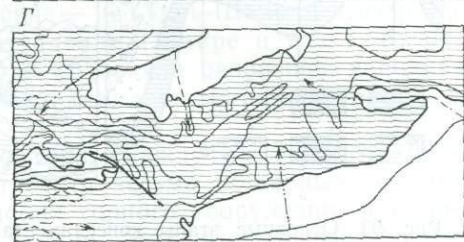
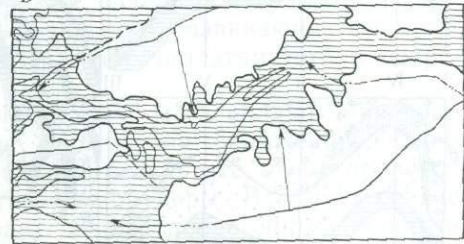
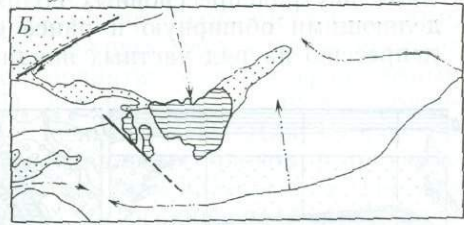


Рис. 94. Рельеф отмирающих внутридепресссионных впадин — мегасинклиналей и синклиналей в заключительную стадию орогенного этапа.

А — зональный рельеф склона мегасинклинали (граница подгорных равнин и предгорья осложнена разрывом); Б, В, Г — палеогеографические схемы в эпохи: Б — современную, В — позднехвалынскую и Г — раннехвалынскую — позднехазарскую. 1—3 — разновозрастные области (1 — аккумуляции, 2 — слабой эрозии, 3 — умеренной и значительной общей денудации); 4 — главные разрывы. Пунктирными стрелками показаны оси складок и поперечные перегибы

низкое предгорье занимает значительную часть склонов, как например, в Сурханской, Яванской, Яхсуйской впадинах Афгано-Таджикской депрессии (Б и В). Поэтому выражение в рельефе мегасинклиналей, а также крупных и глубоких синклиналей — внутридепресссионных впадин (типа Сурханской в Тянь-Шане или Данатинской в Копетдаге) напоминает межгорные впадины. Характер развития предгорной и подгорных равнин свидетельствует о последовательном сокращении внутридепресссионных впадин как областей аккумуляции в связи с увеличением крутизны крыльев и расширением сопредельных положительных мегаскладок и складок. При активном росте поднятий за счет сопредельных впадин очертания последних зависят от особенностей новейшего расширения хребтов-поднятий (Б, В, Г).

Сопряженные склоны новейших поднятий и впадин представляют крылья мегаскладок I, II и III порядка. Они всегда образуют в виде ступенчатого рельефа общее и частные поднятия. В зависимости от строения сопряженного крыла положительной и отрицательной мегаскладки меняется рельеф склона. Переход от поднятия к впа-

дине может быть резким по зоне активно развивающихся разрывов и постепенным при последовательном погружении. Рельеф сопряженного склона зависит от соотношения движений общих и частных отдельных структурных форм, слагающих мегаскладки (рис. 95, А—В).

Относительно простой характер сопряжения представляют склоны с моноклинальным залеганием пород и уменьшением угла падения пластов в направлении к области погружения (А). Иногда такие склоны

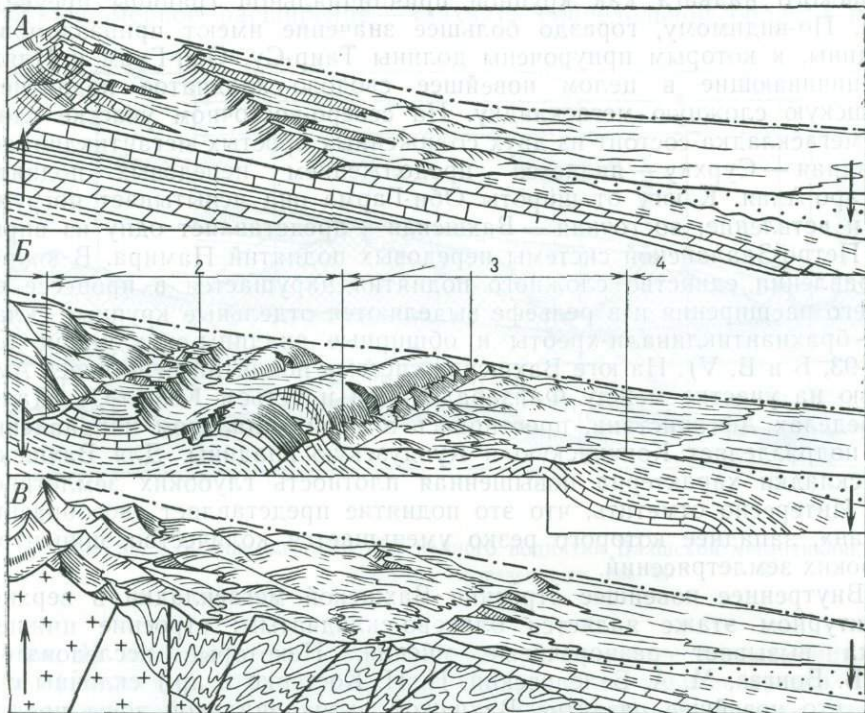


Рис. 95. Типы строения сопряженного крыла положительных и отрицательных мегаскладок
(2—4 — геоморфологические зоны межгорной впадины)

бывают осложненными флексуобразными перегибами и разрывами. В геоморфологическом отношении переходная зона в области развития моноклинального склона обычно характеризуется постепенным изменением рельефа от глубоко до умеренно расчлененного. При наличии чередований мощных толщ пород с различной устойчивостью по отношению к процессам денудации здесь возникают скульптурные формы. В их строении главную рельефообразующую роль играют пласты бронирующих пород, которые создают рельеф гряд и куэст (А). Такой тип предгорий, например, распространен на Северном Кавказе.

При интенсивном развитии складок возникает рельеф хребтов и гряд-антиклиналей, разделенных впадинами-синклиналями (Б). Предгорья этого типа преобладают в горных странах Средней Азии и особенно в Юго-Западном Копетдаге.

Если горное сооружение граничит с межгорной (или предгорной) впадиной по системе развивающихся разрывов с вертикальными смещениями, то переход от глубоко расчлененного к слабо расчлененному рельефу бывает очень быстрый или даже внезапный. В зонах «мертвых» разрывов на фоне общего неравномерного воздымания может происходить преобладающая разработка реками ослабленных пород в связи с их дроблением и повышенной трещиноватостью (В).

Внутридепресссионные поднятия. В рельефе межгорных и предгорных впадин частные положительные структурные формы выражены разнообразно — от средневысотных хребтов до зарождающихся возвышенностей. Их строение также бывает весьма различным. В качестве примера внешнего выражения мегантиклиналей и их внутреннего строения рассматривается сложная мегаскладка Вахшской системы поднятий (см. рис. 93, Б и В, V). В ее новейшей структуре роль Вахшского надвига как крупной принципиальной границы преувеличена. По-видимому, гораздо большее значение имеют приразломовые впадины, к которым приурочены долины Таир-Су, Оби-Гарм и Иляка, ограничивающие в целом новейшее сводово-складчатое поднятие — Вахшскую сложную мегаскладку. На северо-восточном участке сложная мегаскладка состоит из двух сближенных простых мегантиклиналей. Западная — Сурхку — является продолжением передовых поднятий Гиссаро-Алая. К югу от широты Оби-Гарма она испытывает погружение и ветвление; восточная — Вахшская — представляет одну из виргаций Петро-Заалайской системы передовых поднятий Памира. В южном направлении единство сложного поднятия нарушается в процессе его общего расширения и в рельефе выделяются отдельные крупные складки — брахиантиклиналь-хребты и обширные впадины-синклинали (см. рис. 93, Б и В, V). На юге Вахшская система поднятий пересекает Амударью на участке между Файзабад-Калой и устьем Кизыл-Су. Далее, в пределах Афганистана, простираясь в меридиональном направлении, она подразделяет Кокчинскую и Кундузскую впадины. Для Вахшской мегаскладки характерна повышенная плотность глубоких землетрясений. Интересно отметить, что это поднятие представляет своеобразный «экран», западнее которого резко уменьшается количество эпицентров глубоких землетрясений.

Внутреннее новейшее строение Вахшской мегаскладки в верхнем структурном этаже является блоково-складчатым; строение нижнего этажа вызывает разноречивые мнения. Некоторые исследователи (Л. Б. Вонгаз, М. А. Белеловский, Н. П. Костенко и др.) склонны считать, что новейшее развитие Вахшской антиклинальной зоны предопределено омоложением в процессе орогенеза крупной положительной структурной формы меридионального простираения в породах фундамента Афгано-Таджикской межгорной впадины. Другие исследователи (С. А. Захаров) склонны рассматривать эту структуру как элемент складчатого покрова Таджикской депрессии.

К северу от Вахшской мегаскладки (рис. 96) выделяются южный склон Гиссаро-Алая (I), граничащий с межгорной впадиной по глубинному разлому, и приразломовая Илякская долина (II). На северных склонах и на дне впадины местами фундамент выходит на поверхность и быстро погружается на южных склонах. Две простые мегаскладки — Сурхку (а) и Вахшская (в, г) — разделены значительно редуцированной приразломовой впадиной, моделированной р. Вахш (б). Горст-мегантиклиналь Сурхку имеет внутреннее блоково-складчатое строение. В ее современной структуре выделяются четыре блока (1—4). Их гипсометрическое положение определяется общим асимметричным поднятием Сурхку. В результате значительного воздымания в ее денудационном срезе преобладают доорогенные, главным образом меловые, породы. Общий характер движения Сурхку определяется перемещениями по краевым разломам (в долинах Иляка и Вахша). Горст-мегантиклиналь Вахш-Шуробдарьинская (в, г) имеет также блоково-складчатое строение, но разрывные нарушения здесь играют меньшую роль. Ее денудационный срез свидетельствует о значительном плиоцен-плейстоценовом расширении общего поднятия за счет сопредельной впадины. Восточное крыло (7, 8 и 9) сложено молассами неогена, и только сохранившийся присводовый участок (6) образуют доорогенные породы

верхнего мела и палеогена. Вахш-Шуробдарьинские блоки характеризуются аналогичным наклоном с блоками Сурхку. В совокупности эти структурные формы образуют сложную мегаскладку, — общее асимметричное сводообразное поднятие с крутым склоном, обращенным к Илякскому предгорному краевому разлому, и пологим — к Таджикской депрессии. Анализируя строение сложного Вахшского поднятия, можно установить: 1) единство наклонов орогенных поверхностей, 2) общий характер асимметрии мегаскладок, ее слагающих, 3) значительное, но неравномерное расширение — «захват» сопредельной области прогиба-

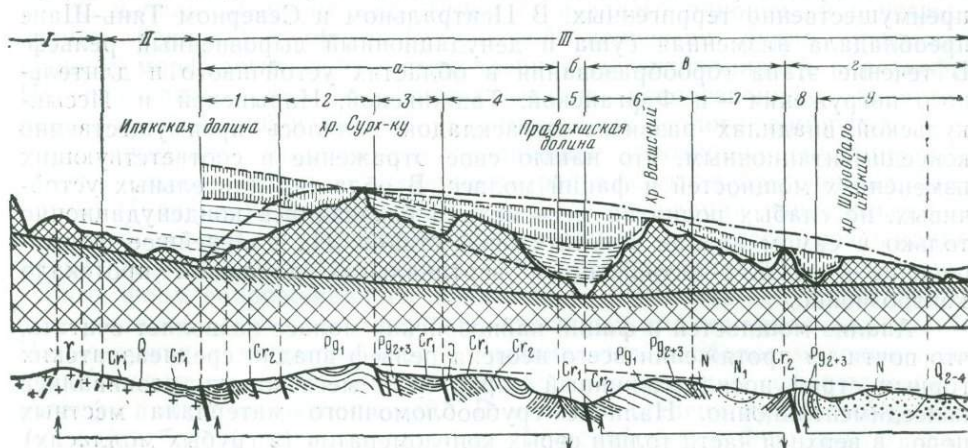


Рис. 96. Строение внутридепрессийного поднятия Вахшской мегантиклинали.
Условные обозначения см. рис. 46

ния, 4) отмирание втянутых в общее воздымание впадин-синклиналей и 5) наличие общих деформированных региональных ерезов на склонах хребтов, свидетельствующих о стадийности воздымания. Эти черты строения сложной мегаскладки и структурных форм более высокого порядка характерны для большинства внутридепрессийных поднятий. По сравнению со складками с малым радиусом для мегаскладок характерно значительное возрастание роли разрывных нарушений. Для некоторых структурных форм данного типа устанавливается весьма длительное конседиментационное развитие.

Стадийность и направленность конэрозионного развития мегаскладок

В развитии мегаскладок (так же, как и для складок) могут быть выделены стадии: заложения, морфологического (конэрозионного) развития и конечного выравнивания*.

Стадия заложения мегаскладок в области прогибания вызывает только изменения мощностей и фаций на участке развивающейся деформации и может быть изучена геофизическими и геологическими методами, широко освещенными в литературе. В области общего воздымания конденудационное развитие мегаскладок определяет локальное изменение глубины денудационного среза.

Стадия морфологического (конэрозионного) развития мегаскладок является менее исследованной, так же как

* Стадия конечного выравнивания запечатлена в геологических разрезах в виде поверхностей выравнивания и пенепленов, срезающих структурные формы древних областей горообразования.

и главнейшие элементы денудационного рельефа рассматриваемых деформаций.

При формировании новейшей внутренней структуры мегаскладок большое значение имеет тектонический режим, предшествовавший этапу горообразования. В этом отношении для исследуемого региона выделяются принципиально различные обстановки. До начала этапа горообразования в пределах юго-западного погружения Гиссаро-Алая, в Ферганской и Таджикской впадинах и на Центральном Памире господствовал морской режим и накопление мощной толщи осадочных пород, преимущественно терригенных. В Центральном и Северном Тянь-Шане преобладала низменная суша и денудационный выровненный рельеф. В течение этапа горообразования в областях устойчивого и длительного погружения — в Ферганской, Таджикской, Нарынской и Иссык-кульской впадинах развитие мегаскладок являлось преимущественно конседиментационным, что нашло свое отражение в соответствующих изменениях мощностей и фаций моласс. В областях длительных устойчивых, но слабых поднятий мегаскладки развивались денудационно только в самом начале вступительной стадии. Их дальнейшее формирование в связи с активизацией вертикальных движений протекало конэрозионно.

Анализ мощностей и фаций кайнозойских моласс позволяет считать, что почти на протяжении всего неогена рельеф впадин среднеазиатских горных стран носил равнинный характер и мегаскладки развивались конседиментационно. Наличие грубообломочного материала местных пород в верхней части толщи серых конгломератов (в грубых молассах) свидетельствует об энергичном размыве внутренних источников сноса и денудационном характере развития зарождающихся в рельефе поднятий. Поэтому для положительных складок и мегаскладок позднего становления конец плиоцена является переломным. Наиболее полно процесс сокращения межгорных впадин и их членения выражен в Памиро-Тяньшаньской области горообразования, охваченной значительными поднятиями. Поэтому на примере этого крупного региона азиатского горного пояса можно проследить общую направленность развития мегаскладок I, II и III порядка на протяжении этапа горообразования.

Для *вступительной (начальной) стадии* характерно развитие узких приразломовых впадин в пограничных зонах с зарождающимися в рельефе общими поднятиями — горными сооружениями. Так, например, отчетливо вырисовывается Предпамирский прогиб благодаря большим мощностям и локальным изменениям литофаций олигоцен-раннемиоценовых отложений.

В течение *главной стадии* и особенно в позднем миоцене оба прогиба — Предгиссарский и Предпамирский — получили значительное развитие. Но в северо-восточной части впадины, на участке сближения горных сооружений Памира и Гиссаро-Алая вследствие преобладания глубины Предпамирского прогиба формируется ярко выраженный перекос впадины (см. рис. 93, А, II). Наличие грандиозного Предпамирского и Предгиссарского прогибов, заполненных грубообломочным материалом, свидетельствует о существовании в это время рельефа горного облика в пределах Памира и Гиссаро-Алая. Только с конца позднего миоцена и на протяжении плиоцена в межгорной впадине формируются внутридепресссионные системы поднятий и впадин — положительные и отрицательные мегаскладки. Их развитие (за редким исключением) определило повсеместную локализацию участков максимального накопления грубых моласс и появление внутренних источников сноса (см. рис. 93, А, III). Следует отметить, что для вступительной стадии и в течение ранней фазы главной стадии характерна иная ориентировка прогибов по сравнению с современной. Так, весьма отчетливо выделяется прогиб субширотного простирания, лежащий на одной

линии с Файзабадским разломом — к северо-западу и непосредственно на продолжении одноименной приразломовой впадины. В начале главной фазы ориентировка прогиба еще остается широтной. Это дает возможность предполагать здесь оживление древних, доорогенных структурных форм фундамента, влияние которых резко убывает при повышении скорости роста положительных мегаскладок в межгорной впадине. В главную стадию завершается процесс конседиментационного развития внутривпадинных поднятий.

С начала *завершающей стадии* (с позднего плиоцена и в четвертичном периоде) в Афгано-Таджикской депрессии бурно протекает процесс морфологического становления мегантиклиналей в рельефе. На специальных картах основных этапов конэрозионного развития новейших поднятий и впадин и комплексных геолого-геоморфологических профилей выделяются главные эрозионно-денудационные циклы, направленность и стадийность роста внутривпадинных поднятий. Наличие разновозрастных областей денудации свидетельствует о неравномерном и прерывисто-непрерывном процессе воздымания мегантиклиналей и антиклиналей. Расширение положительных структурных форм сопровождалось вовлечением в область денудации смежных участков — склонов внутривпадинных впадин-мегасинклиналей. На погружении мегантиклиналей развивались наиболее молодые поднятия — системы антиклиналей, только начинающие оформляться в рельефе в виде возвышенностей. В меньшей степени процесс сокращения и (особенно) членения захватил Закаспийскую и Ферганскую межгорные впадины. Здесь в современном рельефе развиваются пологие поднятия; для многих из них только начинается процесс конэрозионного становления.

Для преобладающего большинства межгорных и предгорных впадин внутриконтинентальных горных стран Азии заключительная стадия горообразования ознаменовалась повсеместным вырождением отрицательных структурных форм — их сокращением, членением и общим воздыманием. Так, для западных регионов Евразийского горного пояса установлено активное развитие отрицательных структурных форм I порядка, испытывающих расширение и углубление вследствие дальнейшего интенсивного прогибания в плиоцене и на протяжении четвертичного периода, например впадины Черного моря и Средиземного моря (Муратов, 1956; Милановский, 1968 и др.).

Формирование положительных мегаскладок в пределах горных сооружений Азии протекало в виде направленного процесса воздымания и территориального расширения поднятия за счет сопредельных впадин. Развитие мегаскладок происходило неравномерно и отличалось по интенсивности и морфологическому выражению деформаций на протяжении этапа горообразования. Во вступительную стадию начинается конэрозионный рост основных мегантиклиналей. Об этом свидетельствует наличие местных пород в грубых гравийно-галечниковых и гравийно-песчаных красных молассах Северного и Центрального Тянь-Шаня, Южного Памира и ряда других регионов. Эти поднятия — мегаскладки II и III порядка — развивались на фоне практически не выраженного в рельефе общего свода — мегаскладки I порядка. В главную стадию горообразования происходит становление общего поднятия, достигающего облика горного сооружения. Этот процесс продолжается и в заключительную стадию; он имел существенное влияние на формирование положительных и отрицательных мегаскладок, оказавшихся в различных условиях — на крыльях и на своде. Так, например, благоприятные условия для возникновения асимметрии мегаскладок II и III порядка создаются на крутом склоне горного сооружения, сопряженном с межгорной или предгорной впадиной. Еще К. Леукс, исследуя складчатые деформации, установил широко распро-

страненное явление асимметрии и развития наклона осевой поверхности антиклиналей в сторону более глубоких впадин.

Аналогичная асимметрия наблюдается и в сопряженной системе положительных и отрицательных мегаскладок. Поэтому на склонах общего поднятия часто наблюдается явление общей асимметрии мегаскладок II и III порядка с однообразными (монотонными) наклонами осевой поверхности. Иногда большое влияние на характер асимметрии

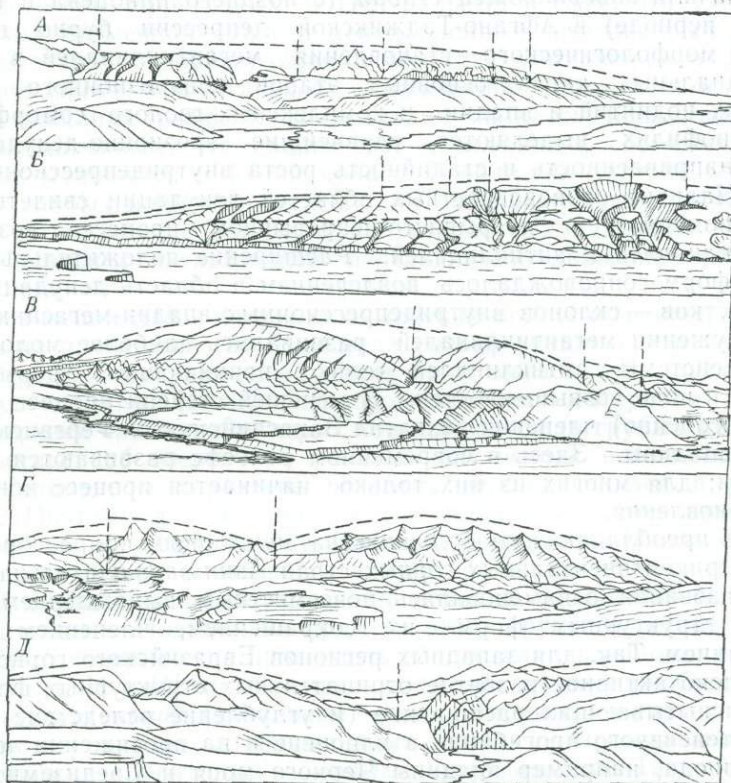


Рис. 97. Ундуляции мегаскладок, избирательно разрабатываемых реками на участках резких погружений, разрывов и трещин растяжения (А—Д — зарисовки хр. Тянь-Шаня)

мегаскладок оказывают срединные массивы (типа Таримской глыбы). В развитии асимметрии с различным характером наклонов осевой поверхности мегаскладок и складок большое значение имеют региональные секущие флексурно-разрывные зоны. Они как бы определяют границу между мегаскладками с различно наклоненной осевой поверхностью (например, Сонкульская зона Тянь-Шаня).

На морфологию мегаскладок влияют продольные изгибы (рис. 97, А—Д). На периклиналях при пологом погружении (А, Б) мегаскладки испытывают нарушения типа раздвигов и зон трещин растяжения, которые активно разрабатываются реками. Здесь часто возникают ущелистые долины и кляммы, заложенные по разрывам вкрест простирания мегаскладок (Б). В наиболее благоприятных участках крупные транзитные реки разрабатывают сквозные долины (А). Положительные и отрицательные ундуляции также сопровождаются развитием трещин и разрывов со смещением (В—Д). В мегаскладках, сложенных породами фундамента, разрывы развиваются на всем протяжении становления деформации продольного изгиба в рельефе; по-

мимо вновь возникших большое значение приобретают омоложенные древние разрывы. При использовании ослабленных зон antecedентными и длительно развивавшимися эпигенетическими реками древние эрозионно-денудационные и эрозионно-аккумулятивные врезы оказываются изогнутыми (Д). Эти деформации определяются развитием поперечного и продольного изгибов (В и Г).

Одной из широко распространенных причин асимметрии мегасинклиналей является «захват» — вовлечение смежной части отрицательной мегаскладки в расширяющееся поднятие. Если в отрицательных мегаскладках сохраняется хотя бы маломощный покров мезо-кайнозойских отложений, то их расположение в отмирающей впадине позволяет составить представление о масштабах и характере перекоса, вызванного воздыманием сопряженных положительных мегаскладок. При отсутствии пород чехла в пределах горных впадин — отрицательных мегаскладок — рекомендуется сопоставление ряда поперечных сечений в направлении от центра горного сооружения к их погружению. Это позволяет установить характер асимметрии и перекосов новейших структурных форм по ряду косвенных данных, главным образом по морфологии региональных врезов. Вследствие длительного воздымания всего горного сооружения процессы регрессивной эрозии значительно исказили структурно-тектонический рельеф и, в частности, расчленили склоны и дно тектонических впадин глубокими ущелистыми эрозионными врезами. В зависимости от наклона впадины и длительности процесса ее расчленения региональные врезы могут иметь различную ширину и располагаться в центре или на склонах впадины, отражая характер ее новейшего перекоса. Наложение молодых эрозионных форм, связанных с условиями неравномерного воздымания, необходимо учитывать и использовать при морфологическом анализе мегаскладок и количественной характеристике движений для отдельных этапов развития.

Рельеф сопряженного крыла положительных и отрицательных мегаскладок характеризуется разнообразием. В тех случаях, когда общий склон поднятия без разрыва переходит во впадину, последняя испытывает перекося, полностью отражающий характер воздымания положительной структурной формы. Если отрицательная мегаскладка отделена от положительной системой разрывов, то здесь могут иметь место следующие соотношения. При активном развитии крутопадающих надвигов и взбросов процесс воздымания положительной мегаскладки охватывает и прилегающий участок отрицательной мегаскладки, вовлекая ее в общее поднятие. При наличии условий растяжения и образования на склонах воздымающейся мегаскладки разрывов типа раздвигов и сбросов перекосы сопряженной отрицательной мегаскладки могут определяться и другими причинами.

Асимметрия живых мегаскладок, развивающихся конэрозионно, определяет неравномерность экзогенных процессов и более интенсивное разрушение крутых склонов хребтов-поднятий. Выражение в рельефе асимметрии зависит от соотношения интенсивности денудации и воздымания мегаскладок. В условиях конденудационного развития асимметрия играет незначительную рельефообразующую роль; в еще большей степени это относится к мертвым, неразвивающимся, асимметричным мегаскладкам и складкам. Таким образом в отличие от явлений общей асимметрии, обусловленной региональными причинами, выделяется и частная асимметрия. Чаще всего благоприятная обстановка (способствующая общей асимметрии) возникает на крутых склонах общего поднятия — горного сооружения. Образованию разновозрастных наклонов у группы складок и мегаскладок может способствовать наличие стабильного «жесткого» массива (типа срединного), а также пересечение складчатых деформаций региональными флексурно-раз-

рывными зонами. Последние представляют рубеж между группами складок с различным падением осевой поверхности, но с подобными наклонами в пределах каждой группы.

Направленное развитие мегантиклиналей и их расширение за счет сопредельных мегасинклиналей определило морфологию мегаскладок (рис. 98, А — М).

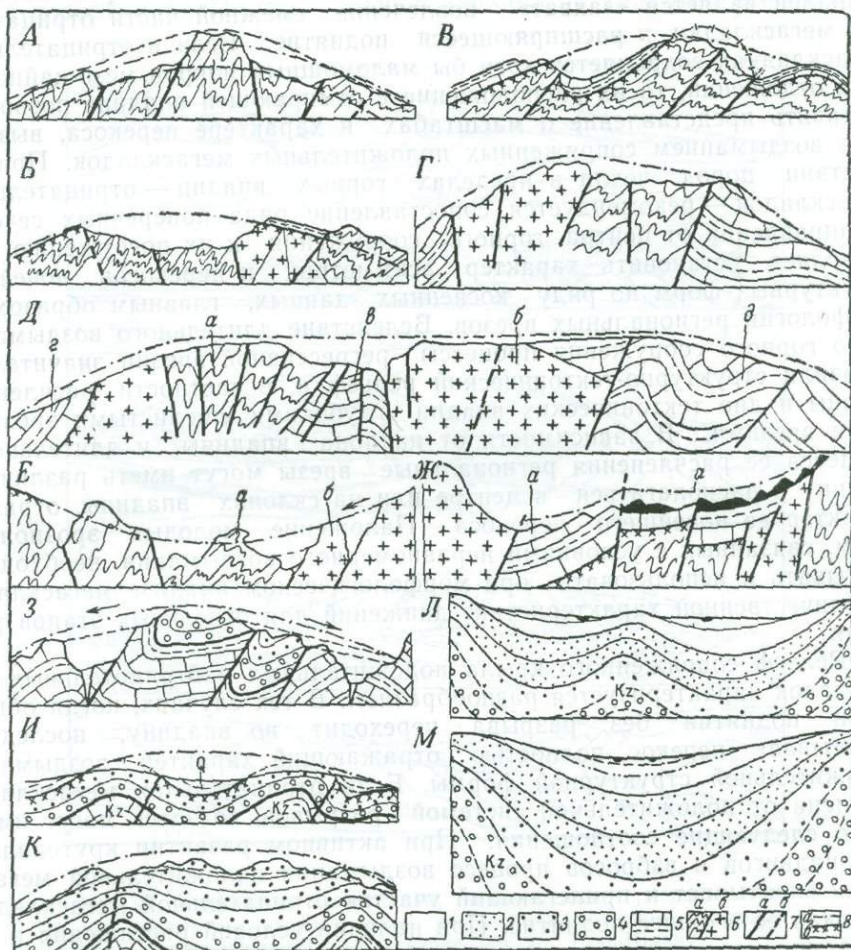


Рис. 98. Основные морфологические типы мегаскладок II и III порядка областей горообразования

1—4 — породы, слагающие мегаскладки [1 — современные и позднелайстоновые, 2 — преимущественно раннелайстоновые, 3 — раннелайстоновые и раннеплиоценовые (комплекс грубых моласс), 4 — раннемиоценовые и олигоценовые (комплекс тонких моласс)]; 5 — комплекс пород сублатформенного этапа развития (преимущественно от эпохи до триаса включительно); 6 — породы разновозрастного фундамента (а — метаморфические и б — магматические); 7 — разрывы (а — развивающиеся и б — неразвивающиеся в течение этапа горообразования); 8 — обобщающие линии (а — поверхность подошвы моласс, б — реконструкция очертаний свода мегантиклиналей)

Положительные мегаскладки в условиях высоко поднятого фундамента часто характеризуются пологим сводом — изогнутой разновозрастной конденсационной поверхностью выравнивания и блоковым внутренним строением. Среди них выделяются мегантиклинали и горст-мегантиклинали с различными типами сводов: более узкие с «выжатым» блоком (или системой блоков — А) и обширные пологие своды с «просевшими» или с относительно опущенными частями свода и при-сводовых участков (Б). Первые тяготеют к условиям сближения круп-

ных поднятий, вторые — к условиям «свободного» расширения мегантиклиналей, граничащих с крупными слабо редуцированными мегасинклиналями. На склонах горных сооружений часто встречаются промежуточные формы между складками с большим и малым радиусом кривизны — мегаскладки III порядка. В области погружения фундамента большие изгибы отчетливо подчеркиваются деформациями пород чехла, выполняющих отрицательные структурные формы — мегасинклинали и грабен-мегасинклинали (В).

Генетический ряд простых мегантиклиналей и горст-мегантиклиналей включает расширяющиеся мегаскладки, включившие в воздымание значительную часть сопряженных впадин (Г).

Строение сложных мегантиклиналей весьма разнообразно — в горных сооружениях преимущественно сводово-блоковое (Д), в межгорных и предгорных впадинах сводово-складчато-блоковое. Но при всех различиях эти структурные формы включают два простых поднятия (а) и (б), сильно редуцированную или полностью отмершую пограничную впадину (в), а с внешней стороны — склоны сопредельных впадин (г и д).

Отрицательные мегаскладки в условиях высоко поднятого фундамента имеют ярко выраженное блоковое строение (Е и Ж). При значительном вырождении они представляют грабен-мегасинклинали, осложненные одним или несколькими горстообразными поднятиями (а, б). На погружении фундамента и при фрагментарной консервации пород чехла возникают отчетливые изгибы критической конденсационной поверхности выравнивания или древнего пенеплена, даже при значительном искажении грабен-мегасинклинали частными подвижками отдельных блоков (Ж, а).

В межгорных и предгорных впадинах, а также в горных сооружениях с глубоким залеганием фундамента пологие изгибы включают системы антиклиналей и синклиналей, в различной степени осложненных разрывами. В горных сооружениях преобладают мегантиклинали с блоково-складчатым строением, сложенные породами мезозоя и раннего кайнозоя (З). В межгорных впадинах (наряду со структурными формами, аналогичными типу З) широко распространены мегантиклинали с отчетливо выраженными системами антиклиналей и синклиналей, объединенных общим пологим поднятием (И). Мегантиклинали III порядка, зарождающиеся в рельефе впадин, часто образуют возвышенности и в рельефе отдельные складки остаются не выраженными (К).

Среди отрицательных структурных форм выделяются отмирающие мегасинклинали, выраженные в виде впадины, но уже осложненные частными поднятиями. Наиболее широко распространены мегасинклинали, осложненные частными поднятиями — зарождающимися в рельефе антиклиналями (Л). Только активно прогибающиеся отрицательные мегаскладки представляют и в современную эпоху области аккумуляции, а в рельефе — подгорные равнины, слабо и почти нерасчлененные (М).

Сопоставление очертаний крупных впадин и поднятий, развивавшихся в течение позднего палеозоя и мезозоя, с кайнозойскими мегаскладками позволяет установить, что последние в течение этапа горообразования часто в различной степени наследуют доорогенные структурные формы. Они характеризуются значительной протяженностью и определяют простирающие главнейших современных орографических форм. Но движения отдельных блоков по разрывам обычно более ярко выражены в рельефе. Поэтому именно разрывы, а не изгибы определяют границы новейших хребтов-поднятий и горных впадин. Вследствие этого мегаскладки обширны и пологие своды, объединяющие различно поднятые блоки, иногда остаются незамеченными.

Главнейшие элементы денудационного рельефа мегаскладок

В областях устойчивого общего поднятия (будущего горного сооружения) заложение мегаскладок (или унаследованное развитие более древних положительных структурных форм) протекало главным образом постседиментационно с накоплением коррелятивных отложений за пределами развивающегося поднятия. В соответствии со скоростью воздымания данная мегаскладка могла развиваться конденудационно при $t = D_k^p$ или конэрозионно при $t > D_k^p$, где t — критическая скорость конденудационного воздымания мегаскладки, при которой еще возможно полное уничтожение зарождающейся возвышенности под воздействием плоскостной денудации, а D_k^p — предельная скорость для данного процесса выравнивания.

В области устойчивого общего прогибания и аккумуляции (межгорных и предгорных впадин) нарастание скорости роста положительных мегаскладок вызвало последовательное сокращение территории осадконакопления и возникновение расширяющегося участка с конденудационным развитием мегаскладки в условиях динамического равновесия, т. е. при $(-T) + t = D_k^p$, где $(-T)$ — скорость общего прогибания, а t — скорость роста частного поднятия. Этот процесс повсеместно вызывал обособление более глубокого денудационного среза на участке конденудационно развивающейся структурной формы. Поэтому к началу становления мегаскладок в рельефе при предельных условиях компенсации и динамического равновесия в центре растущего частного поднятия вырабатывается последняя поверхность выравнивания, т. е. критическая конденудационная (рис. 99, А — В). Для мегаскладок раннего становления в области общего воздымания эта поверхность часто срезает породы фундамента (А), а в области общих погружений — разнообразные осадочные породы, преимущественно доорогенного этапа развития (Б).

На протяжении конэрозионного развития и морфологического обособления мегаскладок вследствие неравномерности процесса воздымания возникновение возвышенности и ее динамическое выравнивание могло неоднократно повторяться. Это объясняет различный возраст поверхности выравнивания, образующей водоразделы новейших структурных форм в пределах одной и той же горной страны (А, Б). Следовательно, одним из наиболее древних элементов денудационного рельефа мегаскладки является поверхность выравнивания, выработанная в конце фазы динамического равновесия перед началом морфологического становления структурной формы в рельефе и условно именуемая критической конденудационной (I на схемах А и Б).

Возраст критической конденудационной поверхности различается для мегаскладок I и более высоких порядков и зависит от времени оформления в рельефе.

Для мегаскладок I порядка, например для эпиплатформенных горных сооружений Юго-Западного Тянь-Шаня, конседиментационное формирование общего поднятия, по-видимому, следует относить к мезозою. Об этом свидетельствуют мощности и фации юрских и меловых пород, которые в направлении от Таджикской межгорной впадины к склонам Гиссарского хребта и его отрогов испытывают существенное сокращение мощностей и увеличение терригенного материала (Н. П. Херасков и др., 1937 г.).

В областях общего поднятия (в горных сооружениях) возраст критической конденудационной поверхности на своде мегаскладок II и III порядка раннего становления часто является предороженным или раннеороженным. Только при благоприятных условиях консервации и кратковременном конденудационном развитии мегаскладки ее свод

образует откопанные более древние — доорогенные поверхности выравнивания и пенеппены. В этом случае поверхность свода, присводовых участков и (реже) крыльев может частично совпадать с древним пенеппеном, выработанным в фундаменте и в большей или меньшей степени сохранившимся до современной эпохи. Эта сохранность тем полнее, чем позднее началось обособление мегаскладки и избирательное интенсивное разрушение ее свода. На Центральном Памире и в эпигеосинклинальных горных сооружениях Копетдага, в Крыму и на Малом

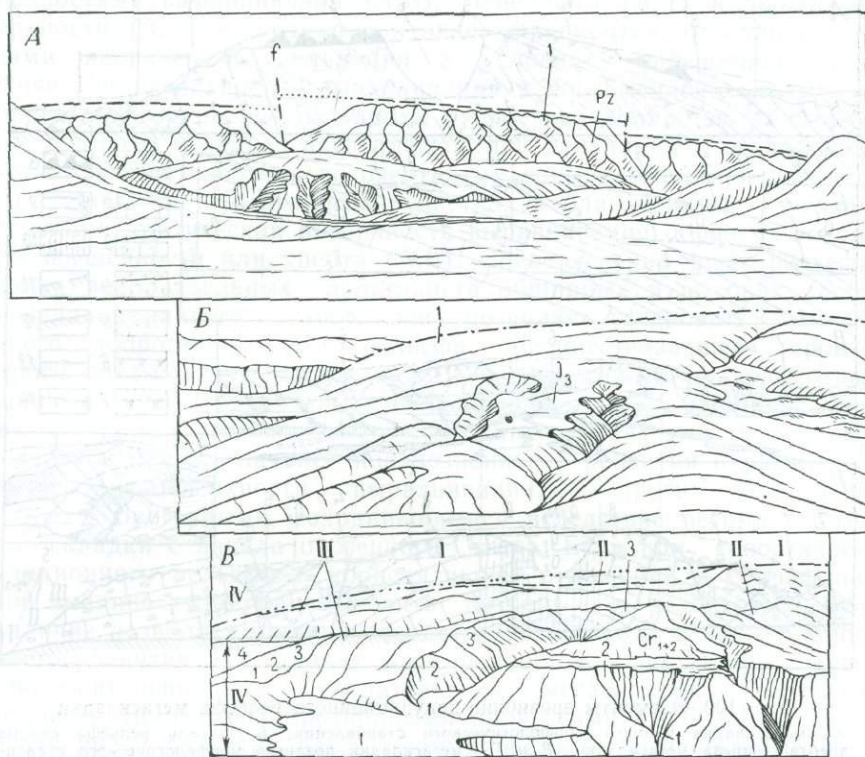


Рис. 99. Различные типы соотношения древнего пенеппена (А, 1), предорогенной поверхности выравнивания (Б, 1), эрозионно-денудационных врезов (В, II, III, IV), а также террас современной гидрографической сети (В, 1, 2 и 3). Положительные мегаскладки, развивающиеся в условиях различно поднятого фундамента:

А — значительно (Южный Тянь-Шань, Кокшаалгау), Б — умеренно (Юго-Западный Тянь-Шань, Байсунтау), В — в начале погружения (сопряженный склон Юго-Западного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии, Сурхку)

Кавказе древняя поверхность денудации является преимущественно предорогенной, выработанной в толще дислоцированных осадочных пород.

В областях устойчивых погружений (в предгорных и межгорных впадинах) преобладает развитие мегаскладок позднего становления, поэтому возраст критической кондендационной поверхности в этих условиях часто является позднеорогенным. Соответственно она характеризуется более высоким денудационным срезом и бывает выработана главным образом в мезозойских и раннекайнозойских отложениях.

Время заложения мегаскладки может варьировать в больших пределах. Так, например, отдельные крупные кайнозойские положительные и отрицательные структурные формы Тянь-Шаня возникли раньше — в процессе развития и замыкания палеозойских геосинклиналей и затем развивались унаследованно на протяжении всего платфор-

менного этапа. На это косвенно указывает некоторое совпадение областей распространения позднепалеозойских и мезозойских пород с очертаниями кайнозойских отрицательных мегаскладок (П. П. Васильковский, 1939, 1952; Н. М. Сеницын, 1960 г. и др.). Следовательно, в любой структурной обстановке критическая конденсационная поверхность значительно моложе возраста деформации, но представляет самый древний элемент орогенного рельефа (см. рис. 100).

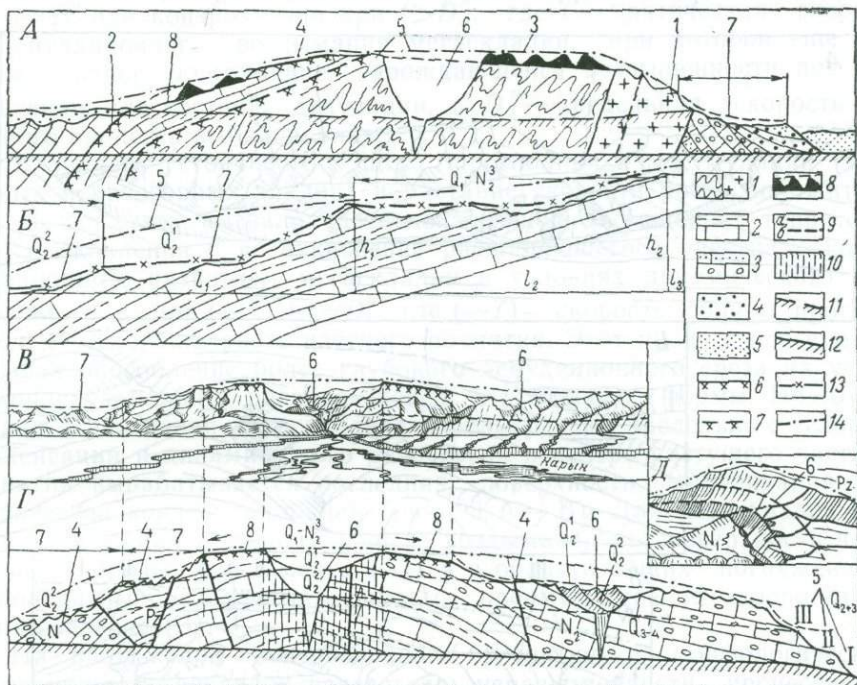


Рис. 100. Элементы эрозионно-денудационного рельефа мегаскладки

А — мегаскладка раннего морфологического становления; Б — крыла мегаскладки; В и Г — мегаскладки позднего морфологического становления (В — общий вид, Г — основные элементы эрозионно-денудационного рельефа); Д — деталь деформации [I — изгиба днищ врезов на склонах сквозного ущелья, 1—5 — разновозрастные породы (1 — фундамента, 2 — чехла; 3—5 — орогенного комплекса (3 — до-позднеплиоценовые молассы, 4 — позднеплиоценовые — раннелистоценовые молассы), 5 — средне- и позднеплейстоценовые молассы)]; 6 — разновозрастные конденсационные поверхности выравнивания; 7 — пенеллен; 8 — зона плоскостной денудации критической поверхности выравнивания; 9 — разрывы (а — установленные, б — предполагаемые); 10 — зоны трещиноватости; 11 — линии сопоставления разновозрастных врезов; 12 — современный эрозионный врез крупных транзитных горных рек; 13 — эрозионно-денудационные врезы; 14 — конэрозионный изгиб мегаскладки

К более молодым элементам денудационного рельефа мегаскладки будут относиться региональные денудационно-эрозионные ступени и врезы (см. рис. 99 и 100). Они соответствуют основным мегациклам эрозионного расчленения горной страны (см. рис. 99, В, II, III и IV). Региональные врезы включают несколько цикловых врезов (например, В, 1, 2 и 3). Каждый из них по своей значимости отвечает этапу осадконакопления аккумулятивной террасы. Обычно цикловые врезы сохраняются лишь в наиболее молодых региональных мегацикловых врезях (см. рис. 99, В, IV и 1, 2 и 3). Эти элементы рельефа осложняют склоны поднятий и впадин, т. е. сопряженные крылья положительных и отрицательных мегаскладок (см. рис. 100). Возраст ступеней и врезов, приуроченных к склонам поднятий, бывает различным и зависит от времени заложения и характера новейшего развития мегаскладок. Весь этот комплекс денудационных и эрозионных форм харак-

теризуется различными чертами для мегаскладок раннего и позднего морфологического становления (рис. 100, А — Д).

Мегаскладки раннего становления с длительным развитием в рельефе в виде поднятий на протяжении всего этапа горообразования характеризуются наличием элементов реликтового и откопанного рельефа, переходящих в погребенное состояние на склонах хребта-поднятия (А, 1 и 2). Водораздел и приводораздельные участки возвышенностей-мегантиклиналей обычно образованы более молодыми — предорогеными и раннеорогеными критическими конденсационными поверхностями выравнивания (А, 3). Пенеплены (А, 1) и доорогенные поверхности (А, 2) встречаются в виде фрагментов, откопанных процессами плоскостной денудации в условиях эрозионной «тени». Критическая поверхность выравнивания к современной эпохе также подверглась разрушению. В одних местах она полностью уничтожена (А, 5), в других — подверглась плоскостной денудации и ее положение может быть восстановлено по очертаниям зоны плоскостной денудации (А, 3). Лишь на ограниченных участках в благоприятных условиях консервации критическая поверхность выравнивания образует водораздел возвышенности или хребта (А, 4). Сопоставление форм рельефа в пределах водораздельных пространств обширных и высоких хребтов (мегаскладок раннего становления) позволяет установить элементы древнего доорогенного (?) рельефа, предшествовавшего процессу быстрого воздымания мегаскладки. Он представлен одновысотными вершинами своеобразного «мелкосопочника», в современной эпохе поднятого на значительную высоту. В одних случаях этот рельеф сформировался в самом начале конэрозионного развития и расчленения критической поверхности выравнивания, в других — эти формы являются доорогенными, сохранившимися вследствие весьма быстрого роста складки с начала орогенного этапа. Если при сопоставлении денудационного рельефа и коррелятивных отложений в сопредельной горной впадине удастся установить возраст этих реликтовых форм, их наличие позволяет уточнить характер воздымания в начале конэрозионного развития. На склонах возвышенностей — сопряженных крыльях положительных и отрицательных мегаскладок — критическая поверхность уничтожена эрозионными процессами (А, Б, 7). С начала конэрозионного развития здесь формировались региональные ступени (А и Б, 7) и врезы горных рек на склонах сквозных долин (А, В, Г — 6).

Мегаскладки позднего становления характеризуются конседиментационным развитием в течение неогена. Их становление в рельефе начинается в позднем плиоцене и принимает массовый характер в раннем плейстоцене. На рис. 100, Г в поперечном сечении мегаскладок позднего заложения выделяются орогенные элементы денудационного рельефа; на водоразделе — критическая конденсационная поверхность (плиоценовая или раннеплейстоценовая), часто выработанная в раннеорогенных молассах или в более древних породах (Г, 8). В данных условиях в ряде случаев возраст ступеней на склонах хребтов-поднятий (Г, 7) и цикловых врезов в antecedentных сквозных долинах рек (Г, 6) позволяет количественно оценить суммарное развитие деформаций изгиба и для отдельных циклов конэрозионного развития мегаскладки (Д, 6).

Таким образом, главнейшими элементами денудационного рельефа мегаскладок, сохранившихся к современной эпохе и доступных для геоморфологического изучения, являются следующие:

1) откопанные и реликтовые доорогенные формы:

а) пенеплены, выработанные преимущественно в породах фундамента и дислоцированных породах чехла;

б) денудационные поверхности выравнивания (в том числе и наиболее молодая — предорогненная); эти формы выработаны в породах любого возраста в зависимости от доорогенных геологических условий развития и времени становления деформации в рельефе;

в) разновозрастные разобщенные фрагменты доорогенного реликтового рельефа;

2) формы, непосредственно связанные с процессом морфологического становления деформаций;

а) критические конденудационные поверхности выравнивания; (предорогненные и орогенные — водоразделы разновозрастных хребтов-поднятий);

б) конэрозионные ступени и врезы, отвечающие мегациклам расчленения растущих поднятий-возвышенностей реками современной и древней гидрографической сети;

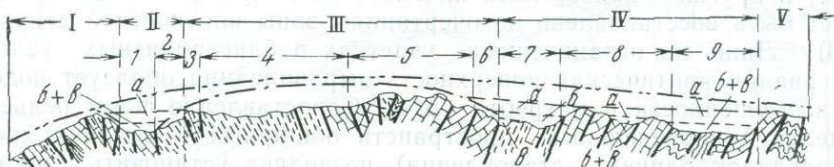


Рис. 101. Поперечное сечение деформаций критической предорогненной поверхности и врезов на склонах и своде сложного Чимтаргинского поднятия Юго-Западного Тянь-Шаня

1—9 — системы блоков, слагающих мегаскладки; а, б, а+b — основные врезы на склонах хребтов-поднятий. Геологическое строение по П. Д. Виноградову (1963); элементы новейшей структуры по Н. П. Костенко (1964)

в) цикловые врезы (и соответствующие элементы террас) преимущественно современной гидрографической сети.

Исследование этих форм и сравнение их параметров (определяющих расчленение и т.п.), а также их сопоставление с геологическим строением позволяет установить характер конэрозионного развития и особенности новейшего внешнего и внутреннего строения мегаскладок. В качестве примера приведем Северо-Гиссарский позднегерцинский антиклинорий (рис. 101). В результате неравномерного длительного конденудационного воздымания на поверхности оказались выведенными преимущественно силурийские отложения с небольшими участками более молодых пород девона и карбона, зажатых в узких грабенах. Уничтожению древнего пенеплена в значительной степени способствовали литолого-структурные факторы. Благодаря последним при воздымании возникла обстановка избирательного смещения толщ непластичных устойчивых известняков лудлоу и значительное сокращение глинисто-сланцевых пород. Древнее внутреннее строение весьма сложно и с трудом выясняется в связи с широким развитием пачек монотонных линейных складок, осложненных многочисленными разрывами. Новейшая структура представляет сложное поднятие, распадающееся в западном и восточном направлениях на структурные формы II порядка, отчетливо выраженные в рельефе. В рассматриваемом сечении выделяется (см. рис. 101) обширная (разросшаяся) асимметричная Чимтаргинская горст-мегантиклиналь (III), сопряженная на севере и на юге с сильно редуцированными грабен-мегасинклиналями, в рельефе — впадинами Ягнобской (II) и Каракульской (IV), осложненной Дукдонской глыбой; Зеравшанская (I) и Южно-Гиссарская (V) мегантиклинали в данном сечении показаны частично как внешние ограничения впадин. Фрагменты различно наклоненной предорогненной критической денудационной поверхности устанавливаются

лишь на отдельных участках. Вся поверхность оказалась значительно разрушенной и на основании сохранившихся элементов общая деформация пологого изгиба восстанавливается приближенно.

Обращает на себя внимание веерообразное расположение разрывов, определяющих новейшее крупноблоковое внутреннее строение мегаскладок. Наклоны блоков подчинены сочетанию деформации большого пологого асимметричного изгиба с границами поднятий и впадин II и более высокого порядка. Выделяются различно наклоненные блоки и группы блоков — глыбы (см. рис. 101, 1—9). Наиболее ярко выражены дифференцированные движения на сопряженных склонах положительных и отрицательных мегаскладок. Так, например, в центре общего поднятия выделяется Чимтаргинская горст-мегантиклиналь. Ее северный, довольно крутой, склон (II, 2) граничит по разрыву с дном Ягнобской впадины (II, 1). Участок перегиба характеризуется мелкоблоковым строением (III, 3). Присводовая часть асимметричного пологого крыла мегаскладки испытывает растяжение, поэтому здесь располагается группа глыб, состоящая из относительно опущенных блоков (III, 4). Свод мегаскладки (III, 5) имеет мелкоблоковое строение и соответствует «выжатой» толще известняков. Особенно раздроблен южный — крутой склон (III, 6), сопряженный с Каракульской грабен-мегасинклиналью. Последняя вся закономерно перекошена (в соответствии с наклоном склона Чимтаргинского поднятия) и расчленена выжатым блоком известняков (8) на две частные впадины (7 и 9).

Древние (дочетвертичные) реки, а также потоки льда плейстоценовых долинных ледников использовали понижения, соответствующие отрицательным мегаскладкам, оставив на склонах горных впадин региональные врезы (а, б, в). Их очертания позволяют судить о характере развития асимметрии и сокращении впадин — их «захвата» расширяющимся поднятием.

Реконструкция очертаний мегаскладок по деформации критической конденудационной поверхности

При исследовании поперечного изгиба конденудационной поверхности выравнивания и построения ее обобщенных очертаний следует по мере возможности учитывать местные искажения. Чаще всего они бывают обусловлены развитием разрывов; поэтому необходимо контролировать полученные данные по ряду смежных сечений. Сравнение сопредельных поперечных сечений мегаскладок позволяет различать региональный изгиб конденудационной поверхности от локальных изменений наклонов, обусловленных дифференцированным движением отдельных блоков (рис. 102, А—Г).

При поперечном изгибе в мегаскладках фундамента или достаточно «жестких» породах чехла в пределах свода обычно образуются зоны трещин растяжения (А и Б). Иногда они переходят в деформации типа раздвига. Эти зоны избирательно разрушаются процессами денудации и поэтому в рельефе представляют понижения или речные долины. Аналогичные изменения возникают и при продольных изгибах мегаскладок. Например, ярко выраженные ундуляции мегаскладок Тянь-Шаня (Молдотауской, Нарынтауской, Туркестанской, Кокшаальской систем поднятий и др.) повсеместно разработаны процессами денудации и соответствуют в рельефе различным понижениям — седловинам и долинам рек.

В соответствии с поперечным или продольным изгибом на этих участках понижения вытянуты примерно параллельно длинной или короткой оси мегаскладки. За пределами зоны трещин растяжения обычно устанавливаются различные наклоны денудационной поверхности, а зона трещиноватости совпадает с перегибом свода, т. е. с

шарниром мегаскладки. Такие структурно обусловленные присводовые впадины характерны для прямых и слабо наклоненных мегаскладок (А). При развитии асимметричных форм с преобладающим воздыманием более пологого склона зоны трещин растяжения и раздвиги могут перемещаться в направлении от оси складки к ее пологому крылу (Б).

Не менее широко распространены системы разрывов типа сбросов, осложняющих преимущественно пологие крылья складок. При сравне-

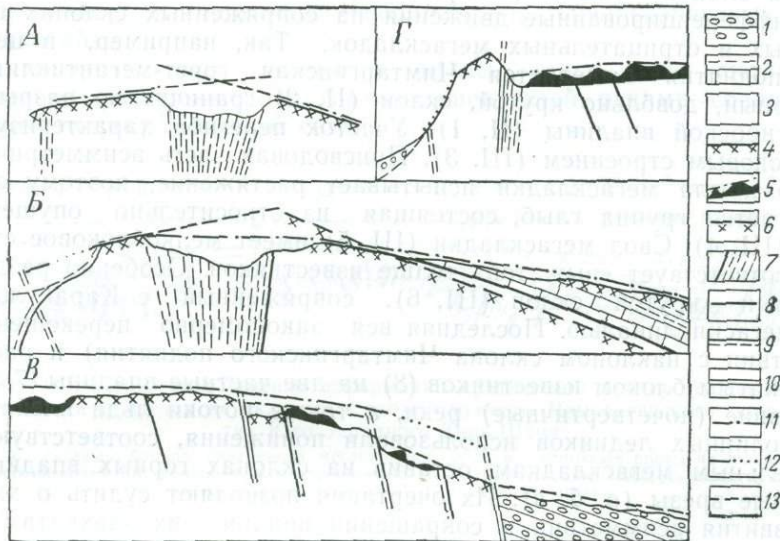


Рис. 102. Расчленение поверхности мегаскладок

А — денудация зон дробления и трещин растяжений; Б — то же, в сочетании с раздвигами; В и Г — то же, на участках активно развивающихся сбросов (на пологом крыле (В), а также взбросов и крутопадающих надвигов на крутом крыле (Г)). 1 — молассы; 2 — породы чехла; 3 — фундамент; 4 — доорогенные поверхности выравнивания; 5 — то же, расчлененные; 6 — погребенный пенеппен и его реконструкция; 7 — зоны трещиноватости; 8—10 — разрывы (8 — мертвые, 9 — омоложенные, 10 — образовавшиеся в процессе обособления мегаскладки в рельефе); 11—12 — аппроксимирующая поверхность (11 — установленная, 12 — предполагаемая); 13 — сопоставительные линии

нии наклонов блоков, ограниченных сбросами, устанавливается, что разрывы приурочены к участкам дискретного изменения крутизны или направления наклонов поверхности мегаскладки (В).

На крутых крыльях асимметричных мегаскладок преобладают взбросы и крутопадающие надвиги (Г). Обычно все эти нарушения (раздвиги, сбросы, взбросы и крутые надвиги) сопровождаются зонами трещин, дробления и избирательно разрабатываются горными речками.

Количественная характеристика изгибов и некоторых других параметров

Помимо качественного анализа морфологического выражения изгиба в целях определения масштаба деформаций и для сравнения мегаскладок между собой могут быть использованы их параметры*. Измерение изгибов в мегаскладках II и III порядка облегчается при хорошей сохранности древнего пенеппена, доорогенных и орогенных поверхностей выравнивания.

* Принципиально они не отличаются от параметров, определяющих изгибы I порядка.

Искажение пологих изгибов разрывами значительно затрудняет определение основного параметра мегаскладок — их кривизны. Среди статических факторов, влияющих на кривизну мегаскладок, важнейшим является глубина залегания фундамента и мощность осадочных пород доорогенного и орогенного комплекса. Важное значение также имеет положение мегаскладки в общей орогенной структуре. По-видимому, на границе с сопредельными впадинами на пологих склонах создаются более благоприятные условия для развития крупных форм с относительно малой кривизной расширяющихся мегаскладок. На крутых склонах, а также в условиях сближения растущих поднятий часто образуются сложные мегаскладки с малой кривизной свода.

В первом приближении количественная характеристика пологих изгибов и сводов, и крыльев мегаскладок может быть дана по элементам, которые поддаются непосредственному измерению на профилях. К ним относятся хорда, стрела изгиба рассматриваемого отрезка кривой, а также радиус кривизны мегаскладки (см. рис. 89, А и Б). В качестве поверхностей сравнения в данном случае могут быть приняты различные базисные поверхности. В первую очередь к ним относятся базисы денудации горного сооружения: общий орогенный, главные и местные. Для Среднеазиатской области горообразования общим орогенным базисом денудации является чаша Каспийского акватория, главными базисами — межгорные и предгорные впадины: Ферганская, Афгано-Таджикская, Таримская, Предкопетдагская и др.; к местным базисам относится дно горных впадин в сопряженных системах положительных и отрицательных мегаскладок: Каракульская, Аличурская, Гунтская на Памире, Зеравшанская, Ягнобская, Нарынская, Аксайская на Тянь-Шане, Сумбарская, Аджидере в Копетдаге и многие другие котловины и долины — местные базисы денудации этих горных стран.

Наиболее точные данные можно получить при измерении радиуса кривизны для различных сечений мегаскладок методом подбора и совмещения исследуемой изогнутой поверхности с частью окружности, радиус которой известен. Для этого были построены прозрачные палетки с концентрически расположенными окружностями различных радиусов кривизны (рис. 103).

Для определения морфологии изгиба мегаскладок II, III порядка и крупных складок с обширными сводами особенное значение приобретает правильная реконструкция конденудационной поверхности выравнивания, деформированной на своде и крыльях. В данном случае рекомендуется построение продольных и поперечных сечений мегаскладки в масштабе 1:1 на участках ее оптимальной сохранности. Если исследуемая поверхность (доорогенная, орогенная или пенеплен) незначительно расчленена, то ее очертания позволяют восстановить зону плоскостной денудации, т. е. зону, ограниченную верхним и нижним пределами расчленения мегаскладки процессами плоскостной денудации (см. рис. 50).

При изучении параметров (особенно радиуса кривизны) складок с блоковым и складчато-блоковым строением большое значение приобретает исследование разрывных нарушений.

Реконструкцию деформаций предорогенной денудационной поверхности по положению зоны плоскостной денудации рекомендуется выполнять с учетом возможных перемещений отдельных глыб, т. е. группы блоков с общими наклонами. Генерализация неровностей может привести к неточным построениям. При значительном разрушении исследуемой поверхности в местах активно развивающихся разрывов подобные реконструкции не всегда выполнимы, так как здесь формируются более молодые элементы рельефа мегаскладок — эрозионно-денудационные склоны и др. В их пределах иногда вообще отсутствуют данные, по которым можно было бы восстановить не только предоро-

генную поверхность, но даже региональные эрозионно-денудационные ступени, а также цикловые и мегацикловые врезы.

При картировании мегаскладок рекомендуется составление серии комплексных геолого-геоморфологических профилей, расположенных

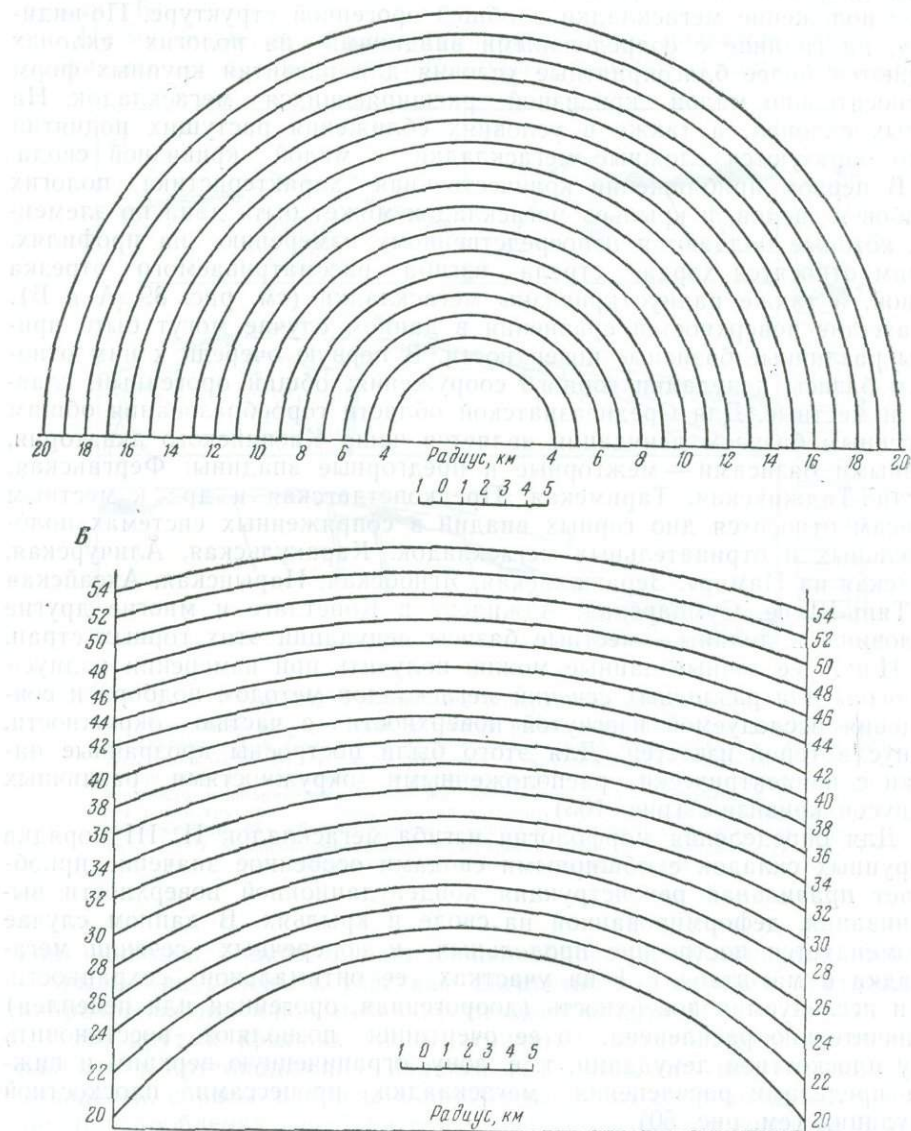


Рис. 103. Примеры палеток для определения радиуса кривизны складчатых деформаций:

А — для складок (верхний рисунок), Б — для мегаскладок

вкрест простирания и по простиранию исследуемых структурных форм. На профилях (в соответствии с условиями сохранности и геологическим строением) выделяются все характерные элементы денудационного рельефа мегаскладки: 1) древний пенеплен, 2) разновозрастные поверхности выравнивания (предорогенные и орогенные), 3) зона плоскостной денудации — участки реконструкции денудационных поверхностей, 4) региональные эрозионно-денудационные врезы и ступени на крыльях мегаскладки и 5) участки нерасчлененного эрозионно-дену-

дационного склона возвышенности (см. рис. 67 и 102). Используя эти элементы (выделенные из серии сечений даже в сравнительно сложных условиях и при плохой сохранности поверхностей выравнивания), можно определить основные типы деформации и характер новейшего развития мегаскладки.

Хорошее, отчетливое выражение в рельефе изгиба кондендационной поверхности складок и мегаскладок позволяет подойти к количественной оценке этой деформации за время ее конэрозионного развития.

В исследуемой области горообразования для определения радиуса кривизны был применен метод подбора изгибов на прозрачных палетках с сериями окружностей (см. рис. 103). Определение радиуса осуществлялось путем совмещения дуги на палетке с фрагментом изгиба исследуемой поверхности на своде и крыльях мегаскладок в условиях ее хорошей сохранности. Участки складок, значительно деформированные разрывами, и фрагменты плохо сохранившихся поверхностей не следует принимать во внимание.

При определении средних — обобщенных, значений радиуса кривизны проводились его измерения по ряду поперечных профилей, построенных вкрест простирания структурных форм в масштабе 1:1. Продольные сечения, проложенные по сводам складок, позволили определить радиус кривизны относительно пологих ундуляций кондендационной поверхности.

В сводово-складчатом эпигеосинклинальном горном сооружении в качестве примера деформаций изгиба критической кондендационной поверхности складок и мегаскладок приводятся некоторые данные измерений, проведенных автором для Копетдага*.

Многими исследователями отмечались отчетливо выраженные в рельефе ундуляции хребтов — новейших поднятий Копетдага, но не приводилась количественная характеристика деформаций. По данным измерений продольных сечений кондендационных поверхностей складок установлено, что за время их конэрозионного развития складчатые деформации продолжали развиваться. Радиус кривизны этих крупных продольных волн для пологих ундуляций оценивается в 125—100 км, а для крутых ундуляций в 70—65 км (Маркоу, Ули-Деле и др.). Наибольшей кривизной характеризуются северо-западные периклиналы (в продольном сечении складки) с радиусом кривизны порядка 25 км.

Поперечные сечения складок Копетдага на крутом северном склоне общего поднятия — горного сооружения характеризуются изгибами кондендационной поверхности с относительно малыми значениями радиуса кривизны — 10—15 км, для передовых поднятий-антиклиналей типа Мурад-Керик, Ули-Деле и др. Во внутренних — присводовых — районах горного сооружения — поднятия кондендационная поверхность складок обладает меньшей кривизной. Для антиклиналей радиус кривизны достигает средних значений от 30—35 до 60 км (Массинев, Мирзадаг и др.). Кривизна впадин-синклиналей, расположенных между передовыми и внутренними системами, варьирует; на участках перемычек она возрастает, а в пределах частных впадин — уменьшается, соответственно изменяется и радиус кривизны — от 25—30 до 50—60 км. Следовательно, в центре и на склонах сводово-складчатого общего поднятия создаются различные условия для формирования

* Для геоморфологического анализа деформации с малым радиусом кривизны складок автору были любезно предоставлены Л. М. Расцветаевым продольные и поперечные профили Копетдага. Поперечные профили по Ферганской и Таджикской депрессиям были составлены по материалам геологических управлений и данным коллективов авторов среднемасштабных карт Узбекистана, Таджикистана и Киргизии.

наиболее молодых (конэрозионных) деформаций изгиба; но в общем кривизна предорогенной и раннеорогенной поверхности для отдельных складок горного сооружения незначительна.

В межгорных и предгорных впадинах выделяются простые и сложные мегаскладки, а также складки. Они определяют современные поднятия и впадины обширных неогеновых седиментационных депрессий.

Сложные внутридепресссионные мегаскладки со сводово-складчатым строением объединяют системы антиклиналей и синклиналей. К таким структурным формам, по-видимому, относятся Кафирниганская и Вахшская мегаскладки в Таджикской депрессии. Наряду с ними в рельефе обширных седиментационных депрессий развиваются отдельные линейно вытянутые системы складок, например, Сары-Камышская или Актауская в Сурханской внутридепресссионной впадине, Джелалабадская и Ташкумырская на склонах Ферганской депрессии и т. д. Поэтому в межгорных и предгорных впадинах можно выделять две категории больших и малых изгибов, часто генетически и морфологически взаимно связанных. Радиус кривизны орогенной обобщающей поверхности в поперечном сечении Кафирниганской и Вахшской мегаскладок характеризуется средними значениями, довольно выдержанными по простиранию — порядка 100—120 км. В общем для Вахшской мегаскладки характерны меньшие значения радиуса кривизны по сравнению с Кафирниганской. В асимметричных изгибах он различен: на пологом крыле-склоне поднятия чаще 100 км, а на крутом — не превосходит 60 км.

Простые внутридепресссионные складки (включая и сложенные породами фундамента) характеризуются значительным уменьшением радиуса кривизны от 30—40 до 25—20 км. В глубоких депрессиях эти формы встречаются относительно редко и представлены складками переходного типа, а также мегантиклиналями и горст-мегантиклиналями III порядка. Классическими регионами их развития являются высоко поднятые и значительно редуцированные межгорные впадины типа Пранарынской и Праиссыкульской. Часто эти структурные формы тяготеют к нижней части сопряженных склонов межгорных впадин и горных сооружений. Впервые они были описаны С. С. Шульцем во впадине Кокджарсу в предгорьях Киргизского хребта. По-видимому, близкие деформации развиваются и на склонах Таримской впадины. Радиус кривизны некоторых из этих складок уменьшается до 15 км. Складки, входящие в строение внутридепресссионных мегаскладок, в отдельных случаях создают значительные изгибы орогенных поверхностей. Радиус кривизны крупных складок с пологим сводом и складок сундучного типа не превосходит 15—20 км. Для преобладающего большинства антиклиналей и синклиналей кривизна орогенной поверхности еще больше возрастает и ее радиус не превышает 5—10 км; эти значения уже приближаются к радиусам кривизны толщ пород, слагающих данные складки*.

Для эпиплатформенных горных сооружений области высокого залегания пород фундамента и мегаскладок со сводово-блоковым строением радиус кривизны удается определить главным образом для изгибов с полным развитием.

На погружении узких, линейно вытянутых горных сооружений Тянь-Шаня радиус кривизны складок промежуточного типа и мегаскладок II порядка небольшой — 35—40 км. Так, например, в Туркестанской, Зеравшанской, Кураминской и других системах поднятий он близок к аналогичным параметрам крупных складок центральных

* Приведенная количественная характеристика не отражает непосредственно глубины заложения складок.

районов Копетдага и мегаскладок в высоко поднятых межгорных впадинах. Близкие значения радиуса кривизны были получены при измерении простых мегаскладок на крутых склонах горных сооружений, в пограничных регионах с межгорными впадинами. Так, для передовых поднятий Южного Тянь-Шаня были определены радиусы кривизны, лежащие в пределах 30—40 км. На западном погружении Памира (например, Ванчская и Язгулемская), а также Северного и Центрального Тянь-Шаня — 30—25 км.

В условиях неглубокого залегания фундамента и его выхода на дневную поверхность на относительно пологих склонах общего поднятия — горного сооружения встречаются весьма крупные расширяющиеся мегантиклинали — обширные древние унаследованно развивающиеся окраинные поднятия типа Терской Алатау (на севере) и Кокшаалтау (на юге). Для них характерны радиусы кривизны в различных сечениях порядка 90, 100, 140 км и более. Несколько большей кривизной характеризуются мегантиклинали, разделяющие редуцированные различно поднятые межгорные впадины — мегасинклинали II порядка (например, Атбашинскую и Аксайскую на Тянь-Шане). Здесь радиус кривизны положительных структурных форм несколько возрастает и варьирует от 70 до 90 км, редко достигая 100—110 км (мегантиклинали Атбашинская, Молдотауская и др.). В условиях значительного развития пород чехла и крутого склона общего поднятия, несмотря на активное расширение Петро-Заалайской системы, мегантиклинали обладают большей кривизной — от 60—70 до 80—90 км. Интересно отметить, что все эти гигантские мегаскладки (как окраинные, так и внутридипрессионные) развивались в условиях свободного расширения за счет сопредельных впадин.

В центральных регионах горных сооружений Тянь-Шаня и Памира простые расширяющиеся мегантиклинали обладают более скромными размерами и большей кривизной $R=50-60$ км (например, Южно-Аличурская и Северно-Аличурская).

Наиболее крупные положительные формы горных сооружений (так же как и в межгорных впадинах) образуют сложные мегантиклинали. Для них характерна малая кривизна обобщенных очертаний обширных новейших поднятий. Так, сложные мегаскладки центральных — внутренних областей Памира пологи: Дарваз-Каракульское поднятие имеет радиус кривизны 100—150 км, а Ванч-Язгулемское — 90—100 км. Сложные мегантиклинали Тянь-Шаня всегда имеют радиус кривизны, превышающий 100 км: Западно-Терскойская — до 130 км, Восточно-Терскойская — до 160 км, Западно-Кокшаалская — 120 км. В этих системах поднятий значительная кривизна мегантиклиналей устанавливается лишь для простых форм, преимущественно на участках отрицательных ундуляций и на погружениях ($R=35-40-60$ и редко 80 км).

Кривизну отрицательных мегаскладок Тянь-Шаня в большинстве случаев удалось определить лишь для фрагментов изгиба. В мегасинклиналях и грабен-мегасинклиналях горных впадин, выполненных породами чехла, и в породах фундамента отмечалась значительная кривизна: R порядка 25—30 км, а в сильно редуцированных впадинах величина изгиба отдельных участков достигала 15 км (впадина Камароу, Ягноб-Магианская и др.).

Отрицательные мегаскладки — впадины Памира существенно отличаются в зависимости от структурного положения и развития пород палеозойского фундамента. Так, Бартангский послескладчатый прогиб обладает радиусом кривизны до 20 км, а Гунт-Аличурская впадина — 90 км. Но и в данном горном сооружении в связи со значительным осложнением отрицательных структурных форм разрывами (в процессе их сокращения и отмирания) удается установить кривизну изги-

Радиус кривизны деформаций изгиба, выраженных в рельефе,
по данным поперечных сечений мегаскладок II и III порядка

Мегаскладки I порядка		Мегаскладки II порядка — новейшие поднятия и впадины	Радиус кривизны (в км) мегаскладок II и III порядка	Положение по отношению к структурной форме I порядка (различные сечения)	
Горное сооружение Памира	Западный Памир (склон и погружение горного сооружения)	Ванчская мегантиклиналь	От 30 до 25	Западные районы	
		Язгулемская мегантиклиналь	От 30 до 25		
		Бартагская грабен-мегасинклиналь	15—20		
	Южный Памир	Южно-Аличурское поднятие	50	Центральные районы	
		Северо-Аличурское поднятие	50—60		
		Гунт-Аличурская впадина	От 40 до 90		
	Центральный Памир (геосинклинальный мезозойский прогиб, сложные мегаскладки)	Ванч-Язгулемское поднятие	90—100	Западные районы	
		То же	140—150	Центральные районы	
	Северный Памир (сложные мегаскладки)	Каракульское поднятие	100—150	—	
Памир (Северный) и Предпамирский прогиб	Поднятие хр. Петра Первого	60—70	Зона передовых поднятий, включающая часть геосинклинального склона; расширяющиеся мегаскладки		
	Заалайское поднятие	80—90			
Горное сооружение Тянь-Шаня	Западный Тянь-Шань (Юго-Западный и Северо-Западный)	Кураминское поднятие	30—35		
					Южный Тянь-Шань (положительные мегаскладки)
	Гиссаро-Алайская (на погружении горного сооружения)	Туркестанское поднятие	40	Западные районы	
	С опущенными блоками в сводовой части	Мегаскладки II и III порядка с «выжатыми» блоками	Зеравшанское поднятие	20	Центральные районы
			Чимтаргинское поднятие	15—20 До 30	В разных сечениях

	Мегаскладки I порядка	Мегаскладки II порядка — новейшие поднятия и впадины	Радиус кривизны (в км) мегаскладок II и III порядка	Положение по отношению к структурной форме I порядка (различные сечения)
Горное сооружение Тянь-Шаня	Южный и Центральный Тянь-Шань*	Молдотау-Терской система поднятий	30—40	Мегантиклинали
	Простые мегаскладки	Атабашинская	70—110	
		Джангджирская, Сонкульская	65—70	Мегасинклиналь
	Сложные мегаскладки	Западно-Терской, Западно-Кокшаальская, Майдантагская	100—130 80—120 До 300 (?)	Мегантиклинали

* Измерения В. И. Макарова (1969 г.).

бов главным образом для сопряженных склонов и присводовых участков, не нарушенных разломами. Средние значения многих измерений позволяют приблизительно оценить радиус кривизны мегасинклиналей и грабен-мегасинклиналей в 30—50 км для внутренних регионов горного сооружения Памира. У брахиморфных впадин фундамента кривизна уменьшается; например в Сонкульской впадине (Центральный Тянь-Шань) радиус кривизны колеблется в пределах 65—70 км.

Замеры длины и ширины морфологически выраженных мегаскладок производились от участков сопряжения поднятий с сопредельными впадинами — местными базисами денудации. Выяснилось довольно большое однообразие этих параметров у мегаскладок одного и того же порядка в близких структурно-литологических условиях. Для мегаскладок II порядка в горных сооружениях длина колеблется от 20 до 50 км, редко достигая 100 км, при ширине от 5 до 20 км. Соотношение длины к ширине в большинстве случаев позволяет относить положительные структурные формы к линейным (длина 20—25 км, при ширине от 5 до 10 км, например Байсунтау, Кугитангтау, Сурхантау и др.). Мегаскладки III порядка характеризуются меньшими размерами, и среди них часто встречаются деформации, тяготеющие к брахиморфным. Среди отрицательных мегаскладок полного развития преобладают брахиморфные типы. Как правило, слабо редуцированные мегасинклинали (в отличие от приразломовых впадин) характеризуются незначительной протяженностью 10—15 км (редко до 30 км). Наиболее типичные брахиморфные мегаскладки встречаются в Северном и Центральном Тянь-Шане, а также на Памире. В южных цепях Тянь-Шаня и на западном и северном склонах Памира преобладают линейные формы с ярко выраженными ундуляциями шарниров.

Таким образом на формирование конэрозсионных деформаций изгиба в большой степени влияет их положение в новой структуре горной страны и ряд статических факторов. К ним относятся: 1) положение данной деформации изгиба относительно общего поднятия (или впадины), 2) механическая обстановка — глубина залегания фундамента, 3) мощность пород чехла и рыхлых отложений орогенного комплекса, а также другие литолого-структурные условия. На степень развития изгиба, по-видимому, большое значение оказывают такие динамические

факторы, как скорость, неравномерность и длительность его роста в рельефе.

Сравнение параметров деформаций конденсационных поверхностей позволяет оценить морфологию мегаскладок и особенно пологие изгибы с большой объективностью и существенно дополнить качественные определения. По-видимому, параметры складок могут быть использованы в сочетании с данными о возрасте деформируемой поверхности в целях выяснения скоростей процесса складкообразования в течение конэрозионного развития в стадию морфологического оформления деформаций. Первые шаги, сделанные в этом направлении, как будто намечают возможность дальнейшей классификации и выделения характерных типов складчатых деформаций, различающихся кривизной и новейшим внутренним строением. Для некоторых из изученных деформаций пологих изгибов ниже приводятся средние значения радиусов кривизны (табл. 10).

ВЫРАЖЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ РАЗРЫВОВ МЕРТВЫХ И БЕЗ ЗНАЧИТЕЛЬНЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ СМЕЩЕНИЙ

Живые и мертвые разрывы

Разрывы, ограничивающие или осложняющие новейшие поднятия и впадины горных стран, отличаются морфологией, глубиной заложения, возрастом и их подвижностью в течение этапа горообразования.

«Мертвые» — неразвивающиеся разрывы могут быть отнесены к статическим рельефообразующим факторам. Зоны мертвых разрывов избирательно препарируются эрозией в зависимости от устойчивости пород висячего и лежащего крыла, а также заполнителя.

В строении новейших структур и рельефа основное значение имеют развивающиеся — «живые» разрывы, относящиеся к динамическим рельефообразующим факторам. Их морфологическое выражение зависит главным образом от направленности, неравномерности, скорости и времени проявления движений. Интенсивные и значительные перемещения по поверхностям разрывов отражают характер движения отдельных блоков, создающих поднятия и впадины различных масштабов горной страны. Среди живых разрывов можно различать: 1) возникшие в процессе горообразования — молодые орогенные и 2) древние — омоложенные. Системы развивающихся разрывов могут не соответствовать их значимости в древнем структурном плане. В поле напряжений, формирувавшемся на протяжении этапа горообразования, омоложению подвергаются разрывы только определенных простираний. Последние могут изменяться с течением времени. Омоложение систем трещин (в определенных сочетаниях) происходит при уменьшении радиуса кривизны складок и мегаскладок в процессе изгиба и воздымания, или погружения, а также при взаимодействии этих деформаций со сдвиговыми и т. п.

Избирательный характер омоложения древних разрывов имеет исключительно важное значение при геоморфологическом анализе. Омоложенные формы в сочетании с вновь возникшими представляют наиболее ослабленные зоны, доступные для процессов денудации, которые разрабатываются эрозией. Поэтому долины больших и малых рек, как правило, приурочены к разрывным деформациям — зонам дробления пород и трещиноватости, раздвигам, сбросам и (несколько в меньшей степени) взбросам и надвигам. При этом только развивающиеся деформации будут подвергаться наиболее значительному разрушению. Избирательный характер экзогенных процессов в зонах разрывов, особенно ярко выражен в локальных изменениях эрозионной и аккумулятивной деятельности рек. Это позволяет в качестве

одного из методов исследования использовать сравнительный геоморфологический анализ геологической деятельности рек в районе разрывного нарушения и вне его*.

При оценке рельефообразующей роли разрывного нарушения необходимо учитывать статические и динамические факторы. Они определяют конкретные условия развития и положение разрыва относительно дневной поверхности.

По глубине заложения можно различить разрывы глубокого проникновения — общие для фундамента и чехла и локальные, которые ограничиваются поверхностью раздела между толщами пород различной мощности, состава или отличающихся другими свойствами. Соответственно выделяются разрывы, приуроченные исключительно к породам фундамента или к покрову, а также развивающиеся только в определенных толщах и внутрислойные. Локальный характер денудационных разрывов различается для выходящих на дневную поверхность и невыходящих. Среди последних рельефообразующее значение имеют лишь те, которые в процессе своего развития косвенно влияют на плотность пород, степень трещиноватости и, соответственно, на течение экзогенных процессов, в частности, на режим грунтовых вод, суффозионно-карстовые явления и т. п.

При геоморфологическом анализе необходимо учитывать характер денудационного среза в районе исследуемого разрыва. В этом отношении могут быть выделены участки: 1) с высоко и умеренно поднятым фундаментом, обнаженным или с маломощным чехлом, 2) с широко развитыми дочетвертичными осадочными породами, 3) с распространением рыхлых пород значительной мощности — наиболее молодых позднеплиоценовых и четвертичных. Эти условия могут встречаться в различных комбинациях в одной и той же зоне разрывов в зависимости от геологического строения и интенсивности вертикальных перемещений по поверхности сместителя.

По характеру простиранья и падению поверхности сместителя можно различать разрывы: а) изменяющие свое направление при пересечении с другой системой разрывов и б) нейтральные с постоянно сохраняющимся простираньем на значительном протяжении (см. табл. 11).

Горные страны характеризуются большим разнообразием рельефообразующих разрывов, особенно в эпиплатформенных горных сооружениях.

По времени возникновения и длительности развития в Азиатской части горного пояса можно выделить существенно различные и неравноценные возрастные комплексы разрывов, сформировавшихся в течение: 1) геосинклинального этапа, 2) последующих платформенных условий и 3) новейшего этапа горообразования. Различают следующие типы разрывов с различной длительностью и интенсивностью их развития (см. табл. 12).

Следует отметить, что чередование различных состояний — активизации — возрождения, затухания — отмирания и покоя может варьировать как по длительности, так и по порядку чередования. Так, например, после покоя, активизация может быть медленной, постепенной или с быстрым неравномерным нарастанием скорости движения, которые в свою очередь могут сменяться внезапным покоем и т. д. Определение соотношений разрывов чехла и фундамента по системам разрывов в верхних толщах пород покрова связана с рядом трудностей, которые часто не учитываются при геоморфологическом анализе. Выде-

* В дальнейшем рассматривается только этот метод, поскольку он может быть широко использован в полевых условиях в области горообразования для изучения структурных форм, выраженных в рельефе.

**«Мертвые» разрывы с различным рельефообразующим значением,
определяемым статическими факторами**

Подразделение разрывов	Общая характеристика
По расположению относительно дневной поверхности	<ol style="list-style-type: none"> 1. Поверхностные, развивающиеся сверху вниз, преимущественно экзогенного происхождения 2. Вскрытые, развивающиеся на глубине с выходом на дневную поверхность 3. Невскрытые: <ol style="list-style-type: none"> а) затухающие на глубине, не выходящие на дневную поверхность и не влияющие на экзогенные процессы б) затухающие вблизи дневной поверхности и влияющие на экзогенные процессы
По характеру простира- ния и падения поверхности сместителя	<p>Прямого проникновения — не изменяющие элементов залегания на границе пород с различной плотностью или при пересечении с другими системами трещин</p> <p>Преломленные — изменяющие элементы залегания на границе пород с различной плотностью или при пересечении с другими системами разрывов</p>
По глубине заложения	<p>Общие:</p> <ol style="list-style-type: none"> а) для фундамента и чехла; б) для фундамента; в) для чехла. <p>Локальные:</p> <ol style="list-style-type: none"> а) внутриформационные, приуроченные к определенным толщам; б) внутрислойные

Таблица 12

Протяженность «жизни» и характер развития разрывов

Режим и направленность геологического процесса развития		Геосинклинальный	Орогенный эпигеосинклинальный	Платформенный	Орогенный эпиплатформенный
Длительность «жизни» и время возникновения разрыва		→		→	→
Интенсивность развития разрыва	Нисходящая	+ +	+	-/-	-/-
	Пульсирующая	+ -/- + -/-	-	+	- -/- - +
	Восходящая	-	-/-	-/-	-/- -/- + +

→ образование и развитие; + омоложение и активизация.
 -/- затухание и отмирание; - мертвые разрывы и находящиеся в стадии покоя

ляются следующие соотношения между системами разрывов с различной глубиной проникновения и орографическими формами.

1. При ограничении новейших поднятий и впадин разрывами глубокого проникновения возникают орографические формы, подобные

блокам или системам блоков фундамента. Такой — прямой — тип соотношений орографических и структурных форм распространен довольно редко, главным образом в области длительного развития устойчивых поднятий в условиях обнаженного фундамента.

2. Чаще встречаются новейшие поднятия и впадины с блоковым внутренним строением, ограниченные системами разрывов с различной глубиной заложения в фундаменте и чехле. В этом случае новейшие структуры лишь частично отражают систему разрывов фундамента. Их очертания предопределены сочетанием разрывов с различной глубиной заложения, часть которых не достигает фундамента. Если некоторые разрывы фундамента испытывают «преломление» (например, на границе пород с различной плотностью), то конфигурация новейших поднятий и впадин не может быть полностью использована для дешифрирования разрывов фундамента. Подобная реконструкция возможна только с учетом искажения, связанного с изменением элементов падения и простирания поверхностей смещения.

3. Широкое распространение (среди структурных форм высокого порядка) имеют поднятия и впадины, ограниченные неглубокими разрывами, нарушающими только породы чехла.

Поэтому новейшие глыбовые, складчато-глыбовые и сводово-глыбовые структуры в различной степени могут отличаться от разрывов фундамента. Эти искажения также не всегда предусматриваются при экстраполяциях.

Для реконструкции древних систем разломов необходимо учитывать различный возраст разрывных нарушений. Молодые разрывы фундамента могут не повторять направлений древних деформаций или лишь частично наследовать некоторые из них. Различают сочетания разновозрастных разрывов с преобладанием новых или древних направлений. В рельефе горных стран наиболее ярко выражены системы молодых и омоложенных разрывов, развивавшихся на протяжении этапа горообразования. Они отражают поля напряжения, образовавшиеся во время становления новейших структурных форм. Яркость морфологического выражения разрыва и интенсивность новейших движений по поверхности сместителя часто не соответствуют его масштабу и роли в древней структуре. Это особенно справедливо при существенных перестройках структурного плана. В областях с глубоким денудационным срезом подразделение разрывных нарушений по возрасту сопряжено с большими трудностями. Поэтому при дешифрировании блоков и систем блоков, входящих в строение новейших структур, необходимо учитывать разнородность разрывов, определяющих очертания новейших поднятий и впадин горных стран.

По степени унаследованности молодых деформаций от древних выделяются разрывы различных типов. Полное наследование новейшими разрывами древних расколов фундамента встречается исключительно редко и требует специальных доказательств в каждом рассматриваемом случае. Длительной «жизнью» характеризуются некоторые глубинные разломы типа Акбайтальского на Памире, Южно-Гиссарского в Гиссаро-Алае и др. Очертания новейших поднятий и впадин, как правило, определяются разновозрастной системой разрывов, избирательно омоложенной в течение этапа горообразования. Сравнительно редко встречаются новейшие поднятия и впадины, осложненные или ограниченные только молодыми системами разрывов, образовавшимися на протяжении этапа горообразования. Такое строение, как правило, могут иметь структурные формы высокого порядка. Иногда они подчинены более древним деформациям, генетически связаны с ними или наложены на них. Только в редких случаях системы молодых разрывов образуются независимо от древних и чаще представляют усложнение древних разрывов. В табл. 13 представлены новейшие структур-

Подразделение разрывов по степени унаследованности древних деформаций

Характер новейшего развития разрывов	Унаследованный	Унаследованный с частичным усложнением	Новый с сохранением отдельных элементов древнего	Новый без элементов унаследованности древнего
Системы разрывов, определяющих очертания орогенных поднятий и впадин	Древние, омоложенные с общим направлением движений; встречаются редко	Древние, омоложенные с общим направлением движений и незначительными изменениями, связанными с новейшим расширением области поднятий или (реже) впадин	Сочетание молодых и древних омоложенных на отдельных участках; новейшие направления движений могут не совпадать с древними	Молодые, не совпадающие по очертаниям и направлению движений с древними; встречаются редко
		Широко распространены		

ные и орографические формы, ограниченные и осложненные разрывами чехла и фундамента.

По скорости движений могут быть выделены разрывы с равномерными движениями или с медленным изменением скорости за этап горообразования и разрывы с быстро изменяющимися и прерывистыми движениями. Эти различные динамические состояния могут чередоваться в течение процесса горообразования.

По направлению перемещений за этап горообразования могут быть выделены разрывы с однозначными движениями по поверхности смещения и с разнозначными, т. е. со сменой знака (направления движения). В области погружений и аккумуляции изменение знака движений определяется геологическими методами. При устойчивом общем поднятии и денудации движения в зоне разрыва в ряде случаев могут быть изучены в результате применения геоморфологического метода. Следует разделять абсолютное движение (поднятия и опускания) и относительное, т. е. отставание отдельных блоков по отношению к другим при сохранении общего направления движения. Так, например, для заключительной стадии горообразования характерно значительное преобладание положительных перемещений, поэтому редуцированные внутригорные впадины-грабеи, как правило, представляют лишь участки отставания отдельных блоков в общем процессе неравномерного воздымания.

Морфологическое выражение смещений зависит от интенсивности тектонических движений ($\pm T$) и экзогенных нивелирующих процессов (D и A). Выделяются условия, при которых:

а) создаются неровности рельефа различного масштаба и морфологического облика, отвечающие условиям $\Sigma(\pm T) > (D, A)$, где T — суммарные перемещения по поверхности разрыва; D — денудация возвышающихся блоков; A — аккумуляция на участках их погружения (абсолютного или относительного);

б) не создаются неровности рельефа в процессе развития смещений по поверхности разрыва, но выражаются в геологическом разрезе и влияют на пространственное распределение и течение экзогенных процессов (A и D): $\Sigma(\pm T) = (D + A)$. Это состояние подвижного или динамического равновесия может быть установлено по косвенным геоморфологическим признакам.

Изучение перемещений с изменением знака движений и с погашением морфологического эффекта смещения по поверхности разрыва представляет большие трудности, особенно для разрывов «безампли-

Разрывы с новейшими смещениями (живые и возрожденные)				Разрывы без новейших смещений			
Характер движений за этап горообразования		I	II		III		
Скорость и неравномерность	Направление и знак движения	с некомпенсированными перемещениями, морфологически выраженные	с компенсированными перемещениями		мертвые разрывы (неразвивающиеся) с доорогенными смещениями	рельефообразующие трещины	
			нейтральные с неизменным знаком движения	безамплитудные с изменяющимся знаком движения			
Скорость	Активизирующиеся перемещения Затухание С неоднократным возобновлением подвижек	1. Направленные: а) преобладание вертикальных перемещений б) преобладание горизонтальных перемещений в) примерное равенство векторов сложного движения	Создают в процессе развития неровности земной поверхности а) ярко выраженные при $(\pm T) \gg (D, A)$; б) слабо выраженные при $(\pm T) > (D, A)$, в) могут быть выражены только при благоприятной литолого-структурной обстановке $(\pm T) = (D, A)$	Не создают значительных неровностей, но влияют на течение экзогенных процессов и геологическое строение при $T = D$; или $(-T) = A$. В соответствии с литолого-структурными условиями могут быть различно выражены в рельефе и создавать нейтральный, прямой и обращенный рельеф	Не создают значительных неровностей; испытывают взаимно уничтожающиеся небольшие перемещения, с результирующей, равной нулю; усиливают трещиноватость вышележащих пород и нарушают их строение и поэтому избирательно разрабатываются процессами эрозии	Не создают неровностей в рельефе, но определяют характер селективной денудации; могут быть различно выражены в рельефе в соответствии с литолого-структурными условиями	Создают незначительные неровности в процессе избирательной денудации в зависимости от степени дробления пород, характера материала, заполняющего трещины и обновления разрывов
Неравномерность движений	Равномерное С периодическим изменением скорости (пульсирующие) Неравномерное	2. Со сменой знака движений: возможны сочетания с типами «а», «б» и «в»					

тудных» или развивающихся без результирующего смещения. По рельефообразующему значению выделяются: 1) разрывы с вертикальными перемещениями, некомпенсированными денудацией или аккумуляцией, 2) разрывы с компенсированными перемещениями и 3) мертвые разрывы (с доорогенными смещениями) и рельефообразующие трещины (см. табл. 14).

Трещины и мертвые разрывы

Закономерное расположение хребтов с сохранением определенных направлений было отмечено более 100 лет назад Эли-де-Бомоном (1830) и А. Филлипсом (1836), которые полагали общность причин образования и их отражения в рельефе. Близкие взгляды высказывал Э. Зюсс, анализируя закономерности строения «Лица Земли» (1873). Уже в конце XIX в. многие исследователи указывали на повсеместное совпадение направлений речных долин с направлениями трещин (Черульф в Норвегии; И. Д. Черский и А. П. Павлов — в России; Г. К. Джилльберт в Северной Америке, а также Ч. Ч. Моор и многие другие). В начале XX в. М. Л. Хилс, В. Г. Хоббс и Р. Зондер вводят понятие о линеamentной трещиноватости, влияющей на рельеф и особенно на развитие речных долин. При разработке классификаций тектонических трещин Э. Клоос и другие неоднократно указывали на соответствие простираний определенного типа трещин направлениям орогидрографических элементов рельефа. Специальные исследования, посвященные линеamentной трещиноватости, были проведены в 1937 г. Н. И. Соколовым в районе Самарской Луки. Н. С. Шатский указывал (1947) на закономерное положение определенных систем трещин — диаклаз — диагональных и ортогональных, которые обладают большой протяженностью и нарушают как дислоцированные, так и горизонтально лежащие породы. В работах П. Е. Оффмана (1961) и А. С. Новиковой (1959) по Тиману и другим регионам трещины подразделяются на систематические, присутствующие в определенных толщах, и локальные, обусловленные дислоцированностью пород — нарушением их первичного залегания. Систематические трещины связаны с диагенезом, уплотнением пород и поэтому называются литогенетическими или трещинами повсеместного распространения. Они не преломляются и заканчиваются в пределах пласта или серии пластов. Е. П. Пермяков (1949), исследуя трещиноватость Русской платформы, выделил эпейроклазы, противопоставляя их диаклазам Н. С. Шатского. Он пришел к выводу о закономерной связи трещиноватости с локальными деформациями Русской платформы и разработал метод (правило параллелограмма) для определения параметров платформенных структур. Особенное внимание Е. П. Пермяковым уделяется линеamentной трещиноватости. В последние годы эта тема широко освещена в работах отечественных исследователей по материалам европейской и азиатской частей СССР (С. В. Николаевым, 1958; Г. В. Чарушиным, 1960; К. Б. Ашировым, 1961; М. В. Рац, 1963, 1966; В. К. Громовым, 1964; Г. Р. Миркиным, 1967; Р. И. Баевым, 1968, 1969 и многими другими).

Вопросами планетарной (общей) трещиноватости в последние годы (1959—1969) занимается С. С. Шульц. Он считает, что ориентировка трещин (относимых к планетарной трещиноватости) определяется планетарными напряжениями, имевшими место в период литификации отложений. Поэтому направление планетарной трещиноватости в породах различного возраста отражает «положение оси вращения Земли в ту или иную эпоху» (Шульц, 1969). Это позволяет по диаграммам планетарных трещин решать обратную задачу — определять возраст пород. Сравнительное изучение закономерностей ориентировки трещин и измерение линеamentов по картам в целях выделения планетарной:

системы трещин желательнее производить на больших площадях. При этом большое значение имеет выбор методики и техники измерений. В данном разделе рассматриваются только некоторые характерные особенности мертвых разрывов (без смещения) и трещин — их рельефообразующее значение.

При детальном исследовании трещин последние можно подразделять на общую, или планетарную, трещиноватость горных пород и локальные системы трещин, возникновение (или омоложение) которых связано с новейшим развитием структурных форм. Следует отметить, что в процессе формирования тектонических деформаций омоложению избирательно могут подвергаться и планетарные системы трещин. Поэтому выделяются рельефообразующие трещины — локальные и региональные. При анализе новейшего развития деформаций разрывов изгибов одним из основных объектов исследования является именно эта группа трещин, активно развивающихся в рельефе. В отличие от прочих систем эти трещины избирательно разрабатываются процессами денудации, в особенности же линейной эрозией — временными и постоянными потоками высокого порядка. Среди рельефообразующих систем трещин особенно большое значение имеют зияющие разрывы, крутопадающие и вертикальные, иногда заполненные рыхлыми отложениями. Они образуются главным образом в условиях растяжения и иногда развиваются в пределах висячего крыла складок на различном удалении от зоны (преимущественно крутопадающих) живых разрывов. Рельфообразующие трещины представляют полигенную группу, которая наиболее ярко выражена в рельефе. В связи с этим они имеют большое практическое значение и особенно при решении инженерно-геологических задач.

Рельфообразующие системы трещин. В условиях высоко поднятого фундамента в рельефе склонов горной страны рельефообразующее значение имеют трещины растяжения и неразвивающиеся разрывы, но представляющие участки повышенного дробления пород. Они избирательно препарируются эрозией и процессами плоскостной селективной денудации (рис. 104, А—И). Мертвые разрывы (без смещения), а также зоны повышенной трещиноватости и отдельные системы трещин могут создавать различные орографические формы высокого порядка в зависимости от устойчивости пород в районе разрыва и вне его. В этом отношении определяющее значение имеет морфология и наклон поверхности разрыва и его заполнение. Трещины сжатия, скрытые и закрытые, как правило, не подвергаются селективной денудации. Главную рельефообразующую роль играют трещины растяжения, как зияющие, так и выполненные различными породами.

При всем разнообразии заполнения трещин могут быть выделены следующие основные сочетания устойчивости пород, заполняющих трещины, с породами, их окружающими (А). Выделяются трещины, выполненные минералами или горными породами, устойчивость которых превосходит устойчивость вмещающих пород (А, 1). В большинстве случаев к ним относятся кварцевые жилы, которые могут создавать на участках выхода на дневную поверхность небольшие положительные формы. Поскольку заполнение этих трещин может сопровождаться орудением, их дешифрирование представляет практический интерес.

Если трещины (А, 2) и мертвые разрывы (А, 3) оказываются заполненными материалами, менее устойчивым по сравнению с вмещающими породами, то на участках их выхода на поверхность могут образоваться небольшие понижения. Как правило, они формируются в результате денудации всей трещиноватой зоны. При разработке зияющих трещин или заполненных рыхлым, несцементированным материалом, легко поддающимся процессам суффозии и растворения, создаются крупные, достаточно отчетливо выраженные отрицательные формы

рельефа (А, 4). Они возникают также в рыхлых отложениях, перекрывающих зоны с повышенной трещиноватостью, вследствие более высокой проницаемости, выноса мелкозема и растворимых компонентов из вышележащих толщ на глубину. Только в редких случаях, если материал, заполняющий трещины и мертвые разрывы, оказывается равноценным с вмещающими породами (в отношении разрушения), зоны трещиноватости могут быть не выраженными в рельефе (А, 5).

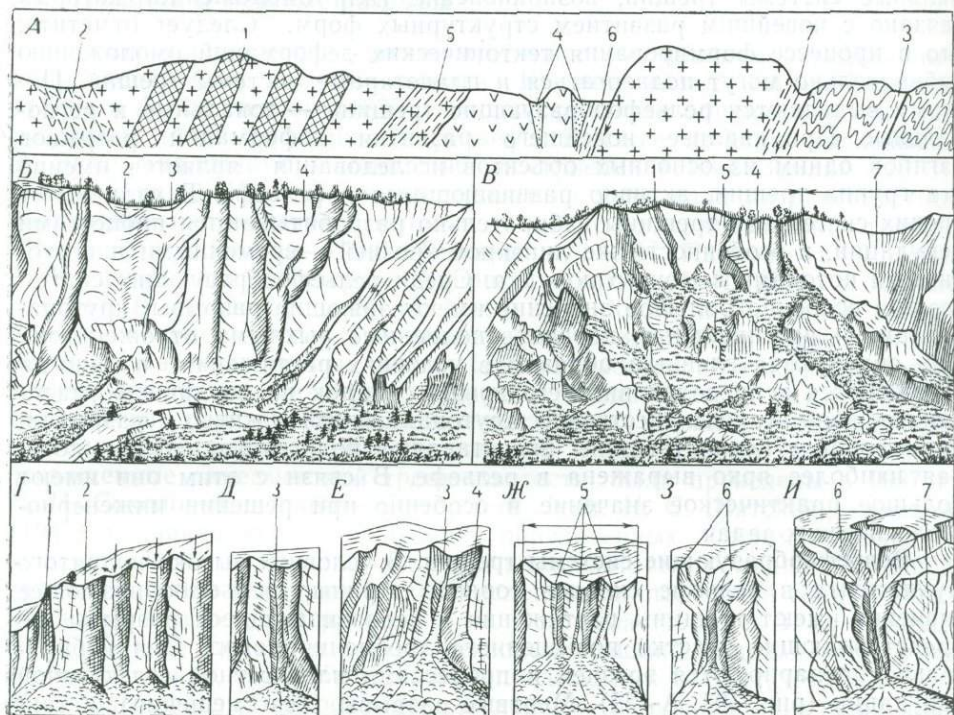


Рис. 104. Различные типы рельефообразующих трещин и их селективная разработка плоскостной денудацией (А) и эрозией (Б—И)

Значение рельефообразующих трещин определяется также степенью зияния, характером заполнения и углом падения поверхности разрыва; среди последних решающее значение имеет степень зияния и активность ее подновления в сочетании с углом падения.

Мертвые разрывы по рельефообразующему воздействию во многом схожи с трещинами. Но часто поверхность разрыва с древними смещениями представляет одновременно и границу между различными породами. В этом случае возникают существенные различия между выражением в рельефе трещиноватых зон и мертвых разрывов. Уступ, создаваемый в зоне мертвого разрыва, определяется только литологией пород и выражен тем ярче, чем значительнее различие устойчивости пород процессам денудации по обе стороны от поверхности разрыва (А, 6 и 7). Обычно мертвые разрывы вызывают только локальные изменения в строении земной поверхности, а рельефообразующие трещины вследствие их множественности, повторяемости и распространения на значительной площади способствуют возникновению малых форм, в различной степени подобных. При селективной денудации склонов они определяют детали его строения и форму останцов выветривания. Системы рельефообразующих трещин влияют на морфологию долин и их простираание, в частности на возникновение и развитие секущих, в том числе и сквозных ущелий (см. рис. 104, Б—И).

В зависимости от строения, степени зияния, характера заполнителя, состава пород, общей раздробленности и других факторов процесс денудации рельефообразующих трещин протекает с различной интенсивностью. Его развитие приводит к образованию эмбриональных (Б, 2, 3) и юных (Б, 1, 2), а также зрелых форм склонов (В 1, 4, 5, 7), часто встречающихся в различных комбинациях. В их формировании основное значение имеют гравитационные и эрозионные процессы (Г—И).

В. А. Варсонофьева (1961) при исследовании форм выветривания Северного Урала обратила внимание на широкое развитие подобных отдельностей, формирующихся в различных породах. В. А. Обручев, изучая пустыни Центральной Азии, в 1905—1909 гг. описал удивительные формы выветривания, возникающие в породах фундамента и чехла (включая и наиболее молодые породы) неоген-четвертичного возраста. Выступы склонов и останцы со схожими очертаниями образуются благодаря многократному повторению граней склона одних и тех же направлений (Г, 1 и 2). Эта повторяемость определяет подобие фигур, ограниченных поверхностями рельефообразующих трещин. Главенствующая роль принадлежит вертикальным и близким к ним трещинам растяжения. Вспомогательное значение имеют поверхности разрывов с пологопадающими поверхностями. При горизонтальном и слабо наклонном положении пластов к ним относятся трещины напластования. В условиях значительно дислоцированных пород усложняется соотношение между крутопадающими и пологопадающими трещинами. Основные процессы денудации в условиях крутых горных склонов развиваются по вертикальным и крутопадающим поверхностям разрывов. Расширение пологопадающих трещин создает возможность и способствует отделению породы от основного массива.

Сопоставление орографических форм, возникающих на горных склонах в результате селективной разработки систем рельефообразующих трещин, позволяет наметить ряд этапов в развитии этого процесса (см. рис. 104, Г—И).

Первый этап заключается в расширении трещины и постепенном образовании граней склона (Г, 1), которые ограничивают денудационные ниши. Они разрабатываются безрусовым временным стоком весенне-осенних дождевых вод (Г, 2). В отдельных случаях (при ортогональных или других региональных системах трещин) на склоне развивается ряд форм подобных очертаний (Г). Денудационные ниши способствуют дренированию грунтовых вод и представляют участки выхода пересыхающих, временных, родничков. Эти условия значительно повышают активность избирательного линейного разрушения склонов. Второй этап — дальнейшее углубление денудационных ниш в результате сосредоточенного сброса поверхностных вод и эмбриональной эрозии родничков. Эти процессы ведут к образованию гравитационно-эрозионного желоба периодического стока и сброса осыпного материала — продуктов денудации склонов и ниши (Д, 3). В этом случае в основании склона возникают гравитационные конусы осыпей (Г и Д). Третий этап — дальнейшая разработка денудационной ниши и преобразование поверхностей трещин. При достаточном регрессивном углублении ниши новый желоб стока (Е, 3) бывает вложен в денудационное долинообразно понижение с водосборной воронкой в верхней части склона (Е, 4). Следующий, четвертый этап заключается в объединении группы желобов гравитационно-эрозионного стока в общую денудационную нишу — главный водосбор всей этой эмбриональной системы стока (Ж, 5). Дальнейшее развитие — пятый этап имеет место при обильном стоке поверхностных вод и дренировании грунтовых вод. В этом случае из гравитационно-эрозионного простого желоба стока развивается древовидная форма с периодическим обводнением и сто-

ком (3, 6). Шестой этап соответствует дальнейшему развитию древовидного желоба — его переработке в эрозионный тальвег ручья с разветвленным верховьем и с постоянным или переменным стоком (И, 6). Каждое ответвление этого верховья избирательно разрабатывается по одной из рельефообразующих систем трещин. Они развиваются параллельно поверхностям согласных и секущих разрывов (И, 7).

Парагенез рельефообразующих трещин и разрывов со смещением объясняется тем, что при неравномерном воздымании структурных форм создаются новые местные поля напряжений. Поэтому и древние системы трещин оказываются в новых различных условиях — одни испытывают сжатие, другие — растяжение и т. д. В ряде случаев эти напряжения вызывают перемещение блоков относительно друг друга и образование новых избирательно омоложенных систем трещин. Среди последних наиболее активно в рельефе развиваются трещины, по которым может циркулировать гравитационная вода. В процессе таяния и замерзания она способствует дальнейшему расширению — раскрытию трещин, особенно зияющих. Помимо механического воздействия (дробления) при циркуляции гравитационной воды происходят процессы химического выветривания — выщелачивания (особенно в карбонатных, соленосных и гипсоносных породах). Механическое и химическое разрушение трещин под воздействием гравитационной воды сопровождается суффозией — выносом нерастворимых частиц. В зависимости от степени растяжения, прочности породы и других структурных условий — сланцеватости, слоистости и т. д. — процесс разрушения трещин протекает различно, проходя этапы преобразования простых осыпных желобов стока в древовидные гравитационно-эрозионные желоба стока и в тальвеги эмбриональных горных ручьев.

Для мертвых разрывов и трещин характерны линейность, повторяемость направлений и явления «преломления».

Линейность и повторяемость направлений. Выражение в рельефе зон мертвых разрывов и рельефообразующих трещин отличается от прочих своей значительной протяженностью при малой ширине и повторяющимися простираниями. Это позволяет при дешифрировании горизонтального и вертикального расчленения восстановить (по своеобразию геометрических очертаний) те системы трещин и мертвых разрывов, по которым избирательно развивались процессы активной денудации. Такая задача может возникнуть при решении ряда практических и теоретических вопросов. Особое значение при гидротехническом строительстве имеют зияющие системы трещин в связи с утечкой воды из водохранилища или возникновением напряжения в теле плотины (при расширении определенных систем трещин в ее основании и на участках сопряжения со склонами). Расположение этих трещин (т. е. активно раскрывающихся) позволяет создать представление о развивающихся новейших и современных напряжениях. Часто избирательное раскрытие трещин косвенно связано с подвижками в зонах живых региональных разрывов.

Русла рек и их долины, разработанные по системам мертвых разрывов, зон дробления и повышенной трещиноватости, представляют наиболее широко распространенные линеаменты (рис. 105, А—Г). Линейный характер проекций систем разрывов на дневную поверхность наиболее отчетливо выражен в фундаменте, а также в некоторых осадочных породах. В обобщенных очертаниях речных меандр, разрабатывающих зоны трещиноватости, выделяются отрезки, следующие по определенным направлениям (А). При сопоставлении данных направлений линеаментов с системами трещин на склонах долины можно установить общие региональные простирания, избранные эрозией как наиболее благоприятные. В пределах этих ослабленных зон река разрабатывает долину и в современную эпоху формирует свое русло.

В значительно трещиноватых породах даже мелкие излучины могут быть структурно обусловлены (Б—Г). Они также закладываются по определенным системам трещин, которые часто являются оперяющими по отношению к более крупным. Наблюдения, произведенные в трещиноватых породах чехла и фундамента на склонах долин горной страны, позволяют предполагать существенное влияние разрывов на избирательный характер простираения речных долин. Повторяемость определенных направлений в строении долин не может быть объяснена только неравномерностью продольных уклонов. Совпадение линеамен-

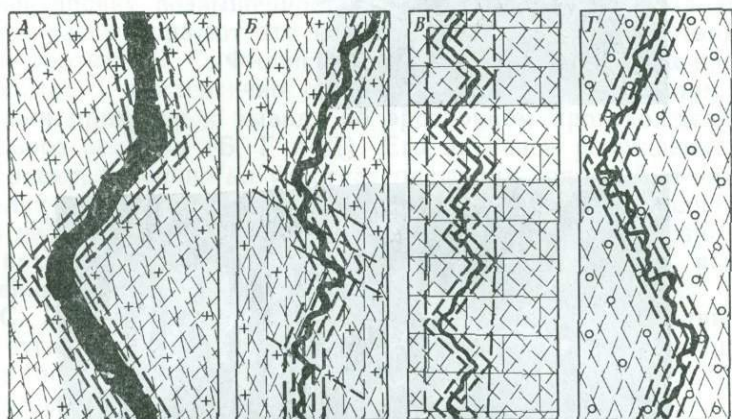


Рис. 105. Линейность и повторяемость направлений русла и долины реки при избирательной эрозии систем трещин (по материалам аэрофотоснимков)

тов гидрографической сети с азимутами рельефообразующих систем трещин указывает на структурную обусловленность очертаний русла и долины реки, а также систем ее притоков. На рис. 105, А и Б показана избирательная эрозия трещин в магматических и метаморфических породах фундамента, в осадочных породах чехла (В) и в рыхлых новейших отложениях типа глин и суглинков (Г). Полевые измерения трещин и составление роз основных простираений показывают, что обычно выделяется несколько основных направлений, по которым разрабатываются горные долины и русла транзитных и местных рек.

В зависимости от литолого-структурных условий развития трещин степень их моделировки рекой и морфологическая выразительность могут существенно различаться (рис. 106, А и Б), но повторяемость одних и тех же направлений, избранных эрозией, сохраняется и в породах фундамента (А) и в рыхлых отложениях чехла (Б). Рекой и ее притоками разрабатываются наиболее широко развитые и распространенные системы трещин, которые и определяют главные направления русла реки. Широкое развитие таких долин позволяет условно выделить геоморфологический подтип «долин-трещин», подчеркивая этим названием их структурную приуроченность. В большинстве случаев направление относительно крупных «долин-трещин» отражает напряжения, которые возникли в процессе развития локальных структурных форм в рельефе. Помимо местной системы трещин на больших пространствах наблюдается региональная трещиноватость. Она определяет направление долин-притоков высокого порядка (А и Б). Так, например, отчетливо такая трещиноватость выражена в Ферганской депрессии (см. рис. 106, Е). Система трещин имеет однообразное, главным образом северо-восточное, направление с небольшими отклонениями для различных регионов. Трещины в лёссовидных породах и местами в по-

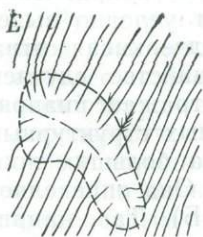
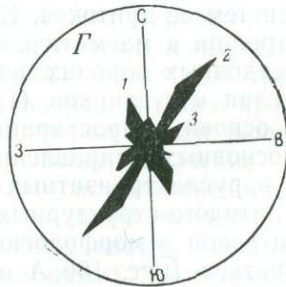
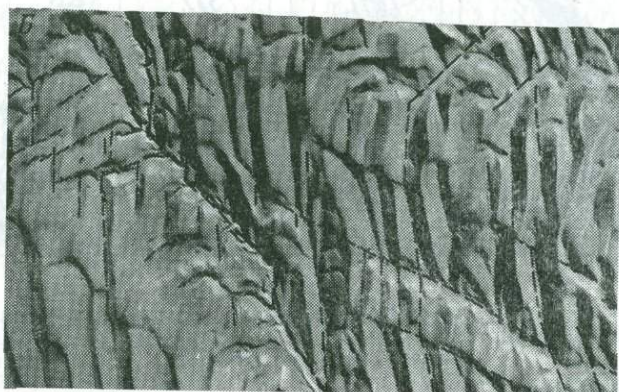
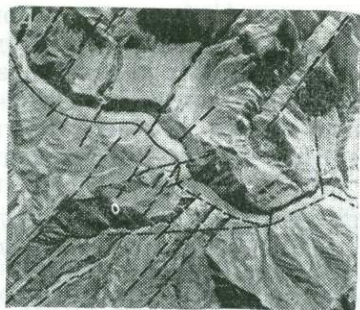


Рис. 106. Линейность, повторяемость и «преломление» направления русла рек (А и Б); В и Г — розы трещин построены по данным 100 замеров на каждый рассматриваемый участок; 1—5 — главные направления трещин; Д и Е — нарушение развития долин высокого порядка с общей ориентировкой крупными долинами (Д) и развивающимся поднятием (Е)

родах чехла и фундамента отражают разрядку весьма молодых и современных напряжений. Возможно они возникли в результате новейшего развития Ферганской межгорной впадины — дальнейшего дробления ее фундамента, общего перекоса и увеличения крутизны склонов в процессе расширения горного обрамления. В исследуемом районе эта региональная тектоническая трещиноватость разрабатывается временными ручьями высоких порядков, преимущественно в четвертичных лёссовидных отложениях, и поражает своей удивительно правильной ориентировкой (см. рис. 106, Б и Д). Вследствие недостаточной изученности данного явления образование вышеупомянутых долин, приуроченных к трещинам высокого порядка, исследователями трактуется различно. А. С. Кесь (1963) и Г. Льюис (1960) объясняют своеобразную ориентировку возвышенностей и долин предгорья, эоловыми процессами и рассматривают эти формы как дюны, впоследствии переработанные эрозией. Л. С. Филиппович на основании полевых наблюдений трещиноватости и идентично ориентированных малых форм рельефа гряд и дюн приходит к выводу об эрозионном происхождении долино-грядового рельефа (Б, Г и Д). Его активное разрушение в современную эпоху, особенно на участках растущих поднятий, и сохранность в пределах повышенных слабо наклонных равнин позволяет сделать вывод о реликтовом характере рельефа и о выработке эрозионной сети в условиях слабых наклонов, выровненных поверхностей, испытывавших в дальнейшем перекосы.

С. С. Шульц считает, что образование молодых трещин в лёссовидных суглинках на склоне Чаткальского хребта и в Приташкентском районе в значительной степени обусловлено трещиноватостью, нарушающей комплекс самых молодых четвертичных отложений. Наличие многочисленных закрытых и открытых систем трещин в толще лёссовидных пород и характер их простираения в различных участках на склонах межгорных и предгорных впадин не позволяет согласиться с эоловым происхождением первичных неровностей. Более вероятной кажется приуроченность потоков высокого порядка к региональной тектонической трещиноватости, образовавшейся в течение четвертичного периода. Интересно отметить, что азимуты трещин в лёссовидных суглинках и дочетвертичных породах на сводах молодых поднятий не совпадают.

В рельефе горных стран выделение общей (планетарной) трещиноватости вызывает большие затруднения в связи с широким развитием локальных тектонических разрывов (приуроченных к определенным структурным формам). Благодаря селективному характеру денудации общая трещиноватость в сочетании с региональной и локальной способствует образованию отдельностей и дальнейшему разрушению поверхности сводов и крыльев мегаскладок и складок (Е).

Явление «преломления». Иногда при пересечении долин, приуроченных к определенной системе трещин, с трещинами иных простираний их направление изменяется. Это явление условно именуется «преломлением». Оно распространено повсеместно и хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках и топографических картах. Среди множества разрывов река избирательно разрабатывает свое русло в условиях, наиболее благоприятных для эрозии, в согласии с простираем избранной системы трещин. Чаще всего к ним относятся разрывы, связанные с растяжением. На основании этих данных могут быть выделены главные системы рельефообразующих трещин, избирательно разрабатываемые реками.

В соответствии с характером изменения направления могут быть установлены различные часто встречающиеся типы преломления (рис. 107, А—Г). Выделяются «преломления» с сохранением первоначального направления (А) и без сохранения (Б). В свою очередь эти изменения направлений русла (и долины) реки могут происходить без

смещения (А, I и Б, III) и со смещением (А, II и Б, IV). Последнее сопровождается разработкой участка вдоль разрыва. К сожалению, этот «рисунок» русла реки (А, II и Б, IV) иногда получает ошибочное толкование и приводится как пример новейшего горизонтального смещения и разрыва русла. Для того чтобы доказать деформацию сдвига,

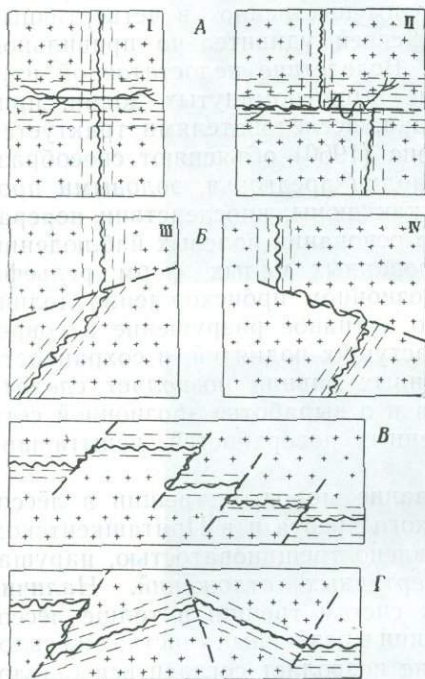


Рис. 107. «Преломление» направления рек при пересечении различных систем трещин.

Типы изменения простираия: А — простое, однократное, без изменения первоначального направления (I — тождественное, II — параллельно смещенное); Б — сложное, однократное с изменением направления (III — без смещения, IV — со смещением); В — многократное, параллельно смещенное (монотонно повторяющееся); Г — многократное «скользящее» — с различными изменениями направления

Разрывы с компенсированными перемещениями по характеру выражения в рельефе представляют промежуточную группу между мертвыми — неразвивающимися и живыми — со значительным смещением. Они обладают малыми скоростями и небольшими суммарными перемещениями, поэтому в процессе развития их воздействие на рельеф может быть уравновешено нивелирующими экзогенными процессами (А и Б). Характерной чертой разрывов с компенсированными смещениями является морфологическая невыраженность. При слабых направленных движениях разрывы иногда улавливаются в рельефе по косвенным признакам (А), но в отдельных случаях только влияют на мощности четвертичных отложений (В), иногда очень незначительно (Г).

Геологическая деятельность рек представляет один из наиболее чутких индикаторов, реагирующий на малейшие изменения наклонов земной поверхности. Эта реакция бывает запечатлена не только в отложениях, но и в формах рельефа. Поэтому для исследования слабопод-

недостаточно наблюдать «преломление» со смещением. Это изменение общего направления долины часто происходит в результате пассивной разработки долины непосредственно в зоне разрыва (А, II). В трещиноватых породах явление преломления может многократно повторяться по нескольким избранным направлениям трещин (наиболее благоприятных для денудации — В или по различным системам разрывов без заметного повторения однообразных направлений — Г).

Разрывы с компенсированными смещениями.

Явление «просвечивания»

При изучении горизонтального расчленения в условиях закрытых пространств анализ селективной эрозии может помочь в установлении разрывов, развивающихся на глубине, безамплитудных и с незначительным смещением (рис. 108, А—Д). Они могут нарушать породы фундамента, чехла и новейшие рыхлые отложения.

В соответствии с характером движений по поверхности сместителя могут быть выделены разрывы разнозначные — безамплитудные и направленные — с незначительными перемещениями, компенсированными экзогенными процессами (А—Г).

вижных разрывов, уравновешенных и угасающих в направлении к дневной поверхности, наиболее перспективными объектами изучения являются долины малобитных речек высокого порядка. Даже пересыхающие ручьи реагируют на самые незначительные изменения наклонов земной поверхности, являясь точными «индикаторами» движений по разрывам (А).

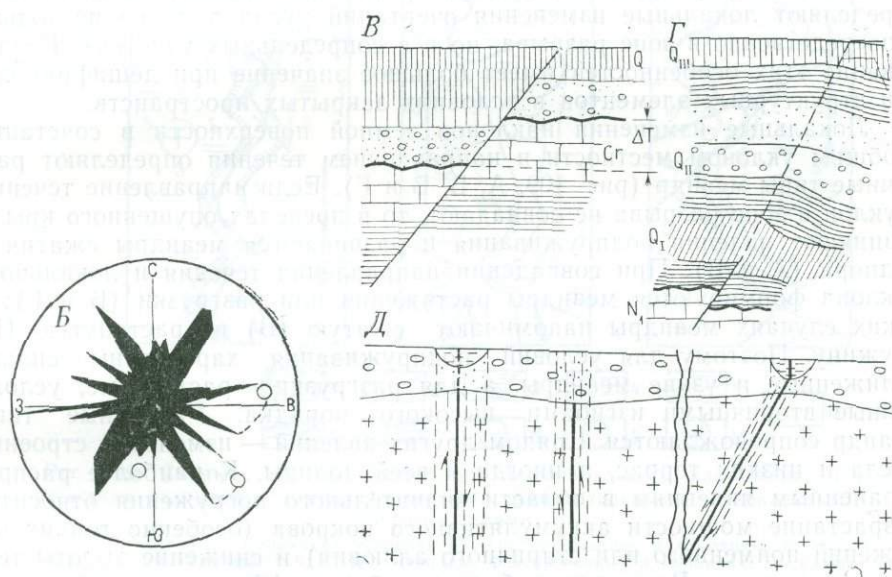
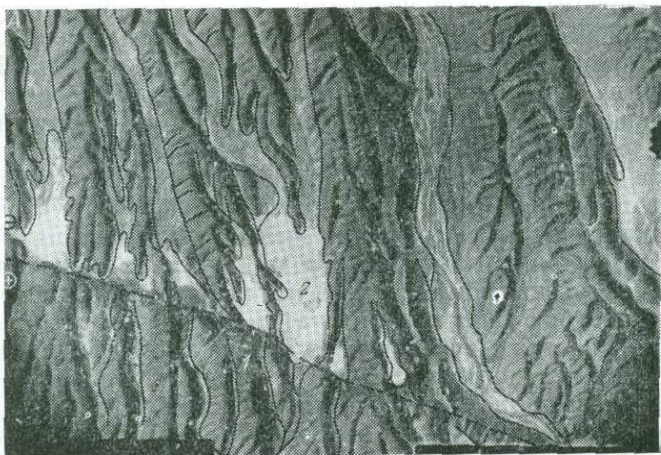


Рис. 108. Новейшие разрывы с компенсированными перемещениями («просвечивание»)

А — взброс: 1 — поднятое и 2 — опущенное крыло; Б — роза трещин в районе взброса; В, Г и Д — схемы развивающихся разрывов, морфологически не выраженные [В и Г — направленные с неизменным знаком движения (В — с подвижками, компенсированными экзогенными процессами, Г — затухающие в верхней толще)]; Д — безамплитудные разрывы, с переменным знаком взаимно компенсированных движений

В условиях общего погружения разрывы с незначительными однозначными перемещениями погашаются вследствие изменения мощностей отложений. Осадки сглаживают уступы, возникшие на границах неравномерно перемещающихся блоков (В и Г). Этот режим соответствует динамическому равновесию между эндогенными и экзогенными процессами в условиях полной компенсации: $(\pm t) = A^m$, где $(\pm t)$ —

движения по различным разрывам, а A^m — соответствующие изменения мощностей пород, компенсирующих неровности рельефа.

В условиях неравномерного воздымания неровности, возникающие при перемещении по поверхности разрыва, уничтожаются процессами плоскостного сноса в условиях: $(\pm t) = (D^p a)$, где D^p — процессы плоскостной денудации, a — местная разгрузка в пределах лежащего крыла.

Безамплитудные разрывы характеризуются весьма небольшими и взаимно погашаемыми перемещениями — вверх и вниз относительно некоторого стационарного положения. Поэтому результирующая движений каждого блока оказывается близкой или равной нулю. В условиях общих поднятий такие «безамплитудные» разрывы создают зоны повышенной трещиноватости и дробления пород, которые селективно разрабатываются реками (см. рис. 108, Д). Одним из важных факторов, способствующих «просвечиванию» разрывов, являются благоприятные, но локальные условия фильтрации поверхностных и грунтовых вод на глубину. Такие участки часто избирательно разрабатываются реками. При наличии крутопадающих или почти вертикальных поверхностей смещения реки, развивающиеся в рыхлых отложениях, довольно точно фиксируют проекцию деформации на дневную поверхность. При наклонных поверхностях смещения реки и проекции деформации на дневную поверхность не совпадают, причем степень несовпадения бывает тем больше, чем меньше наклон поверхности смещения (Д). Вследствие неравномерности движений по поверхности разрыва незначительные изменения наклонов земной поверхности обычно возникают и в зоне развивающихся разрывов с компенсированными перемещениями. Они определяют локальные изменения очертаний русла в плане не только непосредственно в зоне разрыва, но и в сопредельных участках. Исследование этих особенностей имеет большое значение при дешифрировании структурных элементов в условиях закрытых пространств.

Локальные изменения наклонов земной поверхности в сочетании с общим уклоном местности и направлением течения определяют различные типы меандр (рис. 109, А, Б, В и Г). Если направление течения и уклон в зоне разрыва не совпадают, то в пределах опущенного крыла возникают явления подпруживания и развиваются меандры сжатия и подпора (А и В). При совпадении направления течения и локального наклона формируются меандры растяжения или разгрузки (Б и Г); в таких случаях меандры напоминают сжатую (В) и растянутую (Г) пружину. Поэтому для условий подпруживания характерны сильно сближенные и узкие меандры, а для разгрузки — растянутые, усложненные вторичными изгибами высокого порядка. Различные типы меандр сопровождаются и рядом других явлений — изменений строения русла и низких террас, а иногда и всей долины. К наиболее распространенным явлениям в области значительного погружения относится возрастание мощности аккумулятивного покрова (особенно тонких отложений пойменного или старичного аллювия) и снижение высоты террасовых уступов. В условиях общего слабого дифференцированного воздымания иногда встречаются меандры очень правильных и повторяющихся очертаний, фиксированные в зонах повышенной трещиноватости (Д). По этим формам нельзя судить о явлениях подпруживания и разгрузки. Но и в данных условиях строение террас поймы и русла изменяется в соответствии с относительным положением смежных блоков.

Долины-раздвиги возникают в процессе селективной эрозии раздвигов горными реками. Этот тип деформаций представляет смещение в результате раздвигания краев трещин и расширения пространства между поверхностями разрыва (рис. 110, А—Е). Поскольку при развитии раздвигов не происходит вертикальных смещений, они могут быть отнесены к группе разрывов, объединяющих различные морфологические типы рельефообразующих трещин растяжения. В областях го-

рообразования раздвиги широко распространены особенно в регионах с обнаженным фундаментом на участках его резкого погружения и воздымания. Здесь сохраняется зияние вследствие выноса рыхлого материала постоянными или временными потоками. В соответствии с размерами развивающегося зияния образуются долины с различной шириной, чаще всего от первых метров до первых десятков метров. Склоны долин-раздвигов представляют отвесные или круто наклоненные по-

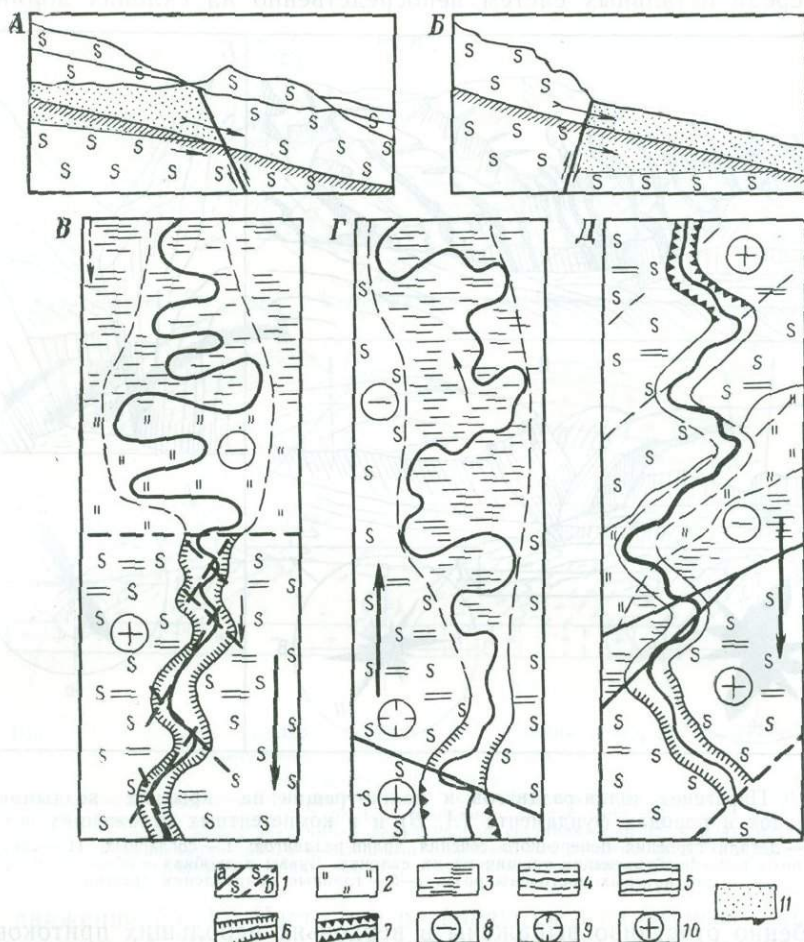


Рис. 109. Схемы локальных изменений горизонтального расчленения на участках разрывов с компенсированными незначительными вертикальными перемещениями

А и Б — меандры в различных условиях (А — подпруживания и «сжатия», Б — разгрузки и «растяжения»); В, Г, Д — меандры, фиксированные в трещинах. 1 — разрывы в породах фундамента (а — установленные, б — предполагаемые); 2—3 — заболачивание (2 — слабое, 3 — значительное); 4 — свободно блуждающее русло; 5—7 — различная интенсивность врезания реки (5 — слабая, 6 — умеренная и 7 — значительная); 8 — погружения; 9—10 — воздымание (9 — слабое, 10 — значительное); 11 — аллювиальные четвертичные отложения в зонах развивающихся разрывов. Стрелками показано направление течения реки и общего уклона местности

верхности разрывов, отпрепарированные эрозией (А, Б). Ширина долин часто весьма близка к истинной ширине раздвига, так как в условиях больших уклонов боковая эрозия незначительна.

Раздвиги развиваются в генетической зависимости и в определенном сочетании с другими новейшими деформациями, образуя характерные парагенетические комплексы. Так, например, в горах Средней Азии широко распространен парагенез живых мегантиклиналей, раздвигов и рельефообразующих трещин растяжения (А и В). Часто встре-

чаются раздвиги, сопровождающие активно развивающийся крутой надвиг. В этом случае они располагаются на висячем крыле, примерно параллельно или под небольшим углом к зоне главного нарушения. Для долин-раздвигов характерна прямолинейность (в плане и поперечных сечениях, А—В), а также повторяемость простираций. Разработка склонов в таких долинах происходит по определенным трещинам с ярко выраженным главным направлением (Г, Д и Е). Они хорошо выделяются среди остальных систем непосредственно на склонах долин (В)

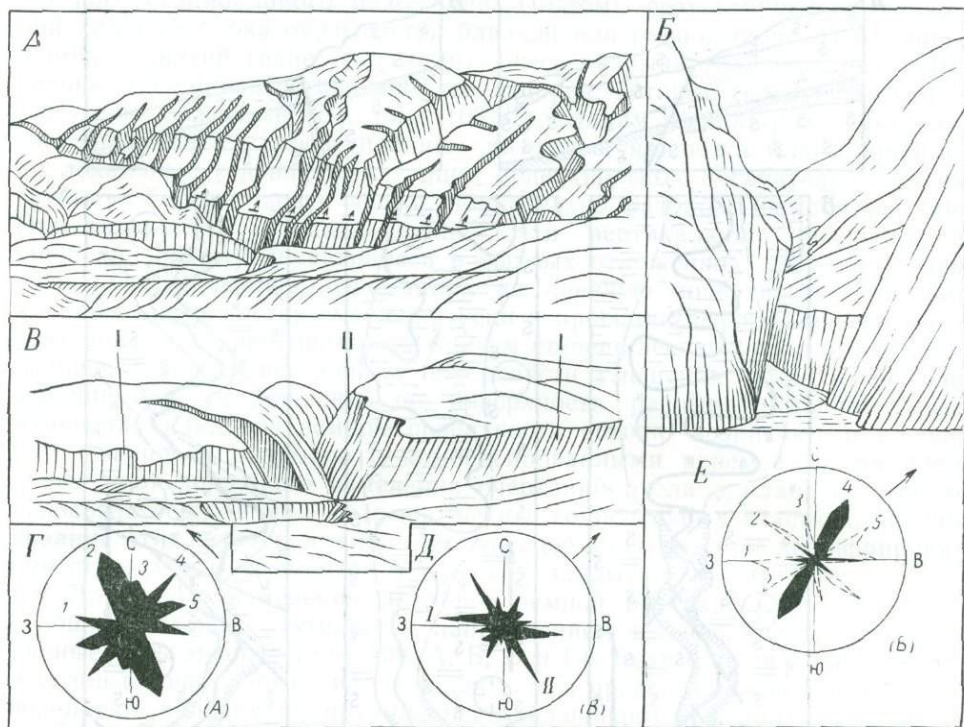


Рис. 110. Парагенез долин-раздвигов и долин-трещин на крыльях воздымающихся мегаскладок в породах фундамента (А, В) и в компетентных отложениях чехла (Б). Б и В — детали строения поперечного сечения долин-раздвигов: I — согласных, II — секущих; Г, Д, Е — розы рельефообразующих трещин на их склонах. Буквы в скобках — обозначения рисунков, для которых построены розы. 1—5 — главные направления трещин

и особенно отчетливо выражены в верховьях небольших притоков (Б). Здесь можно иногда наблюдать довольно быстрый переход эрозионной теснины в системы зияющих трещин с современным процессом раскрытия и превращения трещин растяжения в маленькие раздвиги. Такие явления были описаны автором в долинах притоков Аман-Дара и Майкота на южном склоне Туркестанского хребта. Часто долины-раздвиги маркируют зоны глубинных секущих разломов, развиваясь в верхнем структурном этаже. В качестве примеров весьма характерного развития «долин-трещин» и «долин-раздвигов» можно привести некоторые секущие долины (теснины и каньоны), которые развиваются на участках резких ундуляций шарниров складок и мегаскладок — хребтов Тянь-Шаня и Памира.

Разрывы с некомпенсированными вертикальными перемещениями

При значительных перемещениях разрывы бывают морфологически выражены в виде более или менее отчетливых уступов, к которым приурочен ряд локальных процессов денудации и аккумуляции. Наиболее

отчетливо в рельефе выделяются омоложенные и новейшие разрывы с вертикальной или почти вертикальной поверхностью сместителя. Это сбросы, взбросы и крутопадающие надвиги. Последние имеют очень широкое распространение на сопряженных склонах хребтов-поднятий с межгорной, предгорной и горными впадинами (рис. 111, А—В).

В условиях поднятого и обнаженного фундамента преобладают разрывы, разделяющие глыбы* — блоки с дифференцированным харак-

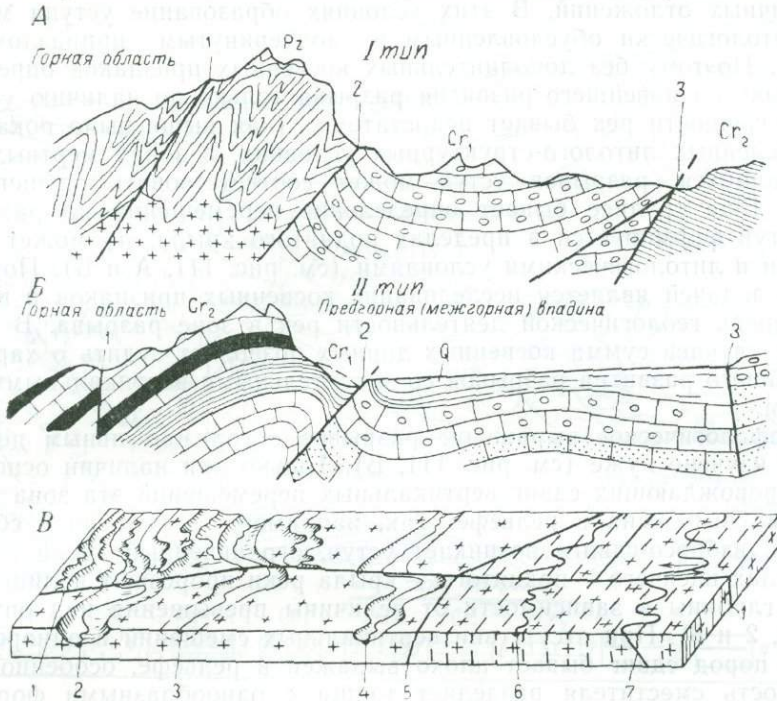


Рис. 111. Различные литолого-структурные условия и морфологическое выражение разрывов со смещением.

Сбросы, взбросы и надвиги:

А — в горном сооружении, Б — на границе с межгорной впадиной, В — рельефообразующее значение сдвига (1). Характер эрозийного расчленения в условиях сбросо-сдвига с постепенным затуханием вертикальной составляющей (2, 3 и 4); пассивное препарирование сдвига небольшими современными ручьями (6 и 7), в зоне повышенной трещиноватости, ограниченной разрывом (8)

тером движений (А, 1). Часто они развиваются в парагенезе с краевыми разломами (А, 2). Среди последних встречаются деформации, ограничивающие хребты-поднятия, сложенные породами фундамента, от сопредельных горных впадин, выполненных отложениями чехла. В связи с развитием краевого разлома или с ростом частных поднятий в пределах горной впадины, ее строение усложняется — увеличивается раздробленность пород (А, 3).

В условиях погружения фундамента разрывы с вертикальными смещениями развиваются в той же структурной обстановке: на границах блоков и глыб, на участке сопряжения хребтов-поднятий (Б, 1) с горной (предгорной или межгорной) впадиной (Б, 2) и в самой впадине (Б, 3). Здесь, на сопряженном склоне, поверхность разрыва иногда определяет границу между отложениями орогенного комплекса, выполняющими глубокую впадину, и доорогенными осадочными породами, которые слагают новейший хребет-поднятие (Б, 2). При значительных вертикальных смещениях висячее крыло образует уступ в

* Группа блоков с однообразным наклоном водораздельной поверхности выравнивания.

рельефе, высота которого определяется главным образом интенсивностью смещений по разрыву. В условиях слабых подвижек выразительность зоны разрыва резко снижается, определяя в основном характер горизонтального расчленения — развитие приразломовых долин.

Часто смещения по разрыву приводят к соприкосновению пород различной устойчивости процессам денудации — например, пород фундамента с толщей менее устойчивых пород чехла или рыхлых плиоцен-четвертичных отложений. В этих условиях образование уступа может быть литологически обусловленным и подчеркнутым приразломовой долиной. Поэтому без дополнительных косвенных признаков определение характера новейшего развития разрыва только по наличию уступа и приуроченности рек бывает недостаточно (как выше было показано, в определенных литолого-структурных условиях, в зонах мертвых, неразвивающихся, разрывов уступ может соответствовать опущенному крылу). Еще труднее бывает определение перемещений по разрыву, если уступ формируется в пределах поднятого крыла, но может быть объяснен и литологическими условиями (см. рис. 111, А и Б). Поэтому главной задачей является исследование косвенных признаков и в первую очередь геологической деятельности рек в зоне разрыва. В большинстве случаев сумма косвенных данных позволяет судить о характере новейшего развития разрывов со значительными вертикальными смещениями.

Морфологическое выражение разрывов с горизонтальным перемещением изучено хуже (см. рис. 111, В). Только при наличии основных или сопровождающих сдвиг вертикальных перемещений эта зона будет отчетливо выражена в рельефе. Так, например, в условиях сбросо-сдвига и взбросо-сдвига возникает уступ, ограниченный зоной сдвига. В пределах висячего — поднятого — крыла реки прорезают долины различной глубины в зависимости от величины превышения над опущенным (В, 2 и 3). При отсутствии вертикальных смещений и однородном составе пород сдвиг бывает плохо выражен в рельефе, особенно если поверхность сместителя разделяет толщи с однообразными формами расчленения (4). Но даже в однородных породах сдвиг избирательно разрабатывается реками, как зона повышенной трещиноватости и дробления. При исследовании плейстоценового и голоценового развития сдвигов следует с большой осторожностью делать выводы о масштабах смещений по косвенным морфологическим признакам, например, по смещению русла и долины реки. Это явление может иметь место в зонах сдвигов без движений по сдвигу, а только в связи с «преломлением», т. е. с изменением направления приразломовой долины при пересечении с системой трещин и разрывов другого простирания. Так (см. рис. 111, В), молодой эпигенетический разрыв (5) испытал только «преломление» при пересечении зоны сдвига с изменением первоначального направления. Более древний разрыв (7) при подвижках в зоне сдвига оказался смещенным. Зона повышенной трещиноватости в пределах блока, ограниченного двумя разрывами, избирательно разрабатывается реками (6 и 7). Пересекая сдвиг, реки испытали преломление со смещением. В данном случае смещение долин объясняется однозначно, так как изменение направления двух смежных рек (В, 6 и 7) произошло с различным характером смещения, т. е. изгиб реки (7) является обратным по отношению к направлению изгиба смежной реки (6). Пересекая сдвиг, обе реки (6 и 7) на некотором расстоянии разрабатывали эту ослабленную и благоприятную для эрозии зону до ее пересечения с новой системой трещин. Сравнение характера смещения рек иногда позволяет различать «разорванные» (сдвинутые) русла и испытавшие «преломление», т. е. только приуроченные на некоторых отрезках к зоне сдвига. В этом случае все реки (независимо от направлений вне зоны сдвига) испытывают однообразно направленное сме-

щение. Но и данное явление, не подтвержденное новейшим смещением водоразделов и пород, еще не дает однозначного решения в связи с возможным подобием «преломления» в ряде сопредельных долин.

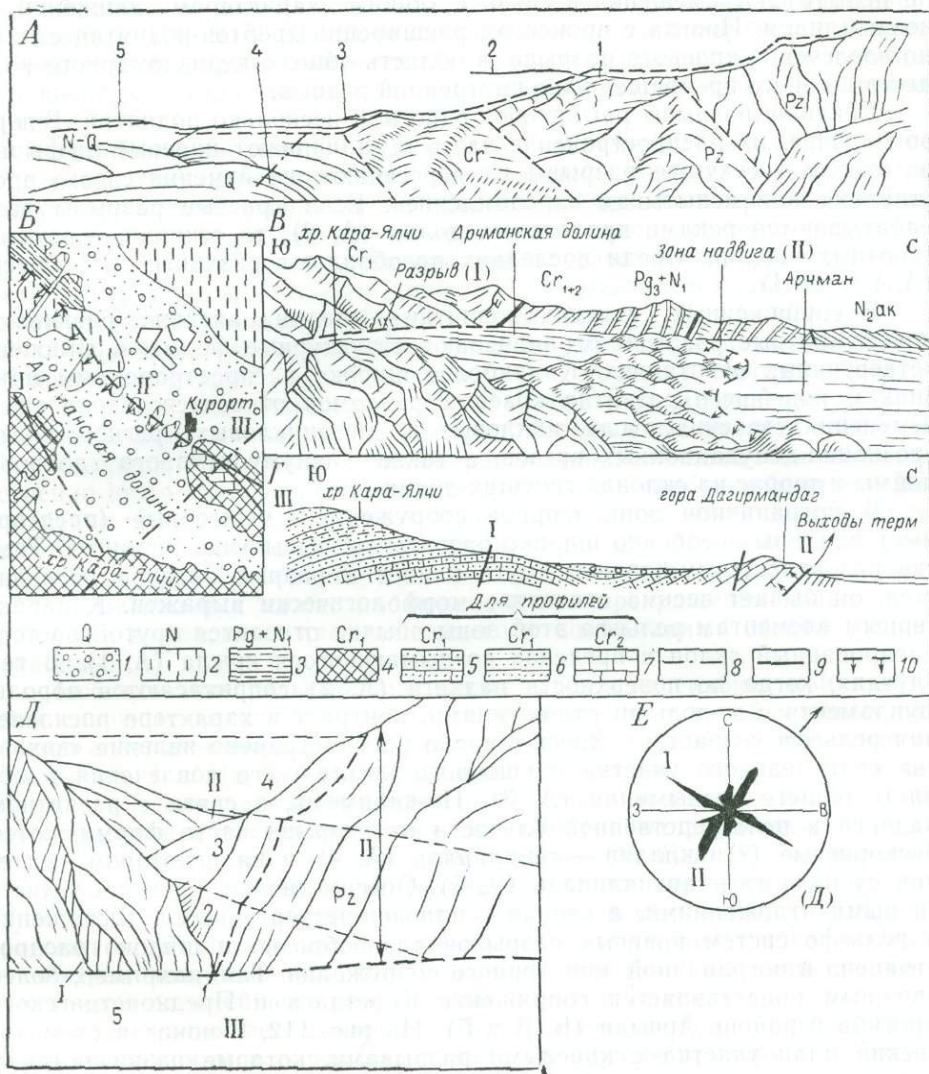


Рис. 112. Морфологическое выражение значительных некомпенсированных развивающихся разрывов с вертикальным смещением

А—Г — краевые разрывы на сопряженном склоне горного сооружения и межгорной (А) или предгорной (Б—Г) впадины; Д — секущий разрыв в пределах горного сооружения; Е — роза рельефообразующих трещин на склонах сквозного приразломового ущелья. 1—7 — разновозрастные отложения в зоне Арманского разрыва (1 — четвертичные, 2 — неогеновые, 3 — палеоген-миоценовые, 4 — меловые (неподразделенные на схеме Б), 5—7 — меловые отложения (на профиле); 8 — преимущественно песчаники, 6 — чередование глин и песков, 7 — известняки; 8 — линия профиля (III); 9 — сбросы; 10 — надвиг. Буква в скобках — обозначение рисунка, для которого построена роза

В горных сооружениях юга Средней Азии почти повсеместно сопряженные склоны хребтов-поднятий и долин-впадин осложнены системами секущих и согласных разрывов (рис. 112, А—Е).

Согласные разрывы могут быть внутренними и краевыми. Краевые разрывы наиболее ярко выражены в рельефе (А—Г). Они разграничивают новейшие структурные формы с разным знаком движений — области активного плиоцен-четвертичного воздымания и прогибания

(иногда относительного). Такие разрывы проходят вдоль подножия хребтов-поднятий в их современных очертаниях. Внутренние* согласные разрывы расположены на склонах и в приводораздельной части хребтов-поднятий. Они, как правило, являются слабоподвижными или не испытывают смещений в связи с общим характером движений — воздыманием. Иногда с процессом расширения хребтов-поднятий связано вовлечение краевого разрыва в область общего неравномерного воздымания и его превращение во внутренний разрыв.

Секущие разрывы расчленяют одно или несколько поднятий. В первом случае, их распространение часто ограничивают краевые разрывы, во втором — секущие разрывы их пересекают, не изменяя своего простираения или испытывая «преломление». Если краевые разрывы разрабатываются реками продольных долин (А, 2), то секущие — реками сквозных ущелий. Среди последних преобладают раздвиги и сбросы (А, 1 и Д, II).

В сопряженных системах поднятие — впадина активно развивающиеся краевые разрывы ограничивают структурные формы в плиоцен-четвертичных очертаниях. К наиболее широко распространенным признакам новейшего развития краевых разломов относятся: локальные изменения строения русла, цикловых и мегацикловых региональных эрозивно-денудационных врезов, а также аккумулятивного покрова поймы и террас на склонах секущих долин.

В пограничной зоне «горное сооружение — межгорные (предгорные) впадины» особенно широко развиты разрывы типа надвигов. Там, где поверхность сместителя круто падает и разрыв активно развивается, он бывает весьма отчетливо морфологически выражен. К характерным элементам рельефа этой зоны обычно относится крутой растерасированный склон в пределах воздымающегося крыла (А, 1). В тех случаях, когда по поверхности надвига (А, 2) соприкасаются породы фундамента с молодыми отложениями, контраст в характере расчленения рельефа возрастает. Здесь широко распространено явление «захвата» сопредельного участка опущенного крыла — его вовлечения в область общего воздымания (А, 3). По-видимому, в связи с развитием надвига в непосредственной близости от разрыва часто формируются бескорневые (?) складки — синклиналь (А, 4) и на некотором удалении от надвига — антиклиналь (А, 5). Обычно первая сложена четвертичными отложениями, а вторая — плиоцен-четвертичными. Выражение в рельефе систем краевых разрывов разнообразно и широко распространено в пограничной зоне горного сооружения. Так, например, более сложным представляется сопряжение Копетдага и Предкопетдагского прогиба в районе Арчман (Б, В и Г). На рис. 112, В показан схематический план участка с краевыми разрывами, которые развиваются у подножия передовых хребтов-антиклиналей (В, I). За этими разрывами следует небольшая синклинальная впадина (Арчманская долина) и на некотором удалении гряда-антиклиналь, осложненная секущими разрывами и ограниченная с севера зоной надвига (В, II) с выходами терм. Оба согласных разрыва отчетливо выражены в рельефе и осложнены секущими, по которым разработаны долины рек. По-видимому, выходы терм приурочены к наиболее раздробленному участку — пересечению краевых и секущих разрывов (см. рис. В и профиль Г, построенный по линии III на рис. Б).

Несмотря на различия в строении зон краевых разрывов устанавливаются общие черты рельефа в условиях активного перемещения поднятий по поверхностям разрывов. Так, пересечение рекой активно развивающейся зоны краевого разрыва (Д, I) вызывает локальное сужение горной долины, увеличение глубин врезов в связи с повышением

* По отношению к очертаниям структурной формы, выраженной в рельефе.

интенсивности эрозионных процессов в пределах поднятого крыла (Д, II, 1, 2, 3 и 4, где II — древний врез, а I—4 — цикловые врезы). Обратное явление — расширение долины, значительная разгрузка осадков, локальное ослабление или прекращение эрозионных процессов и т. п. — наблюдается в непосредственной близости от разлома в опущенном крыле (Д, III, Б и В). Если при движении по поверхности надвига в общее воздымание вовлекаются и прилежащие части относительно опущенного крыла, то различия в строении долин несколько смягчаются.

Установлению наиболее молодых и современных движений по поверхности сместителя помогает исследование пойм и низких террас. Здесь происходит расщепление эрозионных врезов в пределах воздымающегося блока и переход от аккумулятивного строения к эрозионному. При резкой смене движений иногда развивается флексурообразный изгиб цоколя террас и даже их разрывы. Эти явления впервые были описаны в долине Нарына (Тянь-Шань) В. Н. Огневым и С. С. Шульцем. В Гиссаро-Алае автором наблюдались явления значительных деформаций русла, пойм и низких террас в сквозных долинах рек: Туполанга, Сангардака, Кштута, Шинга и во многих других. Если в процесс воздымания хребта вовлекаются смежные участки сопряженной впадины, то области древней разгрузки, развивавшейся непосредственно ниже зоны разрыва, начнут испытывать слабое поднятие и расчленение. Поэтому современная и позднплейстоценовая разгрузки часто бывают несколько смещены относительно друг друга. В этом случае иногда образуется область мигрирующей приразломовой разгрузки. Подобные явления можно наблюдать и при прекращении подвижек по разлому, в условиях продолжающегося воздымания склона горной впадины.

Исследование рельефообразующих трещин на склонах приразломовых сквозных долин на участках их пересечения с зоной краевых разрывов позволяет выделить главные развивающиеся и омоложенные системы (Е, I и II), а также трещины, оперяющие разрывы со смещением. На удалении влияние краевого разрыва исчезает. Главные рельефообразующие системы трещин совпадают с направлением разрыва, по которому разработано сквозное ущелье (Е, I), и с простираем зоны согласных разрывов на склоне новейшего поднятия — передового хребта (Е, II). Следовательно, системы рельефообразующих трещин отражают преимущественно местные поля напряжений, обусловленные развитием новейших поднятий и впадин. Эти трещины наиболее легко поддаются дальнейшему разрушению, поэтому их сочетания определяют очертания малых денудационных форм горных склонов: они ограничивают отдельности и определяют места заложения простых и древовидных желобов гравитационного (склонового) стока осыпного материала, а также долин-притоков высокого порядка.

В пределах впадин горной страны разрывы со смещением иногда нарушают наиболее молодые — четвертичные — отложения (рис. 113). В областях интенсивных общих погружений и распространения мощной толщи рыхлых пород создаются неблагоприятные условия для морфологического выражения разрывов. Поэтому в монотонных рыхлых песках, суглинках и галечниках не всегда удается установить смещения. Иногда они все же довольно хорошо улавливаются по косвенным признакам — локальным изменениям геологической деятельности рек и локальным специфическим малым формам рельефа в зоне предполагаемого нарушения. В условиях неглубокого залегания доорогенных более плотных пород разрывы с вертикальными смещениями выражены более отчетливо и могут быть прослежены на склонах новейших поднятий. Эти же направления многократно повторяются и в системах трещин, развивающихся примерно параллельно простирациям главных

разрывных нарушений. В рыхлых отложениях трещины трудно уловимы, особенно в песках и конгломератах. Но и в этом случае главные направления развивающихся разрывов можно установить по характеру избирательного расчленения реками однородных толщ. Повторяющиеся направления необходимо сопоставить с простиранием трещин в исследуемой толще на участках, где она сложена породами типа суглинков и глин. Уточненные в поле азимуты простирания трещин сравниваются с данными, полученными в результате дешифрирования гидрографической сети по аэрофотоснимкам и топоматериалам.

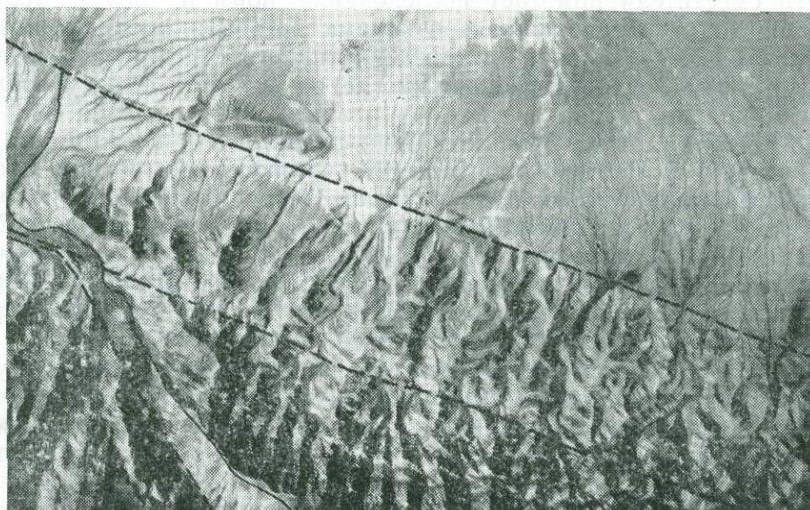


Рис. 113. Разрывы со смещением, нарушающие четвертичные отложения на склоне горного сооружения и предгорной впадины

В пределах небольших регионов, например, при исследованиях для гидротехнического строительства особое значение приобретает изучение местных полей напряжений и связанных с ними локальных разрывов. Эти деформации представляют разрывы, генетически обусловленные развитием складок и мегаскладок. Несмотря на разнообразие, они характеризуются некоторыми общими закономерностями и заслуживают специального описания.

РАЗРЫВЫ, ОСЛОЖНЯЮЩИЕ СКЛАДКИ И МЕГАСКЛАДКИ

Косвенные признаки развития разрывов

В горных странах с близким залеганием фундамента создаются сложные условия для развития разрывов и изгибов в связи с различными механическими свойствами пород (метаморфических, магматических, осадочных уплотненных и рыхлых новейших отложений). Такие условия часто встречаются в эпиплатформенных горных сооружениях — на их погружении, а в эпигеосинклинальных — в некоторых центральных районах.

Существуют две взаимоисключающие точки зрения на общую морфологию поверхности фундамента новейших поднятий Тянь-Шаня и Памира (рис. 114, А—В). В соответствии с первой пологие изгибы пород чехла представляют складки пассивного облекания воздымающихся глыб фундамента (А, 1), в соответствии со второй — это общие пологие изгибы фундамента и чехла (А, 2). Значительная раздроблен-

ность фундамента позволяет сомневаться в возможности воздымания единых блоков (равноценных по масштабу) при образовании многочисленных мегаскладок II и III порядка. Наличие изгибов фундамента, а также закономерного наклона и расположения блоков, подчиненных в обобщенных очертаниях пологим изгибам, свидетельствует о широком распространении мегаскладок с блоковым внутренним строением.

На основании изучения рельефа Алтая, Восточного Саяна и Витимо-Патомского нагорья можно сделать вывод, что сложное сочетание пологих изгибов с разрывами характерно для мегаскладок горных стран

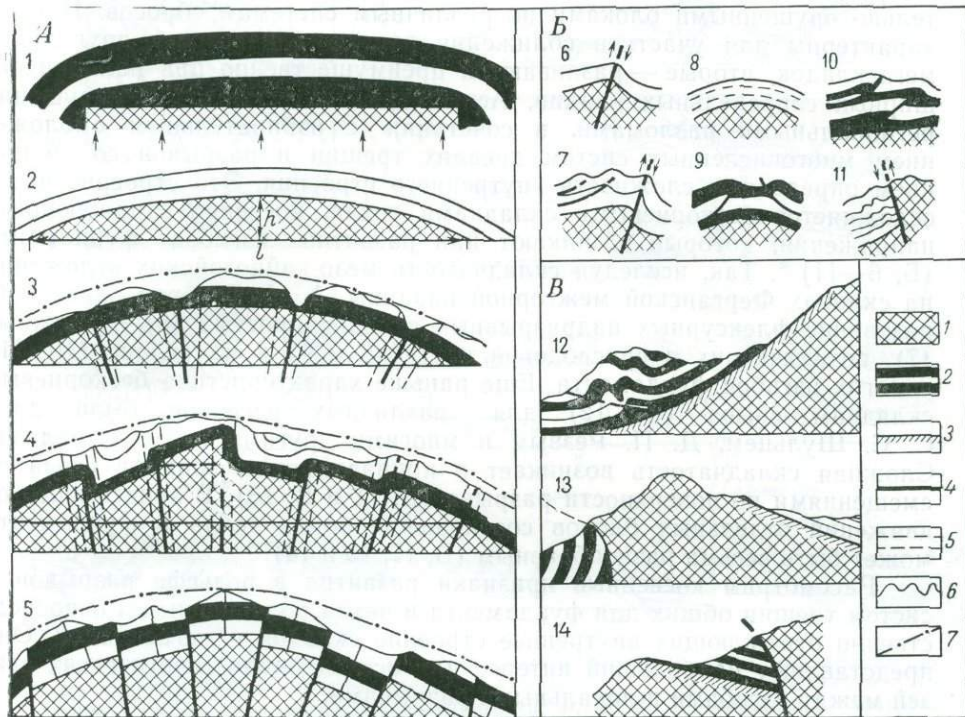


Рис. 114. Деформации изгиба и разрывы в условиях различно поднятого и значительно погруженного фундамента

А — мегаскладки: 1 — пассивного облекания; 2—5 — основания, Б (6—11) — генетические типы мезо-кайнозойских складок чехла на примере Ферганской впадины (по А. И. Суворову, 1963); В (12—14) — соотношения третичной толщи (чехла) и палеозоя (по С. С. Шульцу, 1948). 1 — породы фундамента; 2 — породы чехла (включая и орогенные); 3 — пенеплены и поверхности выравнивания; 4 — разрывы со смещением; 5 — зоны повышенной трещиноватости; 6 — современный денудационный срез; 7 — обобщенные очертания изгиба

Азии. При исследовании рельефа Африки (по топографическим и геологическим материалам) установлено, что в области высоко поднятого древнего фундамента существуют мегабрахиантиклинали — весьма обширные и пологие вздутия допалеозойского фундамента, осложненные своеобразными системами локальных разрывов и глубинных региональных разломов*. Пологие изгибы с хорошо сохранившимся сводом — большая редкость. Вследствие асимметрии сопредельных поднятий и движений по региональным разломам блоки, слагающие мегаскладки, только в исключительных случаях не испытывают перемещений (А, 3). Значительно чаще встречаются мегаскладки с дифференцированными движениями блоков; высота последних лишь в обобщенных очертаниях подчинена общему сводообразному изгибу. Если перемещения блоков невелики, то они могут в верхних толщах чехла вызы-

* Н. П. Костенко. Неотектоника Африки и ее связь с сейсмичностью. Сб. статей «Сейсмические исследования», № 6. Изд-во «Наука», 1965.

вать флексуобразные изгибы, сопровождающиеся зонами повышенной трещиноватости (А, 4). Большие перемещения блоков сопровождаются разрывами в чехле. Эти разрывы могут быть прямого проникновения (А, 5), но иногда на границе толщ, различных по плотности (например, фундамента и чехла), поверхности смещения испытывают «преломление» простираения. Наблюдается большое разнообразие расположения блоков относительно друг друга. О подчиненности их положения в зависимости от условий, сопровождающих развитие изгиба, косвенно свидетельствует наличие разновидностей с «выжатыми» блоками и преобладанием движений по разрывам типа взбросов и с относительно опущенными блоками по различным системам сбросов. Первые характерны для участков сближения растущих навстречу друг другу мегаскладок, вторые — развиваются преимущественно при наличии обширных сопредельных впадин. Асимметрия мегаскладок и нарушение региональными разломами в сочетании с избирательным омоложением многочисленных систем древних трещин и разрывов со смещением определяют сложность внутреннего строения. Это строение часто осложняется бескорневыми складками чехла, косвенно отражающими напряжения, которые возникают при развитии изгибов фундамента (В, 6—11)*. Так, исследуя складчатость мезо-кайнозойских отложений на склонах Ферганской межгорной впадины, А. И. Суворов описал образование флексурных надразрывных складок простых (6) и сложных (7), возникающих в присводовой части (8 и 9) и на склоне (10, 11) пологих изгибов фундамента. Еще раньше характеристика бескорневым складкам срыва (В, 12) для различных регионов была дана С. С. Шульцем, Д. П. Резвым и многими другими исследователями. Сложная складчатость возникает в приразломовых зонах в связи со смещениями по поверхности разрыва (В, 11 и В, 13). В зависимости от движений отдельных блоков соотношение пород чехла и фундамента может быть весьма разнообразным (В, 12, 13 и 14).

Рассмотрим косвенные признаки развития в рельефе разрывов и систем трещин общих для фундамента и чехла подчиненных и непосредственно отражающих внутреннее строение складок и мегаскладок. Они представляют наибольший интерес для исследования генетических связей между изгибами и локальными разрывами.

В основу геоморфологического исследования развития разрывов в рельефе положен анализ денудационных элементов (деформации древнего пенеплена, доороженных поверхностей выравнивания, аппроксимирующих поверхностей, ограничивающих зону плоскостной денудации, эрозионно-денудационных врезов), а также коррелятивных отложений. Основное внимание уделяется локальным изменениям геологической деятельности рек на участках живых разрывов. Методике исследования предшествует описание конкретных примеров влияния развития разрывов на строение рельефа и отложений.

Локальные изменения характера расчленения. Движения поверхности сместителя наиболее отчетливо выражены на сопряженных склонах новейших поднятий и впадин. Но и в этих оптимальных условиях интенсивность перемещений может резко изменяться в пределах одного и того же разрыва. В качестве примера этого явления приводится описание Зеравшанского краевого разлома. Морфологически он прослеживается на значительном расстоянии (десятки километров) и ограничивает одноименную глубокую впадину центральных областей Гиссаро-Алая. Мощности мезозойских отложений позволяют считать, что после завершения геосинклинального этапа развития Зеравшанская впадина наследовала позднепалеозойский прогиб, и ее граница на юге с Зеравшанским поднятием все время предопределялась движениями по

* «Складки облекания», по А. И. Суворову (1963).

зоне краевого разлома. Последний начал более отчетливо выделяться в рельефе в связи с новейшим воздыманием хребтов-поднятий, обрамляющих горную впадину. Внешние признаки, сопровождающие его развитие в рельефе, являются характерными и для других разрывов и поэтому заслуживают более детального описания.

В верхнем структурном этаже Зеравшанский разлом представлен системами надвигов и сбросов. Характер выражения в рельефе этих

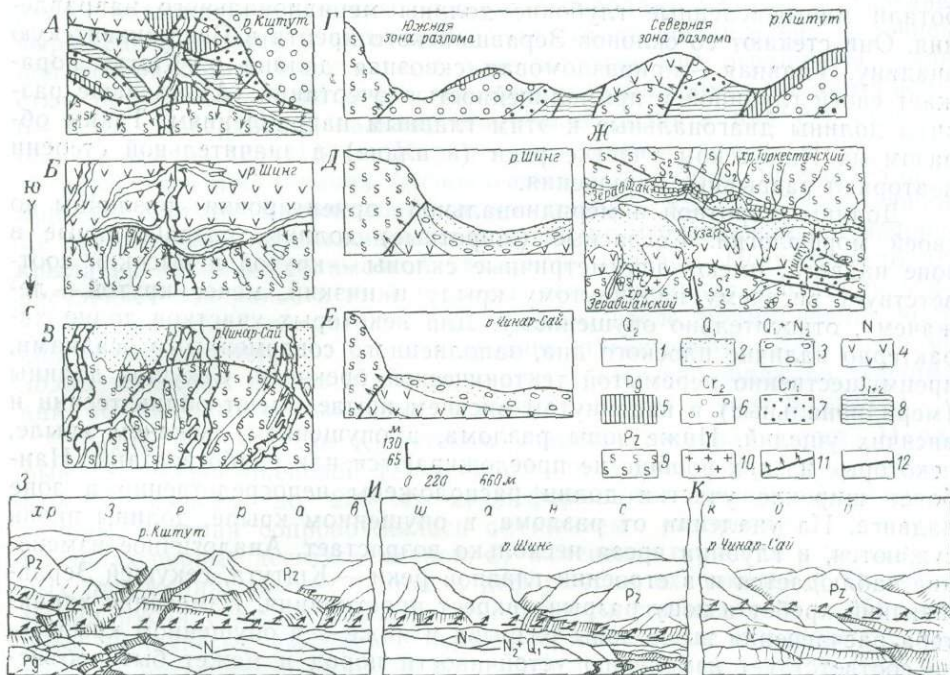


Рис. 115. Геоморфологическое строение зоны краевого разлома (на примере различных участков Зеравшанского краевого разлома: А, Г, Ж, З — восточный — Каштутский; Б, Д, Ж, И — центральный — Шингский; В, Е, Ж, К — западный — Чинарсайский) 1 — современные и позднплейстоценовые отложения; 2 — раннелайстоценовые; 3 — плиоцен-плейстоценовые (на профилях); 4 — неогеновые; 5 — палеогеновые; 6 — позднемиоценовые; 7 — раннемеловые; 8 — юрские угленосные; 9—10 — палеозойские (9 — метаморфические; 10 — интрузии гранитов); 11 — зона главного разлома; 12 — второстепенные разрывы

нарушений разнообразен. Наиболее благоприятными для изучения движений по разрыву являются участки его пересечения с грандиозными сквозными приразломовыми долинами Кштута, Шинга и Чинарсая. Эти реки расчлениют вкрест простирания хребты Гиссаро-Алая.

Кштутский участок (рис. 115, А, Г, Ж и З). В нижнем течении Кштута Зеравшанский разлом представлен двумя зонами нарушений — северной и южной. Каждая из них осложняется второстепенными небольшими круто падающими надвигами и сбросами (А, Г и Ж). Южная ветвь представляет надвиг палеозойских пород на мезозойские, с плоскостью разрыва, наклоненной под углом 50—60°. Она сопровождается развитием мощной (до нескольких десятков метров) зоны тектонической брекчии. Последняя состоит из песчано-глинистой массы, переполненной грубыми обломками сланцев, преимущественно силурийского возраста, перемятых, с многочисленными зеркалами скольжения и экзотическими глыбами пород мелового возраста. Северная ветвь соответствует надвигу, развивающемуся в породах чехла и значительно уступающему южной ветви по масштабам перемещения и протяженности.

Характер горизонтального и вертикального расчленения. В районе пересечения р. Кштут северной и южной ветвей Зеравшанской зоны разрывов речные долины тяготеют к двум главнейшим направлениям (А). По простиранию надвигов даже маленькие ручьи, пересыхающие летом, разработали в тектонической брекчии глубокие долины ущельистого облика. Например, крупный приток Кштута — Уречь прослеживается более чем на 20 км вдоль зоны разрыва. Вкrest простирания надвига, т. е. параллельно меридиональному разлому, потоки разработали многочисленные глубокие долины меридионального направления. Они стекают со склонов Зеравшанского хребта в Пенджикентскую впадину. Главная — приразломовая сквозная долина р. Кштут поражает своей глубиной и прямолинейностью очертаний (А). Меньше развиты долины диагональные к этим главным направлениям. Таким образом на Кштутском участке реки (в плане) в значительной степени повторяют разрывные нарушения.

Долины широтной и меридиональной ориентировки различны по своей морфологии. Согласные (широтные) долины, разработанные в зоне надвига, имеют асимметричные склоны — крутой и высокий соответствует висячему надвинутому крылу и низкий, менее крутой — лежащему, относительно опущенному. Для некоторых участков долин характерно наличие плоского дна, заполненного современными осадками, преимущественно перемытой тектонической брекчией. Секущие долины (меридиональные) в надвинутом висячем крыле имеют облик теснин и висячих ущелий. Ниже зоны разлома, в опущенном, лежащем крыле, некоторые из них вообще не прослеживаются или слабо врезаны. Наиболее широкие участки долин расположены непосредственно в зоне надвига. На удалении от разлома, в опущенном крыле, долины вновь сужаются, и глубина вреза несколько возрастает. Аналогичное изменение наблюдается и в строении главной реки — Кштута, секущей Зеравшанский хребет и зону разрыва вкrest простирания. Изменение характера расчленения выше зоны разрыва и ниже — в опущенном крыле — не соответствует изменению устойчивости пород и может быть объяснено только новейшими движениями по поверхности разрыва. Именно в результате смещений возобновляется уступ в русле, который реки «вынуждены» непрерывно залечивать.

На основании сопоставления систем трещин в зоне надвига и в сопредельных участках сквозных долин установлено значительное преобладание ортогональной системы разрывов, совпадающей (или близкой) с простиранием главных нарушений — широтного и меридиональных направлений.

Деформации террас и русла. В пределах южной ветви надвига наблюдаются значительные деформации древних — дочетвертичных — уступов эрозионных террас, которые прослеживаются вдоль всего южного склона Пенджикентской впадины. Выше южной ветви у селения Кштут висячее крыло отчетливо выражено в рельефе и представляет высоко поднятый блок, сложенный палеозойскими породами с отчетливо выраженным раннеплейстоценовым врезом, разорванным и смещенным в зоне разрыва на 200 м. Вниз по течению реки выделяются два разрыва, сопровождающие южную ветвь главного надвига. На западном склоне долины у селения Куляли виден небольшой крутопадающий надвиг, по которому смещены аллювиальные отложения низкой террасы (до 10 м). В 200 м ниже по течению расположен еще один надвиг со смещением древнеаллювиальных отложений примерно до 5—6 м. В обоих случаях поверхность разрыва прослеживается в древнечетвертичных отложениях и продолжается в красноцветной песчано-глинистой толще неогена. Непосредственно в створе с этими разрывами в русле Кштута располагаются два порожистых участка. Здесь река прорезает одинаковые по устойчивости породы, поэтому их литологиче-

ский состав не может являться причиной образования порогов в русле. Аналогичное явление наблюдается при пересечении Кштутом южной ветви надвига — в русле появляется ряд порожистых уступов с небольшими водопадами. В 100—150 м ниже разрыва течение сравнительно спокойное, встречаются подводные отмели и острова.

Следующий крупный разрыв — северная ветвь надвига — также пересекается Кштутом в нижнем течении реки (см. рис. 115, А, Г и Ж). Здесь преобладают две системы долин-притоков: по простиранию и вкрест надвига. Висячее крыло сложено породами мезозоя и отчетливо выражено в рельефе в виде возвышенности со сравнительно выровненной поверхностью. На севере, в зоне разрыва, она ограничена скалистым обрывом широтного простирания, сохранившимся на протяжении 6—7 км. Поверхность надвинутого крыла поднята над относительно опущенным на 100—150 м. Параллельно главной долине выше надвига вкрест его простирания располагается безымянная висячая долина притока Кштута. В зоне надвига эта долина оказалась разорванной. Ее продолжение прослеживается в пределах относительно опущенного крыла на поверхности высокой «адырной» террасы. Поскольку долина расчленяет поверхность этой террасы, есть основания считать, что новейшие подвижки по разрыву имели место после формирования высокой «адырной» террасы (т. е. в среднем плейстоцене). Для более молодых цикловых врезов и низких террас также наблюдаются деформации, выраженные в локальных изменениях высот в зоне разрыва.

Таким образом, на Кштутском участке устанавливаются: 1) разрыв раннеплейстоценовой (?) террасовидной поверхности с вертикальным смещением до 200 м; 2) деформация среднеплейстоценовой долины, которая сопровождалась смещением разорванных частей в пределах первых десятков метров; 3) изменение строения в аллювиальных отложениях низких террас и деформации их цоколей и 4) деформация русла реки на продолжении поверхности надвигов с образованием порожистых участков с бурным течением. Все эти факты указывают на интенсивное развитие восточной части Зеравшанской зоны разлома до современной эпохи включительно со смещениями за плейстоцен, превышающими 200 м.

Шингский участок (см. рис. 115, Б, Д, Ж, И) имеет более простое геологическое строение и менее глубокий денудационный срез. К западу от долины Кштута северная и южная ветви Зеравшанской зоны разлома сливаются и р. Шинг пересекает уже только один надвиг вкрест его простирания. В этом районе палеозойские породы надвинуты на неогеновые (Б, Д, Ж). Непосредственно у поверхности надвига углы падения в неогеновых отложениях достигают 40—50°, но в нескольких сотнях метров к северу быстро выволаживаются до 30—20°. Мощность тектонической брекчии здесь меньше по сравнению с Кштутским участком.

В районе пересечения р. Шинг зоны разлома на неогеновые отложения с угловым несогласием залегает нижнеплейстоценовая толща, которая в свою очередь с угловым несогласием перекрывается среднеплейстоценовой «адырной» толщей. Степень дислоцированности отложений переходной толщи уменьшается к западу. В непосредственной близости от поверхности надвига слои переходной свиты падают под углом 18—22°, а на удалении (на водоразделе Шинг — Чинарсай) — 5—6° (см. рис. 116, А). В верхней части приразломовую впадину заполняют плейстоценовые толщи значительной мощности, но локального распространения. Они дислоцированы и представлены несортированными супесчано-суглинистыми отложениями, обогащенными галечниками и отдельными валунами. В плане эти породы выходят на поверхность в виде узкой полосы вдоль зоны надвига.

направления не вызывает сомнения, так как они расчленяют поверхность плейстоценовых террас Зеравшана. Локальное изменение глубины врезов молодых притоков Шинга свидетельствует о подвижках, продолжающихся после образования ранне- и среднеплейстоценовых террас, и о возобновляющемся в рельефе гипсометрическом контрасте между крыльями надвига.

Деформация террас и русла. Поверхность высокой адырной террасы (раннеплейстоценовой?) в надвинутом крыле поднята над разновозрастной поверхностью в относительно опущенном крыле, примерно на 100 м. Более молодые элементы рельефа также деформированы. Непосредственно выше зоны разрыва на северном склоне Зеравшанского хребта располагаются всяческие трогообразные долины притоков. В их верховьях сохранились морены максимального оледенения (Q_{II}). В нижней части этих долин-притоков морены замещаются флювиогляциальными отложениями своеобразного облика — плохо окатанным галечником и обломками, сцементированными лёссовидным материалом. Непосредственно в зоне разлома породы наклонены под углом 4—3°, а троговые долины разорваны и подняты над флювиогляциальными отложениями на 50—70 м. По-видимому, воздымание всего горного сооружения в эпоху максимального оледенения вызвало значительные подвижки в зоне Зеравшанского разлома.

Резко меняется и строение молодых элементов рельефа долины. В всячем (поднятом) крыле молодые — позднеплейстоценовые террасы располагаются высоко на склонах Шингского ущелья в виде эрозионных уступов — днищ разновозрастных цикловых врезов. В опущенном крыле снижаются высоты террас и они становятся аккумулятивными и эрозионно-аккумулятивными. Например, позднеплейстоценовая (Пенджикентская) терраса в надвинутом крыле представляет эрозионный уступ высотой до 20 м, а ниже разлома — она значительно снижается. На некотором расстоянии от надвига она проявляется вновь в виде аккумулятивного уступа с галечниковым обрывом. Вниз по течению р. Шинг (на расстоянии 1,5—2,0 км от зоны разлома) высота возрастает, Пенджикентская терраса расщепляется на несколько уровней и появляется цоколь (см. рис. 116, А). Непосредственно в зоне надвига в русле р. Шинг располагаются небольшие пороги и течение становится бурным, а ниже образуются многочисленные аккумулятивные острова.

Следовательно, на Шингском участке можно наблюдать: 1) разрыв раннеплейстоценовой террасовидной поверхности со смещением примерно на 100 м; 2) деформация поверхности среднеплейстоценовых — адырных террас и отложений, соответствующих эпохе максимального оледенения; 3) незначительные деформации низких позднеплейстоценовых террас, сопровождающиеся изменением высоты и мощности аллювия; 4) наличие в русле порожистого участка, расположенного на продолжении надвига; 5) резкие изменения характера врезов всех притоков высоких порядков в зоне краевого разлома. Все это указывает на то, что на Шингском участке в течение четвертичного периода, включая и современную эпоху, надвиг продолжал активно развиваться. Однако перемещение блоков по плоскости разрыва было здесь менее интенсивным по сравнению с Кштутским участком.

Аналогичные локальные изменения, но менее яркие наблюдаются в нижнем течении р. Чинарсай на участке, где она пересекает зону разлома (см. рис. 115, В, Е, Ж и К).

Таким образом, для исследуемого участка Зеравшанского краевого разлома характерно: 1) наличие интенсивных движений в плиоцене, продолжавшихся до современной эпохи включительно (примерные масштабы раннечетвертичных перемещений в зонах разрыва на Кштутском участке порядка 200 м, на Шингском — 100 м; возможная средняя ско-

рость движений по разлому за 100 лет была не менее 4 см на востоке и 2—1 см на западе); 2) унаследованный характер развития разрывов в плейстоцене и 3) постепенное угасание интенсивности вертикальных движений в западном направлении.

Сравнение локальных изменений расчленения позволяет выделить часто встречающиеся пространственные соотношения зон разрывов и речных долин (рис. 117, А—Г).

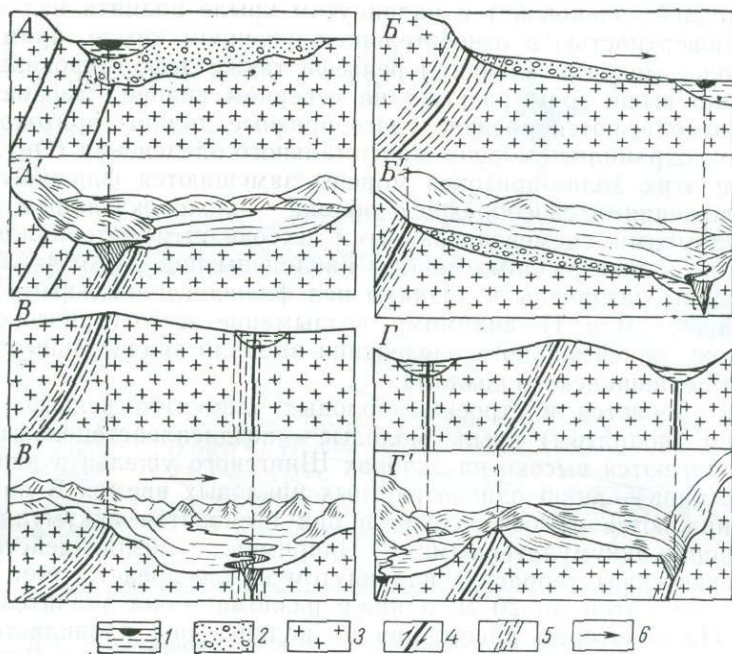


Рис. 117. Зоны разрывов и речные долины

А—Г — схематические профили участка заложения долины; А'—Г' — блок-диаграммы его дальнейшего эрозионного растяжения. 1—2 — аллювий (1 — в долине реки, 2 — в зоне приразломной разгрузки); 3 — дочетвертичные породы; 4 — разрывы со смещением; 5 — зоны повышенной трещиноватости; 6 — направление миграции долин от главного разрыва

При свободном перемещении одного блока по отношению к другому, в условиях растяжений — раздвигов и сбросов — часто бывает совмещение разрыва и речной долины (А—А'). Отчетливость выражения разрыва в рельефе и неровности, создаваемые в результате неравномерного движения отдельных блоков, здесь зависят от интенсивности перемещения по поверхности сместителя и от неравномерности движения; разработка разрыва рекой вызывает лишь незначительные изменения рельефа, тектонически обусловленного. Если породы, заполняющие зону разрыва, являются менее устойчивыми по сравнению с окружающими, то они на значительном протяжении бывают размывы реками, которые почти точно следуют по простиранию разрыва. Дешифрирование такого рода разрывных нарушений не вызывает значительных затруднений, а сравнительное изучение общего характера горизонтального и вертикального расчленения в висячем и лежащем крыле позволяет не только качественно охарактеризовать новейшие движения, но и подойти к количественной оценке перемещений блоков.

Условия полусвязанных и связанных движений блоков могут возникать на участках крутопадающих надвигов и взбросов. Здесь часто наблюдается миграция речной долины на то или иное расстояние от зоны надвига и ее фиксация вдали от разрыва там, где создаются благоприятные условия для эрозии (Б—Г). Миграция реки обусловлена следующими причинами. Под влиянием активно надвигающегося вися-

чего крыла на лежащее последнее начинает испытывать перекося и вовлекаться в общее движение с надвигающимся блоком, лишь в большей или меньшей степени отставая от последнего (Б—Г). При развитии полусвязанного совместного движения двух блоков в общем поднятие втягиваются сопредельные участки с древними отложениями — разгрузкой реки, так как вся дневная поверхность получит общий перекося с наклоном от зоны разрыва (Б—Б'). Расстояние, на которое может мигрировать река, определяется общим характером наклона поверхности в лежащем крыле, а также наличием других ослабленных зон. Эти зоны трещиноватости возникают преимущественно в связи с процессом перемещений по поверхности разрыва. Часто они образуются на участках перехода от наклонного положения отстающего блока к горизонтальному (В—В'). Иногда миграция рек с их закреплением в смежных зонах разрывов может происходить по обе стороны от повышения, которое образуется в главной зоне разрыва. Такое явление может быть охарактеризовано как миграция рек с фиксацией долин на удалении от зоны разрыва (Г—Г').

Следовательно, при изучении новейших подвижек по поверхности смещения (взбросов, крутопадающих надвигов и сбросов) в условиях вовлечения в общее движение двух перемещающихся блоков, положение речной долины относительно разрыва в значительной степени определяется развитием локальных наклонов земной поверхности.

Локальные изменения процесса осадконакопления. Изучение изменений строения четвертичных отложений в долинах рек секущих или следующих вдоль разрывов дает ряд ценных сведений о характере перемещений отдельных блоков. Так, при пересечении Зеравшанского краевого разлома реками Кштут, Шинг и Чинарсай повсеместно наблюдалась приразломовая разгрузка слабо сортированного аллювия значительной мощности, но локального распространения. Локальная разгрузка аллювия встречается часто. Она развивается также ниже (по течению) участка врезания реки в растущую складку. Но наиболее ярко это явление выражено в долинах, пересекающих разрывы со значительными вертикальными смещениями. В этих условиях можно выделять фации разгрузки и подпруживания горной реки. Они обусловлены резким или дискретным изменением уклона ее продольного профиля в зоне разрыва с вертикальным смещением. При длительном возобновлении тектонически обусловленного уступа в русле (в сочетании с местными изменениями глубины и ширины долины) перед воздымающимся блоком и ниже его может накопиться аллювиальная толща значительной мощности. Эти отложения как бы «залечивают» — выравнивают продольный профиль реки.

Локальная разгрузка развивается непосредственно за препятствием в пределах относительно опущенного блока. Она выражена не только в повышенной мощности аллювия, но и в обилии плохо окатанных обломков пород — местных коллювиальных и фанлювиальных отложений (конусов выноса).

Локальное подпруживание образуется перед препятствием — воздымающейся антиклиналью или глыбовым поднятием; здесь возникают существенные местные изменения в строении аллювиальной толщи: повышение мощности и преобладание слоистого тонкого материала. Так, например, в долине Вахша (к югу от устья р. Оби-Гарм) фации подпруживания развиваются перед началом сквозного участка долины, т. е. перед блоком, воздымающимся по разрыву и создающим условия подпруживания (рис. 118, А, Б). В отличие от фаций разгрузки здесь наблюдается быстрый или постепенный переход от нормального горного аллювия, свойственного данной реке, к хорошо сортированным, часто тонко отмученным слоистым породам. Иногда рост поднятий бывает столь значителен, что эрозия не может его преодолеть. В этих ус-

ловиях накапливаются отложения эфемерных (кратковременно существующих) озер плотинного типа. При резком снижении или временном прекращении роста поднятия — «плотины» река прорезает препятствие и режим стоячих подпруженных вод сменяется стоком. Если явление

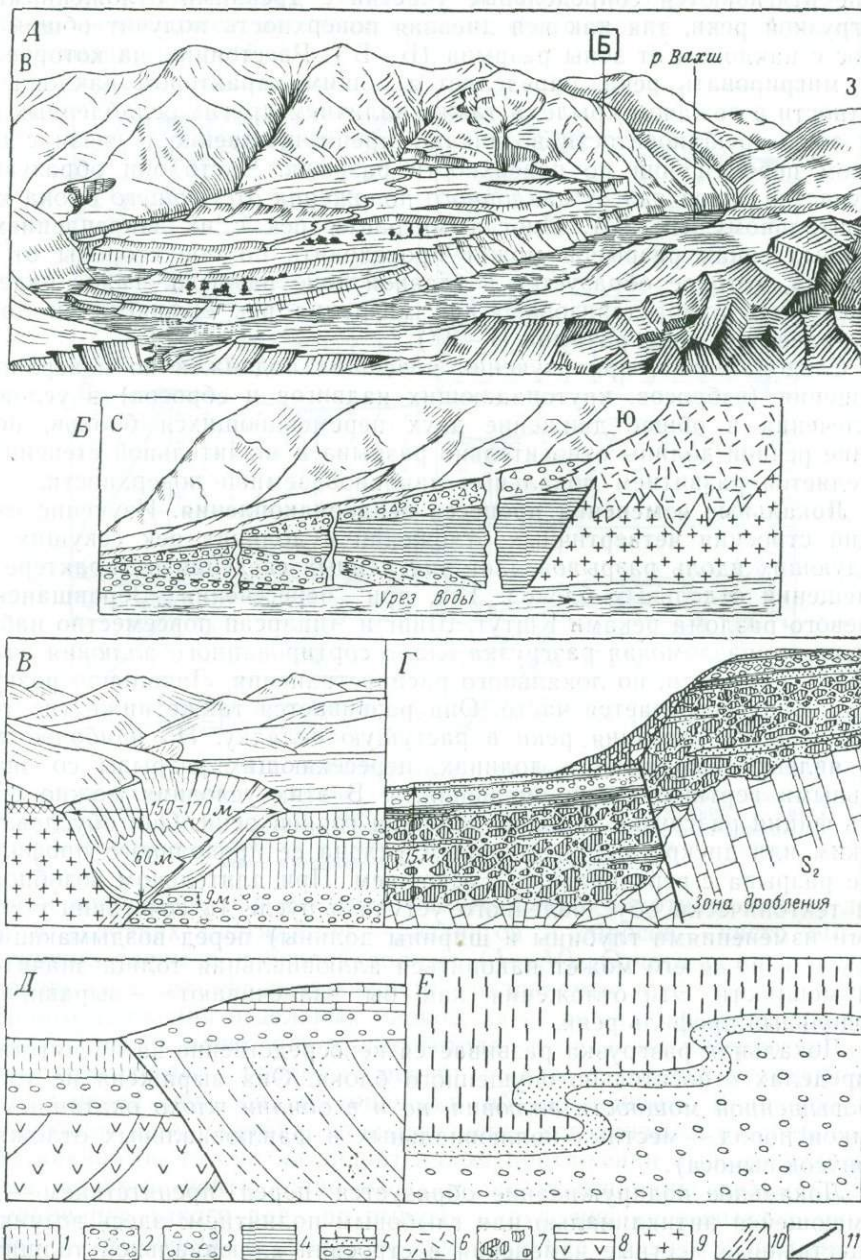


Рис. 118. Строение аккумулятивных толщ на участках разрывов со смещением

А—В — конседиментационное развитие разрывов (А — общий вид подпруженного участка в долине Вахша; В — деталь строения субфации подпруживания; В — накопление аллювия в приразломной долине, бассейн Гулисурх); Г, Д, Е — постседиментационное развитие разрывов [Г — в морене Зеравшана (по А. А. Чистякову); Д и Е — в аллювии Ходжентской террасы (Д — в зоне Карагатауского разлома, Е — на его продолжении, галечниковый «уступ» в русловых отложениях (по Н. П. Васильковскому)]. 1 — покровная толща; 2 — русловой аллювий; 3 — фанлювий (отложения конусов выноса); 4 — фация подпруживания аллювия Вахша; 5 — аллювий Ходжентской террасы; 6 — осыпи; 7 — морены; 8 — меловые отложения; 9 — породы фундамента; 10 — зоны трещиноватости; 11 — разрывы

сброса вод происходит постепенно, то тонкослоистые пылеватые озерно-аллювиальные отложения переходят в опесчаненные и более грубые — песчано-галечниковые. Резкое изменение режима подпруживания стоком отражается и в быстром изменении механического состава, слоистости и мощности отложений. При различной скорости воздымания блоков по разрывам создаются различные условия формирования фаций подпруживания: полной изоляции, затрудненного стока и прорыва. Интересно отметить, что не только в строении аллювиальных отложений четвертичных горных долин, но и в неогеновых долинах установлено подпруживание древних горных рек и осадконакопление в условиях длительной и полной изоляции (эпоха Великих Озер Северо-Восточного Тянь-Шаня). В это время — быстрого роста хребтов — возникли условия, при которых произошло накопление тонких гипсоносных и соленосных пород в горных впадинах — плиоценовых долинах транзитных рек, временно на отдельных участках превратившихся в бессточные озерные котловины.

В согласных приразломовых долинах развитие вертикальных смещений по разрывам фиксируется в строении аллювия и всего комплекса отложений на склонах. Так, например, резкое отличие в строении молодых террас наблюдается в долине притока Гулисурх, разработанной вдоль активно развивающегося разрыва (В). При длительном неравномерном перемещении блоков склоны долин будут иметь различное строение. В пределах воздымающегося блока формируются эрозионные или эрозионно-аккумулятивные террасы. На противоположном склоне долины, в области относительно отстающего блока, образуется мощная толща аллювия, слагающая вложенные и наложенные террасы. Иногда наблюдается единый цикл непрерывного осадконакопления с аллювиальной толщей гипертрофированной мощности и наложенными отложениями конусов выноса (В). В обширных впадинах, приуроченных к разломам с неравномерной интенсивностью воздымания горного обрамления, развитие движений по разрывам находит свое отражение лишь в общем перекосе всей впадины и соответствующей миграции реки. Здесь не всегда удастся наблюдать непосредственное выражение влияния разрыва в рельефе, а лишь его косвенное отражение в характере накопления аллювия и смещении разновозрастных циклов осадконакопления.

Все вышеописанные случаи изменения осадконакопления в долинах рек отражают конседиментационное развитие разрывов, т. е. одновременное с процессом формирования аллювия и долины. Помимо этих явлений можно наблюдать влияние постседиментационных движений по разрывам в уже сформировавшейся толще четвертичных отложений (Г, Д и Е). Часто движения по разрывам на глубине вызывают в молодых (четвертичных) отложениях растрескивание, проседание и разнообразные небольшие смещения. Тектоническое происхождение таких изменений может быть установлено лишь при изучении всей совокупности структурных условий (Д и Е). Развитие разрыва на глубине иногда определяет своеобразное строение толщ и наличие связанных пластических деформаций. Подобные явления наблюдались Н. П. Васильевским в долине р. Джеркемташ в Тянь-Шане. Отдельные косвенные признаки смещений пород могут быть обусловлены явлениями экзогенного характера — оползнями, обвалами, а не развитием разрыва. Наконец, может иметь место сочетание этих явлений, т. е. возникновение оползней, обвалов и гравитационного течения масс в результате подвижек на глубине как медленных, так и внезапных — типа сейсмических толчков при землетрясениях. Такого рода явления широко распространены в исследуемых горных странах и наблюдались совсем недавно в районе Айни в долине Зеравшана на участке пересечения двух крупных разломов — краевого (по которому разработана

долина Зеравшана) и секущего — трансорогенного разлома, частично разработанных реками Фандарьей и Заамином.

Важными задачами исследования долин для гидротехнических сооружений является изучение блокового строения склонов долины и выяснение степени подвижности систем разрывов, пересекаемых рекой. Поэтому в пределах относительно опущенных блоков (в рельефе частных впадин) особенно важно изучение фаций подпруживания и разгрузки. Наиболее широко распространенные примеры локальных изменений

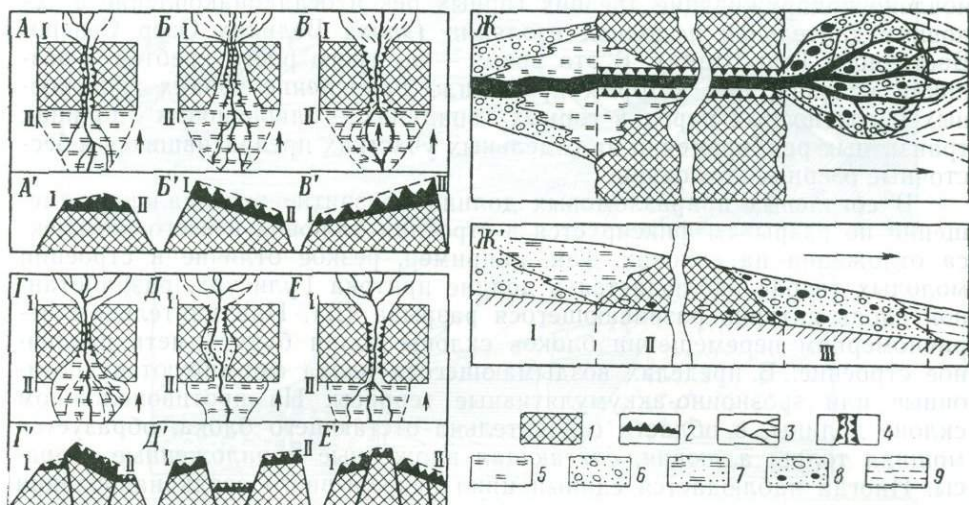


Рис. 119. Морфология долин и геологическая деятельность рек на участках живых разрывов (А—Ж—план; А'—Ж'—продольные сечения)

1 — горный массив, пропиленный рекой; 2 — зона плоскостной денудации; 3 — явление форкации русла и ответвления притоков конусов выноса на участках разгрузки; 4 — локальные углубления реки и долины ущелистого облика; 5 — литофации подпруживания горного аллювия (на схемах А—Е); 6 и 7 — литофации подпруживания (6 — близкие к нормальному транзитному аллювию, относительно грубые; 7 — озерно-аллювиальные отложения условий затрудненного стока и его временного прекращения, тонкие и слоистые); 8 и 9 — литофации разгрузки (8 — плохо сортированные грубые отложения с обилием местных пород, 9 — переходный тип к нормальному аллювию, более тонкие). Участки: I — подпруживания, II — перемычки, III — разгрузки

процесса осадконакопления, связанного с дифференцированными движениями блоков по разрывам, представлены на рис. 119, А—Ж. Если поднятие ограничено разрывами с вертикальной или близкой к ней поверхностью смещения, то формирование отложений в условиях подпруживания и разгрузки выражено очень ярко (А—А'). Наклоны блоков могут смягчать или подчеркивать границы подпруживания (В—В') и изменять его распространение. При мелкоблоковом строении (Г—Е) переход от озерно-аллювиальных субфаций подпруживания к аллювиально-коллювиальным фациям «перемычек» ущелистых долин усложняется. В условиях интенсивно воздымающегося центрального блока долина в этой части массива может представлять ущелье без поймы, террас и отложений (Г—Г'). Наоборот, при проседании одного или нескольких внутренних блоков в центре воздымающегося массива — сложной перемычки — может возникнуть небольшая внутренняя впадина, в пределах которой субфация разгрузки будут непосредственно сменяться субфациями подпруживания (Д—Д'). При постепенном увеличении скорости воздымания блоков переход между отложениями частных впадин и перемычек быстрый, но не резкий (Е—Е'). Косвенные признаки движений в зонах разрывов широко распространены и в комплексе с геологическими данными они могут считаться достоверным доказательством новейшего развития разрывных нарушений.

Разрывы, осложняющие изгибы

Горизонтальное расчленение. В строении сводово-глыбовых и сводово-складчатых поднятий и впадин различно воздымающиеся блоки располагаются в соответствии с полем напряжений, возникшим в процессе формирования изгибов. В плане их расположение в значительной степени подчинено очертаниям поднятия. Так, для куполовидных изометрических структурных форм характерно развитие радиальных и концентрических разрывов. Сочетание этих систем приводит к образованию «черепаховых структур», широко распространенных в пределах новейших поднятий (Сыртланли, Юго-Западный Копетдаг, Ходжа-

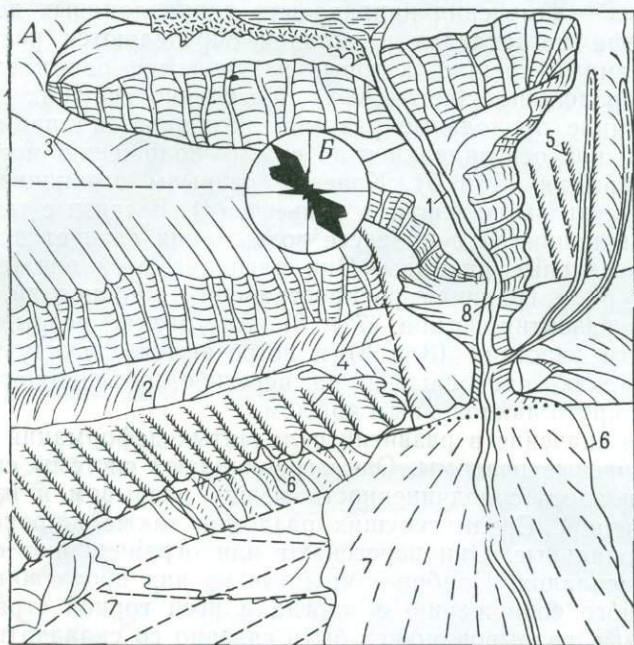


Рис. 120. Горизонтальное расчленение мегаскладки (А — фрагмент мегаскладки; Б — роза рельефообразующих трещин на склоне сквозного ущелья)

Сартис, Таджикская депрессия и др.). Несколько иным рисунком нарушений характеризуются брахантиклинали. Здесь наблюдается сочетание разрывов радиальных (на периклиналях и центриклиналях складок) с секущими и продольными (на склонах и своде).

Внутренние разрывы связаны с новейшим блоковым строением складок и мегаскладок (например, с резкими ундуляциями шарнира, флексуорообразными перегибами и другими осложнениями). По отношению к элементам мегаскладки и складки внутренние разрывы подразделяются на секущие и продольные — согласные, примерно параллельные большой оси.

Среди секущих разрывов могут быть выделены сквозные — наиболее значительные (рис. 120, 1). Они простираются и на сопряженном склоне смежной отрицательной мегаскладки. Меньшими размерами обладают разрывы, осложняющие различные части складчатой деформации (например — свод, свод и крыло или только крыло и т. п.). По-видимому следует выделять в особый тип мелкие разрывы — зияющие трещины, монотонно повторяющиеся в различных породах и разделяющие всю или значительную часть складок и мегаскладок на ряд подобных блоков (4). Они предопределяют развитие секущих долин и

часто «сопровождают» разрывы со смещением аналогичного простирания. Поэтому, возможно, что в данных условиях между главным секущим разрывом и системой трещин существует генетическая связь и в ряде случаев главная деформация определяет развитие второстепенных (1 и 4). По главным секущим разрывам происходят наиболее активные подвижки и реки разрабатывают сквозные долины. Второстепенные секущие разрывы могут заканчиваться слепо в пределах одной мегаскладки, и угасая, переходить в системы трещин. Протяженность этих разрывов часто определяет и протяженность местных долин, которые расчленяют крылья и своды мегаскладок и складок (4 и 5). Часто участки пересечения разрывов различного простирания вызывают явление преломления — изменения направления приразломовых долин (8). Детали рельефа мегаскладок и складок определяются рельефообразующими системами трещин, которые развиваются параллельно главным системам продольных (согласных) и особенно секущих разрывов (Б).

Внутренние продольные разрывы развиваются примерно параллельно большой оси складки и по своему положению могут осложнять свод или крылья (2 и 3). Краевые разрывы ограничивают складку, морфологически выраженную в рельефе (6). В связи с тенденцией расширения антиклинали в процессе воздымания следует выделять внешние — сопредельные разрывы. Они располагаются вне складчатой деформации, но в границах распространения напряжений, созданных в результате развития изгиба (7 и 8). Внутренние разрывы тяготеют к присводовым участкам (3 и 2) и встречаются в сундучных складках и мегаскладках, располагаясь на перегибе, объединяющем уплощенный свод с круто наклоненным крылом.

Особое значение в развитии складчатых деформаций имеют региональные краевые разломы. Они ограничивают системы складок (мегаскладок) и здесь соподчиненность между разрывом и изгибом может быть различной. Среди секущих разломов также широко распространены региональные. Они пересекают или ограничивают системы складок и мегаскладок. Наиболее крупные из них прослеживаются в пределах горного сооружения, а иногда и всей горной страны. Развитие региональных разрывов может быть связано со складчатыми структурными формами большого масштаба и глубины заложения. Поэтому описание характерных внешних признаков их новейшего развития в рельефе и соотношений с мегаскладками приводится отдельно. Устанавливается некоторое различие в «рисунке» расчленения реками складчатых деформаций — в относительно однородных породах и в чередующихся толщах неустойчивых и устойчивых пород, часто бронирующих свод и крылья складок-мегаскладок.

В однородных литологических условиях (рис. 121, А — Г) первостепенное значение в характере расчленения имеют разрывы со смещением. Сложность и изменчивость очертаний рек и их притоков в большой степени отражает соотношение между системами главных, второстепенных, оперяющих разрывов и трещин. Основной «рисунок» местных речных долин предопределяется расположением внутренних продольных (А, I) и секущих (А, II—V) разрывов. Иногда секущие долины (А, II и III) испытывают преломление на участке их пересечения с продольными (I). При этом первоначальное направление сквозной долины не сохраняется. Так, например, в одном случае секущая долина (А, II), дойдя до согласного разрыва (А, I), на некотором расстоянии следует по раздробленной зоне до ее пересечения с новой системой разрывов (А, VI). Здесь река испытывает несколько преломлений и начинает разрабатывать долину по новой системе разрывов и в соответствии с общим наклоном местности. В другом случае секущая долина (А, III), дойдя до внутреннего согласного разрыва (А, I), испытывает преломление и дальше разрабатывает второстепенные системы разрывов

(А, V) до их пересечения с более крупной зоной дробления и разрывов (А, IV). В условиях однородных пород простираение рельефообразующих трещин многократно повторяет простираение главных разрывов (А, I—VI), иногда испытывая незначительные азимутальные отклонения. Трещины «используются» притоками высоких порядков и создают множество подобных форм рельефа на склонах продольных и

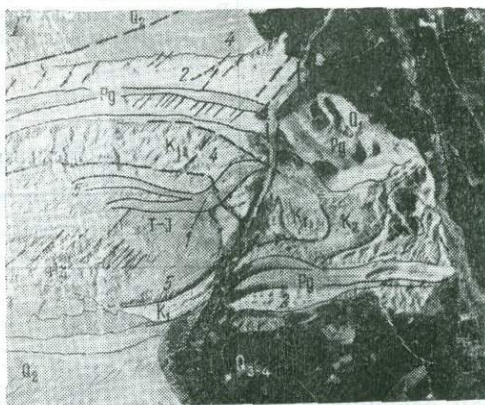
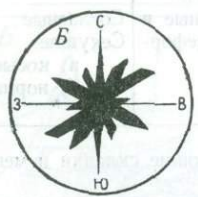
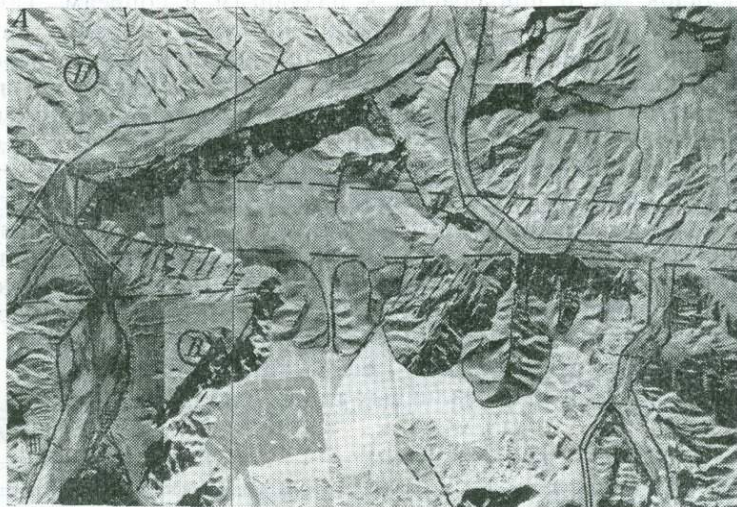


Рис. 121. Горизонтальное расчленение мегаскладки

А — фрагмент мегантиклинали в однородных породах фундамента; Б и В — розы для ее различных участков; Г — периклиналь антиклинали в породах чехла с различной устойчивостью

сквозных долин (Б и В). Развитие разрывов со смещением омоложенных и вновь возникших, главных и второстепенных, а также систем трещин в первую очередь обусловлено местными напряжениями, которые образуются в процессе формирования изгибов и воздымания мегаскладок. Именно эти нарушения наиболее интенсивно разрабатываются реками.

Несколько иной «рисунок» долин возникает при расчленении складчатых деформаций, сложенных породами с различной устойчивостью по отношению к процессам денудации (Г). Наиболее ярко эти условия выражены в рельефе структурных форм с ядром, сложенным поро-

дами фундамента, и с крыльями, образованными весьма разнообразным комплексом пород чехла и рыхлых орогенных отложений.

Для исследования соотношений изгибов и разрывов по данным горизонтального расчленения все литологически обусловленные долины должны быть отдешифрированы, проверены полевыми исследованиями и выделены на карте специальными условными знаками.

Секущие долины на участках воздымания и погружения мегаскладок и складок часто приурочены к раздвигам и сбросам. Так, в рассматриваемом примере отрицательная ундуляция шарнира антиклинали осложнена развивающимся сбросом с подчиненными небольшими сдвиговыми нарушениями (Г, 1). Этот разрыв вызывает развитие подобной системы трещин и небольших разрывов в сопредельных участках складки (Г, 6). Периклинальное замыкание меловых отложений, по-видимому, осложнено вторым разрывом, который только «просвечивает» сквозь толщу рыхлых четвертичных отложений, и определяет положение прямолинейного участка долины, как бы ограничивающего возвышенность-антиклиналь (Г, 7). Следовательно, в сложных литолого-структурных условиях рисунок речных долин, расчленяющих складку, определяется сочетанием различных ослабленных зон — разрывов и неустойчивых пород. По характеру пространственного расположения относительно складчатых деформаций, выраженных в рельефе, можно выделить разрывы различных типов (табл. 15):

Таблица 15

Разрывы, различающиеся протяженностью и глубиной заложения	Расположение разрывов относительно мегаскладок и складок	
Локальные, возникшие и омоложенные в связи с развитием изгиба; не превышают глубину заложения складчатой деформации	Внутренние, расположенные в пределах складчатой деформации	Согласные Секущие: а) косые, б) нормальные
	Краевые — ограничивающие складки и мегаскладки	
	Внешние — сопредельные, часто параллельные краевым	
Региональные с различной глубиной заложения, преимущественно значительной	Краевые Секущие	

Среди секущих разрывов (рис. 122) могут быть выделены региональные, нарушающие целые системы складок и мегаскладок (А, 1). Часто они бывают разработаны реками. Непосредственно с развитием данной структурной формы связаны внутренние разрывы, нарушающие только складку (А, 2) или ее часть (А, 3). Но наиболее многочисленны секущие разрывы малой протяженности — часто примерно параллельные друг другу (4) и обычно моделированные местными реками высокого порядка (А, 5). Последние также бывают приурочены к зонам зияющих трещин растяжения (А, 6) или развивающихся в районе ундуляции шарнира (Б и В, 5) или в зоне нарушений (Б, 6 и 7). При интенсивных вертикальных перемещениях границы блоков бывают выражены в рельефе, особенно при разработке разрывов в процессе эрозии. Многие сквозные ущелья Тянь-Шаня и других горных стран имеют именно такое происхождение, например, секущие ущелья, в том числе и сквозные в системе хребтов Сусызтау, Сурхантау, Байсунтау и т. д. (Б и В, 7).

Среди *продольных разрывов* на морфологию складчатых деформа-

ций большое воздействие оказывают краевые разломы, ограничивающие одну или систему складок — мегаскладок (А,7). Обычно параллельно этим разрывам развиваются зоны трещиноватости, которые разрабатываются местными реками (А, 12 и В, 8). Внутренние продольные разрывы развиваются главным образом на участках изменения

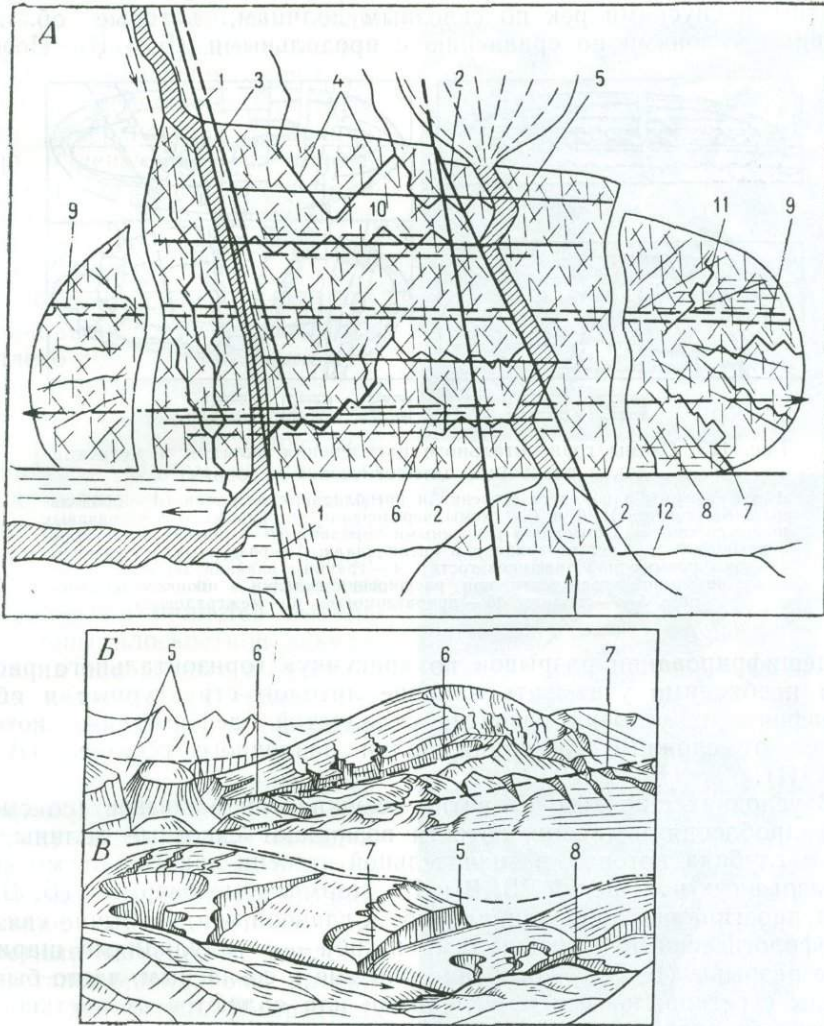


Рис. 122. Разрывы, осложняющие складчатые деформации

А — расчленение складки или мегаскладки в плане речными долинами, приуроченными к трещинам и разрывам со смещением; Б-Б — зарисовка (Юго-Западный Тянь-Шань)

кривизны поперечного изгиба складчатых структурных форм — на своде (А,9) при переходе от пологих сводов к крутым крыльям (А,10). Иногда параллельно зонам разрывов со смещением в пределах складок (мегаскладок) возникают зоны трещин растяжения (А,11), которые разрабатываются реками.

Помимо разрывов расчленение складчатых деформаций избирательной эрозией происходит на участках выхода на дневную поверхность толщ неустойчивых пород. Поэтому «рисунок» речной сети предопределяется сочетанием литолого-стратиграфических факторов, морфологией деформации изгиба и системой разрывов; особенно широко распространённые из них представлены на рис. 123, А—Г.

При эрозии бронированных сводов и склонов антиклиналей (мегаантиклиналей) наиболее многочисленные реки разрабатывают системы разрывов, дробления и повышенной трещиноватости. Продольные — приразломовые (А, I и II) и межгрядовые долины — присводовые, внутренние и внешние долины (В, III и VI) обычно имеют близкие простирания. Они отличаются незначительной протяженностью в связи с многократными спусками рек по сквозным долинам, которые обладают большими уклонами по сравнению с продольными (Б и В). Поэтому

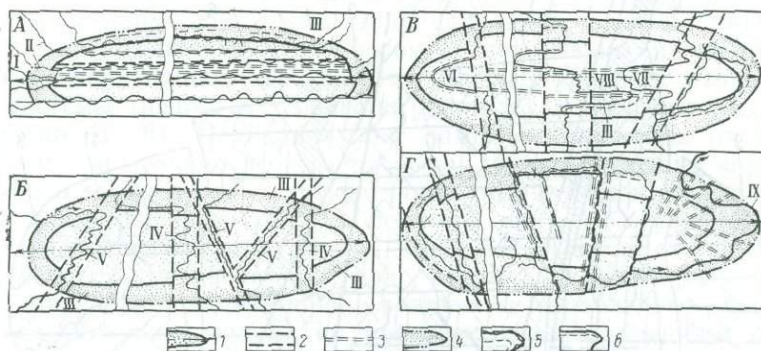


Рис. 123. Схемы горизонтального расчленения складок и мегаскладок в различных литологических условиях

А и Б — схемы однородного строения и преобладания разрывов (А — продольных, Б — секущих); В и Г — схемы чередования устойчивых и неустойчивых пород со сводом, сложенным различными породами (В — «мягкими», Г — бронированными). 1 — мегантиклинали и антиклинали; 2 — разрывы со смещением; 3 — зоны повышенной трещиноватости; 4 — границы влияния зарождающихся наклонен земной поверхности при расширении складки в процессе воздымания; 5—6 — долины (5 — приразломовые, 6 — межгрядовые)

при дешифрировании разрывов по «рисунку» горизонтального расчленения необходимо учитывать влияние литолого-структурных и общих орографических условий развития складчатой деформации, которые определяют сложные сочетания долин различного генезиса (В — Г, VI—VIII).

В условиях широкого развития секущих зон разрывов (со смещением) дробления и трещиноватости возникают сквозные долины, ширина и глубина которых в значительной степени зависит от морфологии разрывных нарушений (Б, В и Г). Нормальные разрывы (Б, В, IV) имеют простирание, перпендикулярное к главной оси, и обычно связаны с морфологическими особенностями изгиба — с ундуляциями шарнира. Косые разрывы (Б, В, V), особенно близкие к согласным, часто бывают связаны с региональными нарушениями или являются их частью. При пересечении разрывы иногда испытывают преломление или угасание (Б, В).

При медленном становлении складок и мегаскладок в рельефе в виде возвышенностей иногда наблюдается явление огибания периклиналей складок или общее повторение долиной обобщенных очертаний поднятия (Г, IX). В зоне разрыва «скатывание» реки со склонов растущей возвышенности может прекратиться и она разрабатывает новую — приразломовую — долину в виде ущелья различной глубины и ширины. Приведенные характерные «рисунки» горизонтального расчленения складок широко распространены; многие из них неоднократно описывались (Мещеряков, 1964; Чарушин, 1960 и др.).

Вертикальное расчленение. Основными элементами денудационного рельефа, которые могут быть использованы для изучения сочетаний изгибов и разрывов в вертикальных сечениях, являются пенеплены и поверхности выравнивания (т. е. разновозрастные конденудационные поверхности), а также цикловые и мегацикловые региональные эро-

зионно-денудационные врезы (рис. 124, А, Б). Поверхности выравнивания и пенелены в лучшем случае сохраняются фрагментарно на сводах, присводовых участках (А, I) и реже на крыльях (Б, II) складок и мегаскладок. Их интенсивное разрушение происходит главным образом по системам трещин растяжения, избирательно разрабатываемых реками и их притоками (А), а также по приразломовым долинам сквозных транзитных рек и их многочисленных притоков (Б, III). Вследствие уничтожения поверхностей выравнивания и пенеленов их использование ограничивается условиями хорошей консервации, что редко встречается в горных странах.

Сопоставление плохо сохранившихся и расположенных далеко друг от друга фрагментов доороженного рельефа без дополнительных контрольных построений может привести к ошибкам. Одним из возможных методов реконструкции расчлененной поверхности выравнивания в области развития блоковых и складчатых деформаций является выделение зоны плоскостной денудации на поперечных и продольных комплексных геолого-геоморфологических профилях (рис. 125, А—Г).

Продольное сечение (Туркестано-Алайская система поднятий). Исследуемая складчатая деформация имеет мелкоблоковое строение. На это указывают многочисленные дискретные изменения наклонов восстановленной зоны плоскостной денудации. В пределах зоны плоскостной денудации устанавливаются ряд блоков (А, 1—14) и группы блоков — глыбы, которые различаются наклонами и общим характером расчленения (А, I—VII). Это позволяет выделить (иногда предположительно) границы блоков и глыб, определяющих внутреннее новейшее строение мегаскладок. В большинстве случаев эти границы блоков не зависят от литологии пород и совпадают с развивающимися разрывами, установленными при геологической съемке. В некоторых участках резкое изменение строения зоны плоскостной денудации указывает на существование новых, еще не выявленных, предполагаемых разрывов со смещением. В обобщенных очертаниях наклонов предороженной поверхности системы мегаскладок выделяется крупная положительная

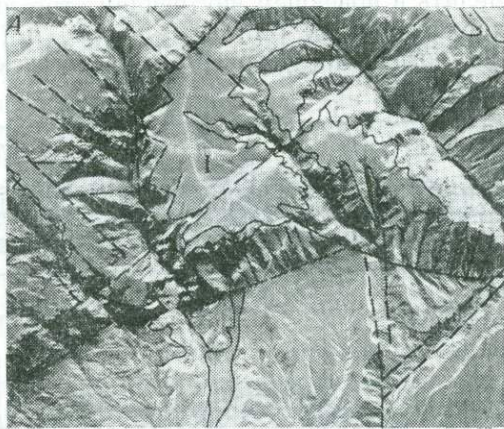


Рис. 124. Вертикальное расчленение поверхностей выравнивания

А — разрушение поверхности выравнивания реками, разрабатывающими системы трещин; Б — соотношение цикловых врезов и поверхности выравнивания

ундуляция (А, I—III). На участке от долины р. Соха до перевала Тенгизбай ее осложняет относительно опущенная центральная глыба (III), которая характеризуется повышенной раздробленностью. К западу от нее почти повсеместно блоки наклонены на запад (1—8, Туркестанская мегаскладка), а к востоку преобладают наклоны обратного направления — на восток (12, 13, 14, Алайская мегаскладка). Это позволяет выделить в новейшем внутреннем строении исследуемой системы поднятий характерные ее составные части (А, I—VII): I — представляет западное погружение Туркестанской мегаскладки (блоки 1, 2 и 3); II — со-

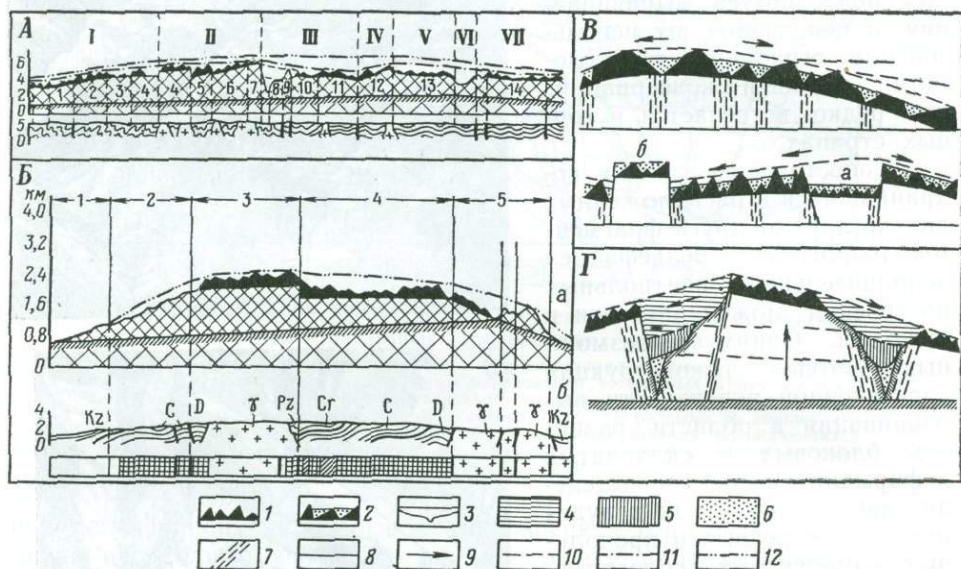


Рис. 125. Схемы деформаций вертикального расчленения поверхности мегаскладок А — деформация зоны плоскостной денудации по данным комплексного геолого-геоморфологического профиля; Б и В — детали деформаций зоны плоскостной денудации в условиях: Б — изгибов, В — ундуляций шарнира, значительно осложненных индивидуальными движениями по разрывам (а — проседания и б — выжимания отдельных блоков); Г — строение цикловых врезов в условиях перекосов и неравномерного воздымания блоков, 1—2 — зоны плоскостной денудации с неровностями (1 — обнаженными, 2 — заполненными элювием); 3 — региональные везы; 4 — древние раннеорогенные; 5—6 — позднеорогенные (5 — дочетвертичные; 6 — четвертичные); 7 — зона дробления; 8 — разрывы; 9 — направление миграции реки; 10 — сопоставительные линии; 11—12 — линии, обобщающие очертания (11 — ундуляции шарнира, 12 — общего изгиба)

ответствует ее нарастающему воздыманию (блоки 4, 5, 6 и 7); III — образует кулисообразное сопряжение мегаскладок, генетически связанное с региональной Сохской зоной секущего разлома [к ней приурочены малые интрузии позднегерцинских гранитов и дайки щелочных пород предположительно того же возраста]. В пределах этой (Сохской) зоны разлома наблюдается повышенная раздробленность фундамента и фрагментарно встречаются юрские и меловые породы чехла, а также олигоцен-миоценовые молассы (в приразломовых впадинах); восточнее центральной относительно опущенной глыбы в Алайской мегаскладке устанавливается новое воздымание (IV) и высоко поднятые глыбы (V и VII); они подразделяются «просевшей» глыбой (VI) на участке Гульчинской секущей зоны.

Интересно отметить, что разрывы, разделяющие блоки, часто совпадают с контактами интрузий. Это явление наблюдается на границе блоков 1 и 2, 3 и 4, 5, 6 и 7, причем концентрация интрузий приходится на наиболее поднятую — центральную — часть Туркестанской мегаскладки и Сохскую зону разломов. В Алайской мегаскладке так же, как и в западных регионах Туркестано-Алайской системы поднятий, контакты интрузий иногда соответствуют наиболее подвижным зонам разры-

вов (А, 12 и 13). Следовательно, в процессе общего неравномерного воздымания и формирования пологих изгибов наиболее ослабленными зонами часто могут быть контакты пород, различных по своим механическим свойствам (например, тонкослоистые, преимущественно сланцевые толщи силура и граниты). В однородных литологических условиях (например, на границе блоков 1 и 2; 7 и 8 и др.) устанавливается омолаживание позднегерцинских и более древних разломов.

Поперечные сечения (Курамино-Чаткальская система поднятий, Северо-Западный Тянь-Шань). В рассматриваемом сечении обобщенные очертания новейшего поднятия позволяют предполагать сундучный характер мегаскладки и независимость высоты блоков от механических свойств пород, которые их слагают (Б, 1—5). Это подтверждается: различной высотой блоков, состоящих из примерно идентичных пород (Б, 3 и 5), равной высотой блоков, сложенных различными породами (Б, 4), и различной высотой блоков, сложенных одним и тем же комплексом пород (Б, 2). Наибольшей раздробленностью характеризуются крылья мегаскладки, т. е. участки резкого увеличения ее кривизны (Б, 2 и 5). Свод мегаскладки (Б, 3 и 4) осложнен относительно опущенным блоком. Здесь, в приразломовой впадине, сохранились фрагменты пород чехла (Б, 4). Различная крутизна крыльев свидетельствует об асимметрии мегаскладки и ее наклоне в сторону глубокой Ферганской межгорной впадины.

Исследование морфологии складчатых деформаций по данным строения зоны плоскостной денудации позволяет иногда установить мегаскладки полного развития (В); чаще встречаются фрагменты изгибов мегаскладки неполного развития, в различной степени искаженные индивидуальными перемещениями блоков относительно друг друга (В а, б).

Большое значение для определения наклонов блоков и стадийности их воздымания имеет сопоставление морфологии региональных врезов, их перекосов, а также корреляция разновозрастных элементов долин равноценных рек (Г). Поэтому данные об исследовании очертаний долин в горизонтальных и в вертикальных сечениях позволяют выявить поля напряжения, определившие избирательное омоложение древних и формирование новых разрывов.

Сочетания изгибов и разрывов

Ниже рассматриваются наиболее широко распространенные морфологические типы изгибов, в процессе развития которых обычно возникают разрывы, вертикальные (и близкие к ним), которые определяют основные черты внутреннего блокового или складчато-блокового строения мегаскладок. В повседневной практике геологу-съемщику приходится картировать лишь фрагменты изгибов с различной степенью сохранности. При реконструкции денудационной поверхности в поперечных и продольных сечениях у мегаскладок полного развития выделяется свод и более пологий склон или свод и присводовые участки. В мегаскладках неполного развития изгиб неявно выражен, так как в процессе перемещений по разрывам сохраняются части свода или крыла, а иногда только часть крыла. Следует отметить, что одна и та же мегаскладка может изменять характер соотношений изгиба и разрывов в зависимости от общей структурной обстановки. Среди мегаскладок полного развития можно выделить разновидности, отличающиеся общей кривизной свода, а также характером нарушений изгибов и разрывами (рис. 126, А, Б, В).

По форме замков среди мегаскладок наиболее широко распространены уплощенные широкие своды, т. е. близкие (по очертаниям) к сундучным складкам, но обладающие меньшей кривизной. Участки с

резким переходом от крыльев к своду часто осложнены зонами дробления или разрывами (А, I и II). Значительно реже встречаются мегаскладки с узким сводом, преимущественно на крутых склонах горного сооружения. Большое влияние на кривизну мегаскладок II и III порядка оказывает их общее положение относительно общего поднятия.

Для мегаскладок с блоковым и складчато-блоковым внутренним строением характерно большое разнообразие морфологии свода и крыльев. При крупноблоковом строении осложнения изгиба бывают

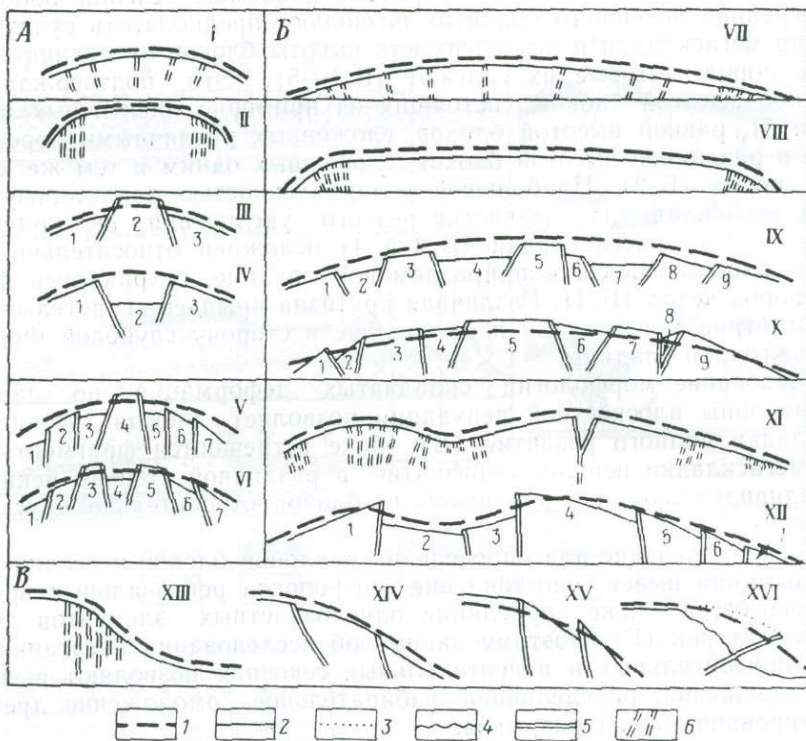


Рис. 126. Морфологические типы мегаскладок II и III порядка, и их осложнение разрывными нарушениями

А — поперечные сечения; Б — продольные сечения; В — детали строения крыльев. 1 — обобщенные очертания первоначального изгиба кондендационной поверхности выравнивания; 2 — схематизированная поверхность мегаскладок; 3 — ее реконструкция; 4 — денудационно-эрозионный склон; 5—6 — разрывы (5 — живые с вертикальными смещениями, 6 — мертвые)

обусловлены подвижками отдельных блоков, поднятых или опущенных относительно обобщенных очертаний кондендационной поверхности (А, III и IV).

При мелкоблоковом строении в горных сооружениях часто возникают условия затрудненного расширения или своеобразной структурной «тесноты», при которой положительные мегаскладки, значительно сближаясь, оказывают влияние друг на друга в процессе продолжающегося «кроста» — воздымания и расширения. Здесь формируются мегаскладки с относительно большей кривизной и с преобладанием поднятых по поверхностям разрывов — «выжатых» блоков на своде и присводовых участках (А, III и V, 2, 4, 6 и 7). В зависимости от общего наклона осевой поверхности и положения «выжатых» блоков возникают различные соотношения между сводом новейшей структурной формы и водоразделами хребтов. В условиях свободного расширения положительных мегаскладок в процессе их воздымания образуются формы с преобладанием опущенных — «просевших» участков свода или крыльев

(А, VI, блоки 1, 4, 6). Они встречаются в мегаскладках, на склонах межгорных и предгорных впадин, а также в обширных горных впадинах. На погружениях главнейших хребтов-поднятий в условиях свободной виргации обычно формируются мегаскладки с обширными сводами, осложненные относительно опущенными блоками. В последнем случае различаются также условия роста мегаскладок на склоне межгорной (предгорной) впадины при общем пологом или резком погружении фундамента (предопределенном новейшим развитием краевых разломов). В качестве примера подобных условий можно привести район постепенного погружения и свободной виргации мегантиклиналей Юго-Западного Тянь-Шаня и быстрого погружения на южном склоне Чаткало-Кураминского горного сооружения, осложненного активно развивающейся зоной разломов. Явления отставания — «проседания» и опережения — «выдавливания» отдельных блоков можно наблюдать преимущественно на замках мегаскладок сундучного типа или с пологими обширными сводами. В сопряженных системах мегаскладок (и складок) характер строения общего крыла зависит от асимметрии. Наиболее резкие переходы (часто дискретные) через развивающиеся разрывы наблюдаются на крутых крыльях — склонах. Соотношение отдельных блоков зависит от наклона осевой поверхности мегаскладки. В асимметричных мегаскладках явление «проседания» отдельного или нескольких блоков смещается со свода в присводовые участки или на крыло. Близкие к описанным соотношения изгибов и разрывов наблюдаются при изучении продольных сечений мегаскладок (Б, VII, VIII, IX, X). Сопряжение положительных и отрицательных мегаскладок, ундуляции шарниров могут быть плавными и резкими. В первом случае ундуляции осложняются зонами дробления и трещиноватости (Б, XI), во втором — разрывами со смещением различно поднятых и относительно опущенных блоков (Б, XII).

Блоковое строение характерно и для периклиналей мегаскладок (В). Сравнительно редко эти элементы складчатых деформаций остаются осложненными разрывами без смещения — зонами дробления и трещинами (Б, VII и VIII). Значительно чаще они имеют ступенчатое строение в связи с движениями блоков по поверхностям разрывов (Б, IX, X и XII). На крыльях — склонах в условиях растяжения преобладают сбросы, в условиях сжатия — взбросы (XIII—XV). Среди разрывов на крутом крыле преобладают надвиги, а на противоположном — трещины растяжения, раздвиги и сбросы. Вследствие значительной асимметрии мегаскладок возникают разнообразные условия развития их крыльев. Поэтому в пределах одной и той же структурной формы могут встречаться крылья с различным строением.

Соотношения длинной и короткой оси мегаскладок позволяют считать, что эти структурные формы часто являются брахиморфными и относятся к промежуточному типу складчатости. Но в общем структурном плане положительные и отрицательные мегаскладки одного и того же простирания создают единые зоны, линейно вытянутые на сотни километров. При этом они образуют эшелонированные системы или кулисообразно замещают друг друга по простиранию.

По характеру замыкания выделяются мегаскладки эллипсовидных очертаний и округлые; встречаются мегаскладки с «тупым» замыканием и резким окончанием почти без уменьшения ширины (восточное окончание Дарвазской, Кугитангской, Нарынской, Кичик-Алайской и др.). Реже можно встретить мегаскладки, постепенно сужающиеся на погружении, с отчетливо выраженным периклиналильным замыканием. Среди отрицательных мегаскладок распространены «тупые» центриклиналильные замыкания, очертания которых определяются системами секущих разрывов (восточное замыкание Пенджикентской, Мачайской, Зеварской грабен-мегасинклиналей и др.).

ТРАНСОРОГЕННЫЕ РАЗЛОМЫ *

Одной из важнейших особенностей развития орогенных областей является одновременное «сосуществование» структурных форм различных простираний, глубины заложения и времени возникновения. Уже первыми исследователями Тянь-Шаня было установлено наличие поднятий с ориентировкой, поперечной к главному структурному плану. Поперечные поднятия обнаружены также и в альпийской геосинклинальной области. Д. И. Мушкетов, анализируя материалы Корнелиуса и Шваннера, указывал на наличие сочетаний различных простираний альпийской и герцинской структур в Альпах. В пределах СССР, в Крыму и на Кавказе, Н. С. Шатским, М. В. Муратовым, В. В. Белоусовым и другими исследователями выделены поперечные поднятия. С этими структурными формами Е. Е. Милановский сопоставлял пространственное расположение вулканов, лакколитов и различные малые интрузии. В Азии явления наложения древних структур различных простираний было установлено Н. Г. Кассиным в результате сравнения каледонского и герцинского структурных планов, а позднее рядом других авторов.

На наличие пересекающихся направлений в современных областях горообразования указывали еще первые исследователи. Так, А. Н. Северцев, рассматривая построения Гумбольдта, считал, что его ошибка заключается не в установлении меридионально ориентированных поднятий, а в выделении мифического хр. Болора. Позднее, описание несогласий альпийского и герцинского структурных планов встречаются в работах В. Н. Вебера, Д. И. Мушкетова, И. В. Мушкетова, Д. В. Наливкина и В. И. Попова и О. А. Рыжкова. Это явление описывалось Б. А. Петрушевским (1961), который предполагал длительное (с докембрия) развитие грандиозной меридиональной структуры планетарного масштаба — Индо-Памирской тектонической зоны. Последняя выделена по различным косвенным признакам — деформациям верхнего структурного этажа и особенностям строения (в частности, по общим дугообразным изгибам горных систем Гиндукуша, Каракурума и Куньлуня). Большое внимание «поперечным» структурам в последние годы уделял Д. П. Резвой, справедливо указывая на их значение в современном строении Памира и Тянь-Шаня (1963, 1964).

В связи с изучением сейсмичности и сейсмическим районированием обширной межгорной впадины — Таджикской депрессии, поперечные поднятия описываются В. М. Рейманом, подчеркивается значение «дизъюнктивных узлов» как сейсмогенетических структур (1960, 1964).

Локальные поперечные поднятия Памира и Тянь-Шаня II и более высоких порядков устанавливались различными авторами в процессе геологосъемочных работ. В южных и западных регионах Тянь-Шаня и на Памире они были описаны З. А. Сваричевской, О. К. Чедия и др.

В рельефе более северных и восточных областей Тянь-Шаня необычайно ярко выражен Ферганский трансорогенный разлом (описан В. Н. Огневым), представленный в верхнем структурном этаже системой новейших поднятий и впадин северо-западного простирания. Эта зона впоследствии была изучена В. С. Буртманом и др. Большое значение в выявлении секущих зон разрывов в Северном и Центральном Тянь-Шане имели исследования В. И. Кнауфа и К. Д. Помазкова. Анализ новейшей тектоники Киргизии позволил уточнить пространственное положение региональных секущих зон разрывов — Сонкульской, Иссыккульской и др. (Н. П. Костенко, В. И. Макаров, Л. И. Соловьева). На Юго-Западном Тянь-Шане и Памире поперечные структурные формы были описаны автором (1957, 1958, 1961, 1963, 1964, 1967, 1969). Подня-

* Малоизученные типы разломов земной коры, свойственные многим горным странам. — *Прим. автора.*

тия и впадины, секущие (в том числе и нормальные) по отношению к главному простиранию, оказывались генетически связанными с флексурно-разрывными зонами. Некоторые особенности их проявления в рельефе и структурах верхнего этажа дали возможность автору прийти к выводу о возникновении и омоложении поперечных структурных форм в связи с процессом горообразования. По-видимому, в областях устойчивой денудации флексурно-разрывные зоны и впадины развивались постседиментационно. Для горных сооружений устанавливается пространственная связь дугообразного простирания структур Памира, Тянь-Шаня и Копетдага с простиранием флексурно-разрывных зон. В современной «архитектуре» Тянь-Шаня и Памира намечаются региональные закономерности размещения малых интрузий и их приуроченность к участкам пересечения краевых и секущих флексурно-разрывных зон. С этими структурными формами иногда оказываются тесно связаны землетрясения. Приуроченность региональных разрывов, зон дробления, малых интрузий и т. п. к флексурно-разрывным зонам верхнего этажа позволяет предполагать, что они маркируют трансорогенные разломы на глубине (Костенко, 1963, 1964).

Косвенные признаки развития трансорогенных разломов

Изучение на Памире, в Тянь-Шане и Копетдаге установленных и предполагаемых трансорогенных разломов позволяет выяснить некоторые общие закономерности их проявления в структурах и рельефе горных стран.

Магматизм. Сопоставление размещения малых интрузий и трансорогенных разломов свидетельствует об определенной закономерности их состава и пространственного распределения в пределах регионов с высоко поднятым фундаментом. Малые интрузии косвенно отражают глубину проникновения разломов и строение более глубоких слоев земной коры (рис. 127, А—В). На северо-западном погружении Гиссаро-Алая в зоне пересечения краевого и трансорогенного разломов наблюдается развитие ультраосновных пород на сравнительно небольшой глубине (А). В центральной части горного сооружения Юго-Западного Тянь-Шаня, по-видимому, значительное развитие имеет щелочная магма — от гранитной до габброидной. Малые интрузии в этом районе также часто приурочены к участкам пересечения краевых и секущих разломов. Аналогичные структурные условия расположения малых интрузий наблюдаются в пределах Северного Памира и пограничных районов Центрального Памира. Здесь широко распространены основные и в меньшей степени ультраосновные малые интрузии (127, В). Существенно (по составу интрузий) отличаются области мезозойских геосинклинальных прогибов и обрамляющих их с юга поднятий; для них типичны малые гранитные интрузии — позднемезозойские и раннекайнозойские.

Таким образом, трансорогенные разломы часто сопровождаются малыми интрузиями, которые приурочены к наиболее пронизываемым участкам (пересечению согласных и секущих разломов). Состав малых интрузий варьирует от кислых до ультраосновных, обладая постоянством для определенных регионов, косвенно указывая на глубину проникновения разломов и на строение глубоких горизонтов коры и, возможно, верхней мантии.

Большое количество малых интрузий предположительно является позднегерцинскими. Это позволяет считать время возникновения трансорогенных разломов Тянь-Шаня и Памира позднепалеозойским или более древним, омоложенным в течение этапа новейшего горообразования. Интересно сопоставить эти сведения с данными о глубине положения поверхности Конрада (К) и Мохо (М). По данным И. П. Кос-

минской (1958) поверхность базальтового и подкорового слоев является несогласной. Глубина залегания поверхности К уменьшается на юге Ферганской депрессии до 10 км; в Тянь-Шане, Дарвазе и Северном Памире она возрастает до 40 км. В Южном Тянь-Шане в пограничных районах с Таджикской депрессией и Памиром рельеф поверхности К очень сложный, но глубина ее залегания колеблется в пределах 35—40 км. В северо-западных районах поверхность К поднимается, достигая в районе Самарканда 20 км. Аналогичной цифрой оценивается

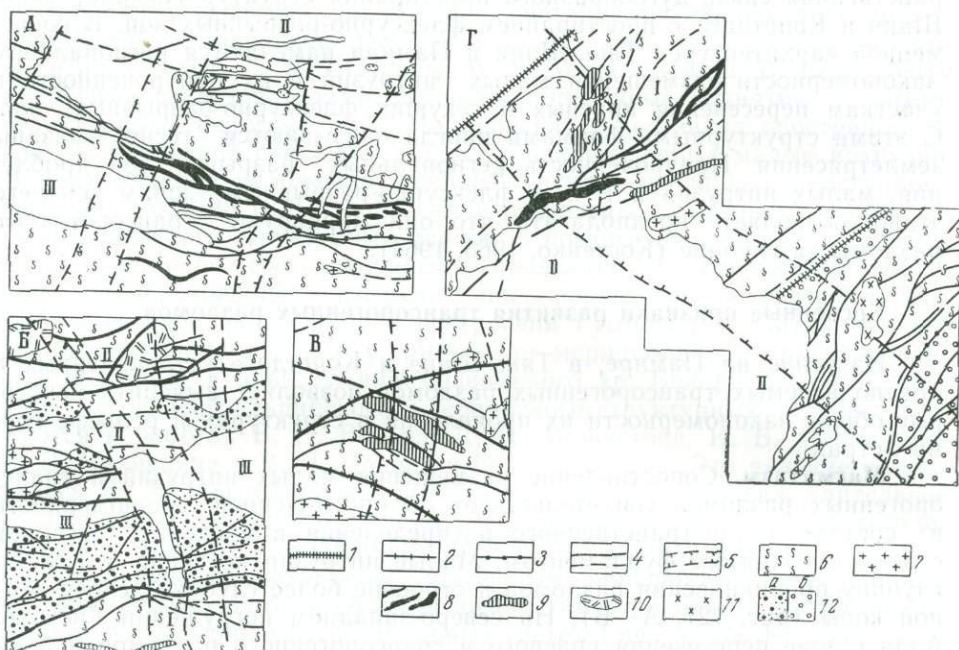


Рис. 127. Малые интрузии и системы разрывов в зонах пересечения краевых и трансформных разломов

А — сопряженный склон Юго-Западного Тянь-Шаня (I) и Ферганской межгорной впадины (II), Пенджикентская горная впадина (III); Б — склоны Памира (I), Тянь-Шаня (II) и межгорная Сурхоб-Алайская впадина (III); В — северный склон Памира (I) и Таджикской межгорной впадины (II). 1—5 — границы разломов [1 — основные краевые, 2 и 3 — более высоких порядков (2 — палеозойские, 3 — мезозойские и кайнозойские), 4 — региональные разрывы верхнего структурного этажа (а — установленные, б — предполагаемые); 5 — флексурно-разрывные зоны и зоны дробления верхнего структурного этажа на участках предполагаемых разломов]; 6 — породы фундамента; 7 — крупные интрузии гранитов, доорогенные; 8—10 — малые позднегерцинские (?) интрузии (8 — ультраосновные, 9 — щелочные, 10 — щелочные); 11 — кайнозойские интрузии; 12 — мезо-кайнозойские отложения впадины (а — четвертичные и более древние, б — дочетвертичные)

глубина залегания поверхности К в зоне Хорог — Мургаб, где она приближается к дневной поверхности. Таким образом, намечаются определенные связи между расположением ультраосновных интрузий и глубиной залегания поверхности К. Наиболее отчетливо они выражены в западных областях сопряжения Гиссаро-Алая и Ферганской депрессии.

Поверхность М значительно погружается в пределах Северного Памира (более 75 км). Уменьшение мощности коры наблюдается в юго-восточной и юго-западной частях Ферганской депрессии и погружение поверхности М в центре этой отрицательной структуры (50—55 км). Резкое изменение глубины поверхности М — до 45 км — устанавливается в зоне Хорог — Мургаб. В. И. Уломов указывает на совпадение изменений глубины с подкоровыми землетрясениями Памиро-Гиндукушской зоны.

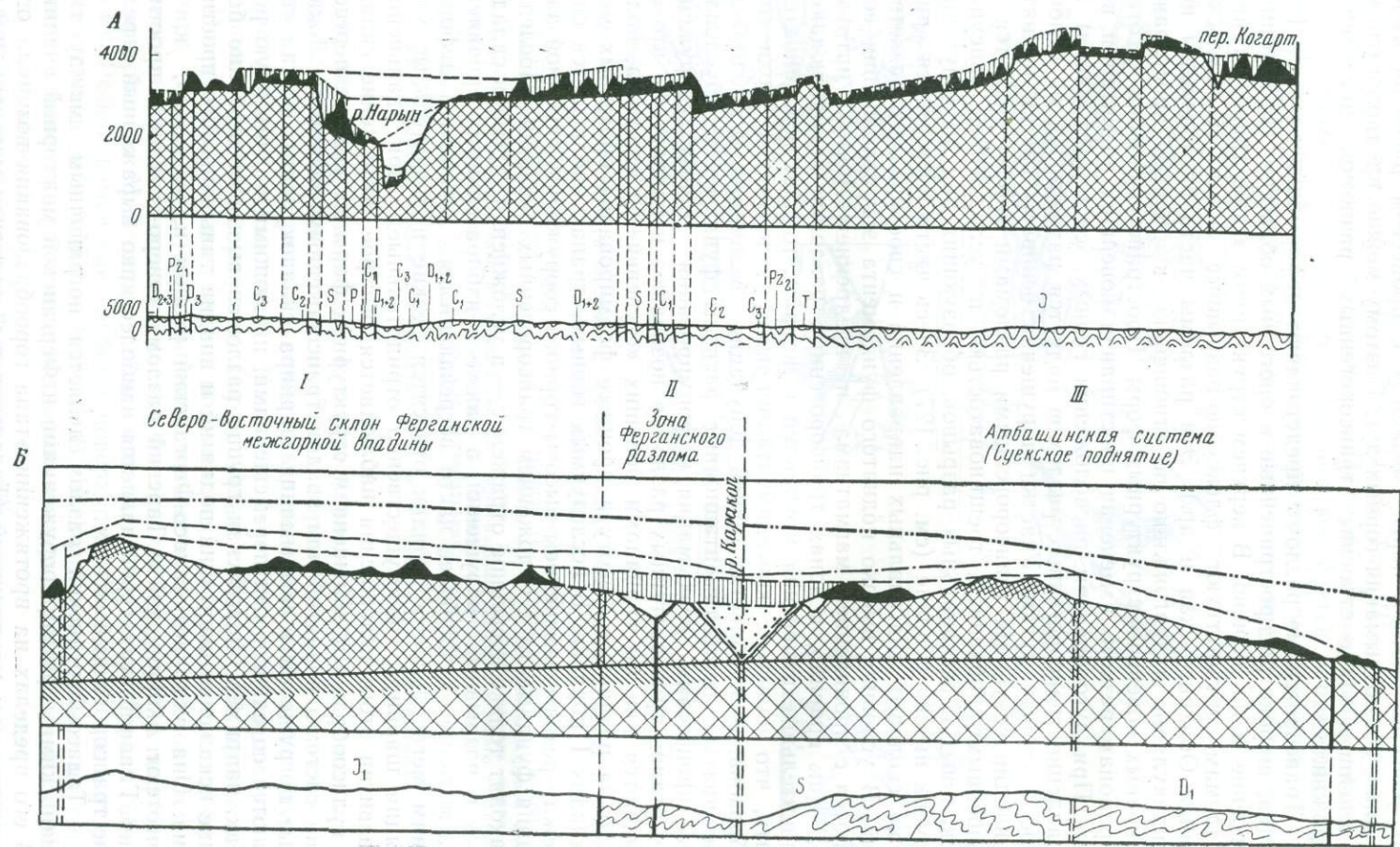
Локальные изменения структуры верхнего этажа и рельефа. В течение этапа герцинского горообразования дугообразные очертания складчатых систем уже существовали, и их кривизна увеличилась в

процессе сближения растущих горных сооружений Тянь-Шаня и Памира. Это создало благоприятную обстановку для возникновения глубоких расколов земной коры, связанных с процессом развития изгиба (в плане) и воздымания горных дуг. Поэтому можно предполагать, что в новейшем этапе строение трансорогенных разломов значительно усложнилось.

Трансорогенные разломы представляют деформации разрыва I порядка, широко распространенные в орогенных областях. Их глубинное строение мало изучено. В верхнем структурном этаже трансорогенным разломам соответствуют флексурно-разрывные зоны (Сонкульская, Пяндж-Обихингоуская и др.). Эти разломы часто расположены перпендикулярно и диагонально по отношению к общему простиранию основных новейших структурных форм. Пространственно они тяготеют к районам резкого изменения простирания новейших поднятий и впадин. При дугообразном расположении горных систем (в плане) направление трансорогенных разломов является радиальным по отношению к горным дугам. Участки нарушения основных систем поднятий и впадин секущими трансорогенными разломами характеризуются повышенным дроблением, трещиноватостью и усложнением «рисунка» локальных и региональных разрывов, образующих как бы «спутанный клубок нитей» в плане (см. рис. 127). Здесь часто повторяется «рисунок» сколовых диагональных направлений и своеобразных разветвлений. В условиях высоко поднятого фундамента эти осложнения сочетаются с проявлением магматизма и внедрением малых интрузий.

Как правило, в зонах трансорогенных разломов не наблюдаются значительные изменения мощностей и фаций. Это дает основание считать, что наряду с конседиментационными разломами в эпохи горообразования в областях общей денудации возникают и продолжают развиваться постседиментационные расколы фундамента, обусловленные процессами воздымания и формирования горных сооружений. Очертания трансорогенных разломов позволяют предполагать, что они являются как бы границами больших «ступеней» фундамента, поднятого на различную высоту в процессе формирования орогенных мегаскладок I порядка. В исследуемых горных странах наблюдается связь между резким изменением высоты горного сооружения, глубиной залегания фундамента и положением трансорогенных разломов. Последние находят только косвенное отражение — в усложнении строения складчатых и разрывных нарушений, а также в избирательном проявлении магматизма. К наиболее часто встречающимся локальным деформациям мегаскладок и складок относятся резкие и значительные ундуляции шарнира, преимущественно отрицательные. При дальнейшем развитии этого осложнения наблюдается быстрое погружение складок с кулисообразным замещением структурных форм на участке пересечения системы поднятий или впадин трансорогенным разломом. Локальные погружения и воздымания шарнира складок почти всегда сочетаются со сдвиговыми перемещениями, играющими подчиненную роль. Так, например, Ферганская группа разломов вызывает особенно большие искажения очертаний поднятий и впадин тяньшаньского простирания. Она включает Таласо-Ферганский разлом и, возможно, к ней тяготеют Акбуринский и Тарский разломы северо-западного простирания. Главной структурой является наиболее ярко выраженный в рельефе трансорогенный разлом.

Таласо-Ферганский разлом является пограничным между тяньшаньскими горными сооружениями и Ферганской межгорной впадиной. В его пределах на протяжении этапа горообразования возникла одноименная система поднятий (Таласская и Ферганская мегантиклинали), ограниченная приразломовыми впадинами. Ферганская мегантиклиналь по отношению к доорогенным структурным формам развивалась



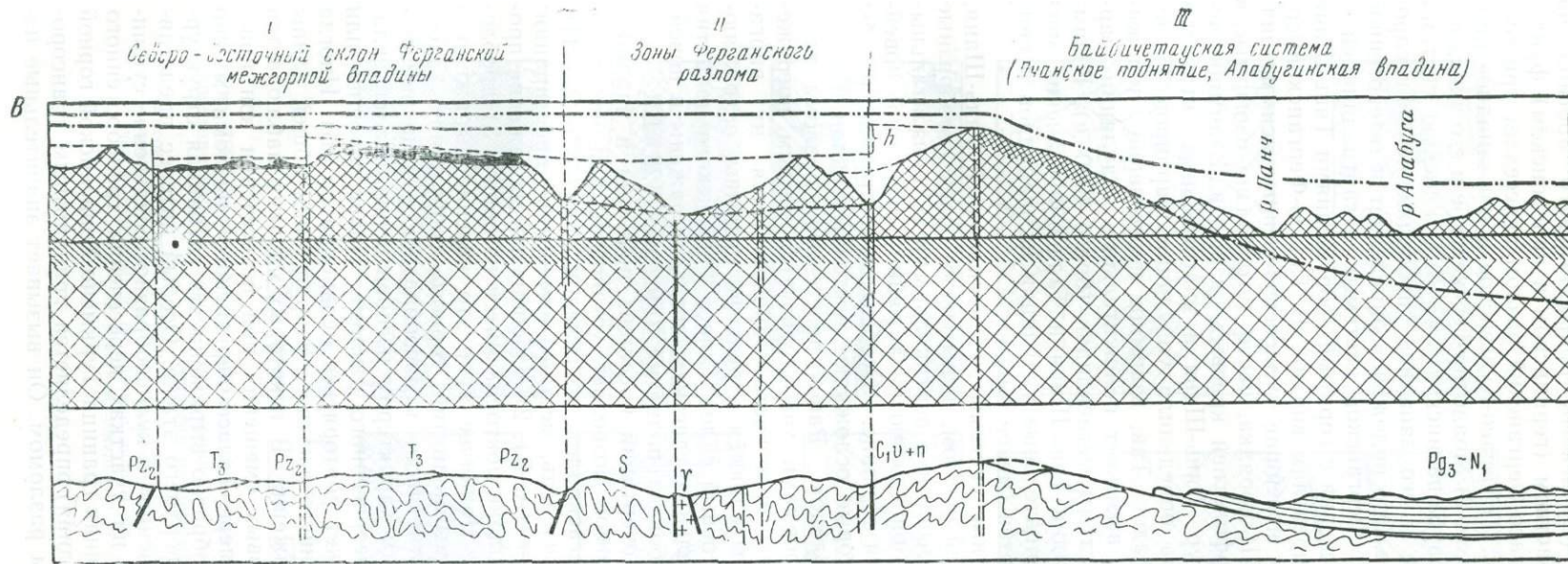


Рис. 128. Ферганский трансорогенный разлом и одноименная система поднятий

A — положительные и отрицательные ундуляции в продольном сечении; B, B — основные структурные элементы в поперечном сечении (I — северо-восточный склон Ферганской межгорной впадины, II — зона региональных разрывов, III — основные системы поднятий Тяньшаньского простирания). Условные обозначения см. рис. 46. Вертикальный масштаб в метрах

в пределах мезозойского (Суякского) приразломового прогиба на юго-востоке и на разновозрастном (герцинском и каледонском) фундаменте на северо-западе. Таласо-Ферганский разлом пересекает три горных сооружения Тянь-Шаня: 1) Таласо-Кунгейское и его западное продолжение — Угамо-Чаткальское, 2) Молдотау-Терсейское и его западные отроги — Ташкумырскую, Баубашатинскую и Андижанскую системы поднятий, 3) Кокшаальское и его западное продолжение — Гиссаро-Алайское горное сооружение. Это положение определяет и гетерогенное внутреннее строение Таласо-Ферганской системы мегантиклиналей — блоковое на участках пересечения с горными сооружениями Тянь-Шаня и блоково-складчатое — в пределах впадин. В Таласо-Ферганской системе поднятий выделяются новейшие кулисообразные асимметричные горст-мегантиклинали III порядка, часто дугообразно изогнутые в плане в соответствии с морфологией краевых разрывов. Взаимное пересечение широтных структур Тянь-Шаня и диагональных структур Таласо-Ферганского разлома определило ундуляции шарниров Таласо-Ферганской и Ферганской мегаскладок. Так, взаимное пересечение положительных структурных форм вызывает положительные ундуляции шарнира Таласо-Ферганской системы мегаскладок (более 4000 м). Взаимное пересечение горных впадин Тянь-Шаня и Таласо-Ферганских мегантиклиналей вызывает отрицательные ундуляции их шарниров и снижение соответствующих хребтов (менее 2500 м).

Широтные и субширотные системы мегантиклиналей Тянь-Шаня, пересекая Таласо-Ферганский разлом, испытывают флексуобразные перегибы, осложненные разрывами с вертикальными и горизонтальными смещениями. Последние определяют искажения очертаний новейших мегаскладок Тянь-Шаня в плане. Особенно отчетливы изгибы вдоль систем разрывов, которые осложняют восточный склон Таласо-Ферганской системы мегаскладок. Район пересечения разлома тяньшаньскими структурными формами характеризуется резким погружением поднятий Тянь-Шаня, которое часто сопровождается их виргацией. Наиболее отчетливо выделяются в рельефе разрывы, осложняющие и ограничивающие восточный склон Таласо-Ферганского поднятия (рис. 128, А, Б). Но на отдельных участках они не выражены в новейшей структуре сводово-глыбового поднятия (см. рис. 128, В).

Сравнительный анализ очертаний новейших поднятий и впадин в зонах трансорогенных разломов позволяет установить ряд часто повторяющихся искажений мегаскладок и складок (рис. 129, А — И). К ним относятся, в первую очередь, местные изменения простирания: 1) кулисообразное сочленение (А, Б), 2) однообразное искажение простирания с образованием в плане повторяющихся изгибов и 3) дробление мегаскладок (складок). Наиболее ярко это явление выражено в характере нарушений системы поднятий горного сооружения. Здесь можно наблюдать весьма отчетливое кулисообразное замещение мегантиклиналей с однообразным характером изгибов периклиналей складок на каждом крыле трансорогенного разлома. Правостороннее или левостороннее смещение может повторяться неоднократно (Б). Иногда устанавливаются условия общего сжатия с сокращением общей длины поднятия или условия растяжения. В некоторых случаях наблюдается изменение характера сдвиговых смещений при пересечении зон краевых разломов. Так, на примере Таласо-Ферганского разлома можно видеть, как сложно и разнообразно выражена эта глубинная структурная форма в деформациях верхнего этажа. Особый интерес представляют значительные «преломления» и кулисообразное сочленение субширотных складок Тянь-Шаня на участках пересечения трансорогенного Ферганского разлома. Восточная граница Туркмено-Хорасанской горной страны (так же, как и западная) определяется грандиозным трансорогенным Теджен-Герирудским разломом. Он вызывает значительные из-

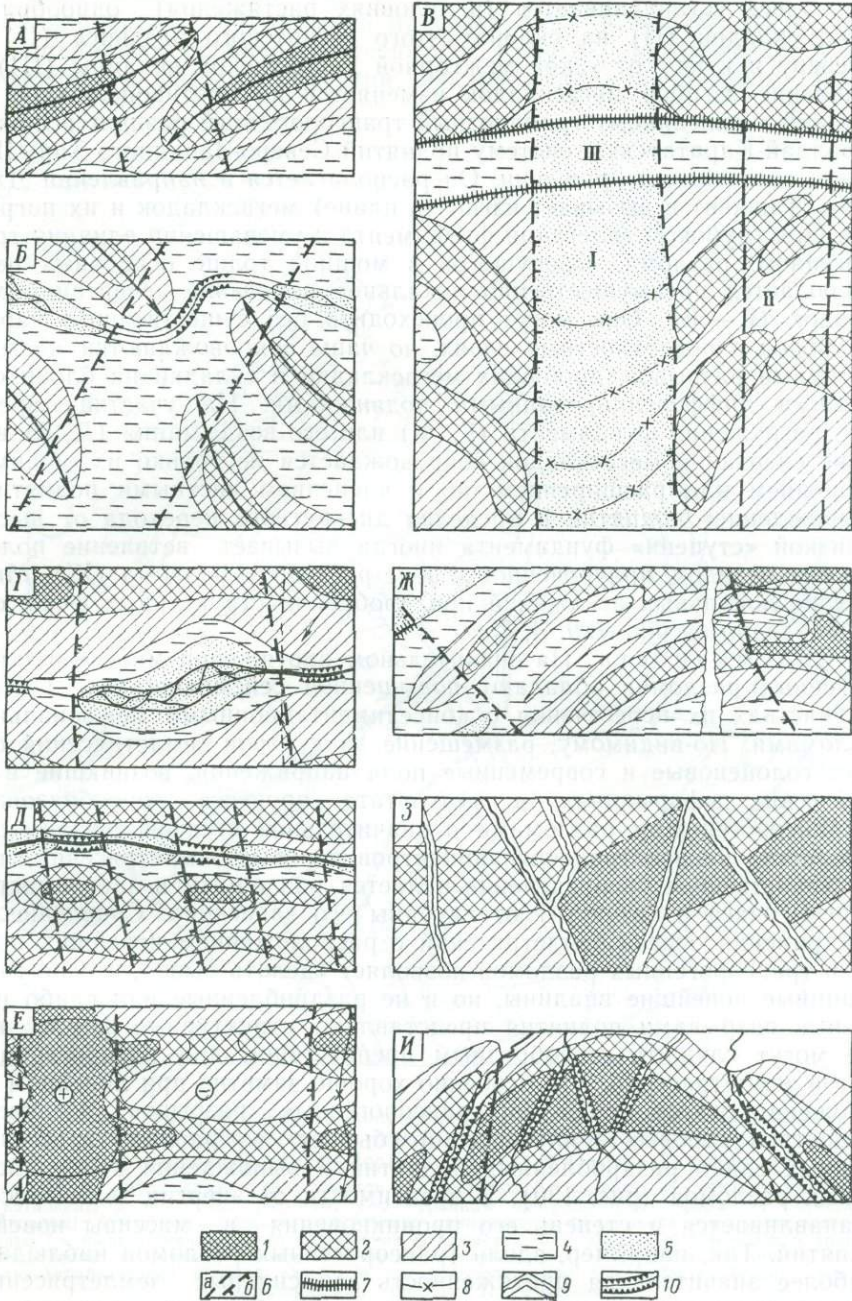


Рис. 129. Схемы (А—И) типичных изменений очертаний долин-впадин и хребтов-поднятий горных сооружений на участке пересечения трансорогенными разломами

1 — высоко поднятые участки; 2—3 — менее поднятые; 4—5 — горные впадины (4 — склоны, 5 — дно); 6 — зоны трансорогенных разломов; 7 — краевые разломы; 8 — ручьи и перевалы; 9—10 — речные долины (9 — приуроченные к разрывам, 10 — к участкам локального углубления)

менения конфигурации новейших поднятий и ярко выражен в рельефе в виде асимметричной долинообразной впадины огромной протяженности (сотни километров), которая простирается южнее пустыни Хаш (В). Здесь устанавливается (в условиях растяжения) однообразный изгиб складок (II) на склонах этого гигантского раздвига (I?). Но к северу и к югу от узкой межгорной Герирудской впадины (III) направление изгибов мегаскладок изменяется на противоположное (В). Близкий к описанному грандиозный трансорогенный раздвиг осложняет Боролдай-Каратаускую систему поднятий Северо-Западного Тянь-Шаня на его восточном погружении. Он располагается в направлении Джамбул — Ташкент и вызывает изгиб (в плане) мегаскладок и их погружения. При глубоком залегании фундамента и уменьшении влияния трансорогенного разлома, «гаснущего» в мощной толще осадочных пород, наблюдается преимущественно локальное изменение очертаний мегаскладок (Г — Е). Они могут происходить без существенного нарушения пород в поверхностных слоях, но чаще сопровождаются местными системами разрывов, дробящих мегаскладки и складки на блоки с новейшими дифференцированными подвижками. На участках временного погружения фундамента (Г, Ж) или его воздымания (Д, Е) изменение очертаний мегаскладок сопровождается не только их общим сокращением или расширением, но и членением частными поднятиями. «Вырождение» поднятий в пределах дискретного перехода от высокой к низкой «ступени» фундамента иногда вызывает ветвление положительных складок, приуроченное к зоне растущего разлома (Ж). Многообразие локальных искажений при дроблении структурных форм отчасти показано на рис. 129, 3, И.

Сейсмичность. На значительном протяжении многие из трансорогенных разломов обладают повышенной сейсмичностью, особенно на участках их пересечения с конседиментационными межзональными разломами. По-видимому, размещение эпицентров землетрясений отражает голоценовые и современные поля напряжений, возникшие в тектонических деформациях в результате процесса горообразования. С трансорогенными разломами в значительной степени связаны закономерности распространения эпицентров коровых землетрясений, но их пространственное распределение является различным в зависимости от энергии очага и (отчасти) от глубины его залегания. Сравнение распространения очагов землетрясений с расположением новейших поднятий и трансорогенных разломов позволяет сделать вывод, что не только обширные новейшие впадины, но и не раздробленные или слабо нарушенные разрывами поднятия представляют структурные формы, которые могут служить своеобразным препятствием для распространения очагов землетрясений. Это особенно хорошо заметно при линейном расположении очагов вдоль зон трансорогенных разрывов. Количество эпицентров коровых землетрясений убывает в районах пересечения крупных слабо раздробленных поднятий и вырождения зон трансорогенных разломов (рис. 130). В зависимости от энергии землетрясения устанавливается и степень его проникновения в массивы новейших поднятий. Так, например, вдоль трансорогенных разломов наблюдается наиболее значительная протяженность зон сильных землетрясений и быстрее снижается количество эпицентров слабых землетрясений.

Таким образом, повышенная сейсмичность в отдельных случаях может представлять косвенный признак новейшего развития трансорогенных разломов. Внешне она выражается в определенном пространственном положении линейно вытянутых зон коровых землетрясений. Они расположены вкрест простирающихся поднятий и впадин горной страны вдоль предполагаемой зоны секущего разлома часто с концентрацией эпицентров на участках пересечения трансорогенного и краевого разлома (см. рис. 130, А, Б). Для подтверждения общей характеристики

ниже приводятся примеры трансорогенных разломов различных горных стран Азии.

Туркмено-Хорасанские горные сооружения дугообразно изогнуты с выпуклой частью, обращенной на север. Они подразделены межгорными впадинами различного масштаба. Копетдаг представляет узкую асимметричную систему поднятий, наклоненную к предгорному проги-

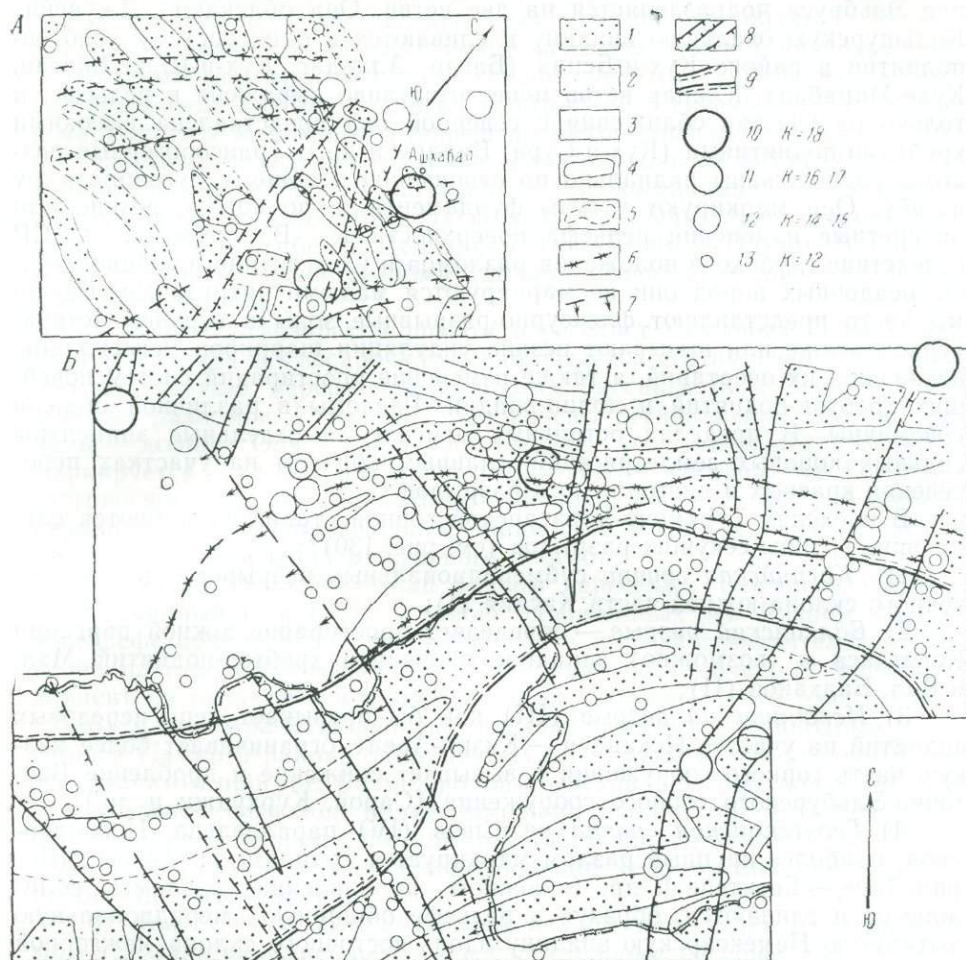


Рис. 130. Схемы пространственного положения эпицентров сильных землетрясений по отношению к зонам трансорогенных разломов в высокосейсмических регионах областей горообразования Туркмено-Хорасанской (А) и Памиро-Тяньшаньской (Б)

1-2 — поднятия, выраженные в виде хребтов (1 — высоких, 2 — низких); 3 — впадины-долины, горные котловины и подгорные равнины; 4-5 — границы орографических форм (4 — отчетливые, 5 — условные); 6 — граница области относительно приподнятого фундамента в пределах межгорной впадины; 7 — начало значительного погружения фундамента; 8 — секущие, в том числе и трансорогенные разломы (в рельефе линейно вытянутые орографические понижения различного облика); 9 — Ванч-Акбайтальский краевой разлом и его предполагаемое продолжение; 10-13 — эпицентры землетрясений (по Г. П. Горшкову)

бу. Хорасанское горное сооружение на западе и на востоке отделяется узкой межгорной впадиной от Копетдага. Там, где горные сооружения оказываются сильно сближенными, а системы хребтов-поднятий деформированными, эта впадина почти полностью вырождается. В современном рельефе от обширных межгорных неогеновых депрессий сохранились лишь отдельные впадины. Среди них наиболее крупные тяготеют к западной и восточной окраинам горной страны. Например, Чандыр-Сумбарская, подразделенная внутридепрессийными поднятиями —

отрогами хребтов. Лучше выражена в рельефе Кучано-Межхедская межгорная впадина, разделяющая Туркмено-Хорасанское и Восточно-Эльбурское горные сооружения. На западе и на востоке продолжением Кучано-Межхедской впадины соответственно являются впадины Горганская и Дашти-Хамдамао.

В современной структуре восточнее 55 меридиана горное сооружение Эльбруса подразделяется на две ветви. Они облекают Джувейн-Кольшурскую овальную впадину и сливаются в одну систему хребтов-поднятий в районе Кух-и-Бенда (Багар, Алладаг, Кух-и-Шах-Джаган, Кухе-Мирабад). Южная ветвь менее отчетливо выражена в рельефе, и только на участке сближения с северной она представлена высокими хребтами-поднятиями (Кух-и-Сура, Валару и др.). Трансорогенные разломы расположены радиально по отношению к общему дугообразному изгибу. Они маркируют уступы фундамента и, возможно, резкие или дискретные изменения рельефа поверхности К. В пределах СССР вследствие глубокого положения разломов и их угасания в мощной толще осадочных пород они не маркируются малыми интрузиями. Разломы часто представляют флексурно-разрывные зоны в верхнем структурном этаже или вызывают резкие ундуляции шарниров мегаскладок, искажения их очертаний, а также изменение простираний систем новейших хребтов-поднятий и долин-впадин. Разломы в различной степени сейсмичны. В пределах остальных отмечаются отдельные эпицентры сильных коровых землетрясений, главным образом на участках пересечения краевых и диагональных разрывов.

В пределах Туркмено-Хорасанской горной страны выделяются следующие группы секущих разрывов (см. рис. 130)*:

1) *Каспийская группа* субмеридиональных разрывов — вдоль восточного склона южной части Каспия (I);

2) *Балханский разрыв* — определяет простирание южной виргации Копетдага и (возможно) западное окончание хребтов-поднятий Мал. и Бол. Балханов (II);

3) *Искандерский разрыв* (III) как бы прерывает цепь передовых поднятий на участке Искандер — Кизил-Арват, ограничивает более низкую часть горного сооружения и вызывает снижение и дробление Восточно-Эльбурского горного сооружения (Сарой, Курхуджи и др.);

4) *Геоктепинская группа* разрывов (IV) параллельна Искандерской; наиболее крупный разлом маркируется долинами-впадинами Ширин-Даре — Геоктепе и др. (в южном направлении разломы сближаются и сливаются, образуя в рельефе обширную меридиональную вытянутую Немексарскую впадину вдоль восточного склона межгорной впадины Дашти-Кевир);

5) *Ашхабадский разрыв* (V) пересекает участок общего поперечного воздымания горных сооружений. В северных регионах выделяются три ветви этого разлома: Западный (Фирюзинский), Центральный и Восточный (Межхедский). В северной части Центральный разлом разветвляется на Безмеинский, Гяурский, Артыкский и Душакский.

В пределах дугообразно изогнутых систем хребтов-поднятий Северного, Центрального и Южного Памира также выделяются радиально расположенные зоны трансорогенных разломов. В качестве примера могут быть приведены следующие, отчетливо выделенные в рельефе и характеризующиеся рядом косвенных признаков (см. рис. 130, Б):

1) *Афгано-Файзабадский* разлом следует в основании складки горного сооружения через Кокчу и Файзабад в направлении на Туткаун в Таджикской депрессии. В рельефе выделяется резкое погружение горных сооружений Центрального Памира и кулисообразное со-

* На схеме А показаны только главные направления.

членение хребтов-поднятий Южного Памира и гряд Таджикской депрессии. Разлом маркируется малыми интрузиями только на участке с высоко поднятым фундаментом. Зона разлома высокосейсмична;

2) *Пяндж-Обихингоуский разлом* следует примерно по участкам субмеридионального простирания одноименных долин, он пересекает Афгано-Таджикскую межгорную впадину и затухает в пределах передовых хребтов-поднятий Гиссаро-Алая (район Новобада). К нему приурочены крупные приразломовые впадины. Разлом предопределяет резкое изменение высоты предороженной поверхности (0,5 км) на участке пересечения хребтов-поднятий Центрального Памира и Петрозаалая и маркируется малыми интрузиями преимущественно основного состава на участках пересечения с глубинными зональными разломами (Ванч-Акбайтальским и др.). Зона разлома высокосейсмична, но эпицентры расположены неравномерно. Их количество значительно увеличивается в межгорном прогибе, разделяющем Тянь-Шань и Памир. В Гиссаро-Алае на продолжении разлома (долина Сорбога) количество эпицентров уменьшается;

3) *Хаит-Обимазарский разлом* пересекает Северный Памир, межгорную впадину и Гиссаро-Алай; наблюдается его изменение простирания на участках пересечения с зонами Гиссарского и Зеравшанского краевых разломов. К разлому приурочены региональные секущие впадины — долины Оби-Мазара, Оби-Кабуда, Ходжа-Бакиргана и др. Он маркируется малыми интрузиями различного состава: на Памире — ультраосновными, на Тянь-Шане — щелочными. Разлом сейсмичен с неравномерным распределением эпицентров и с их максимальной концентрацией в пределах межгорного прогиба;

4) *Бохуд-Джиргатальский разлом* пересекает Северный Памир и Юго-Западный Тянь-Шань в районе одноименных рек. Разлом выражен в рельефе приразломовыми впадинами и вызывает значительное изменение высоты хребтов-поднятий. Он высокосейсмичен, распределение эпицентров то же, что и в пределах Хаит-Обимазарского разлома;

5) *Алтындара-Исфаринский разлом* пересекает Тянь-Шань и Северный Памир в районе одноименных рек, затухая в Бартагском послескладчатом прогибе. Возможно, он представляет грандиозный раздвиг (?) и внешне выражен приразломовыми впадинами меридионального простирания; в рельефе Памира они достигают ширины 10 км при глубине 3 км. К разлому приурочены большие тела позднегерцинских гранитов. Он слабосейсмичен;

6) *Баляндыкиик-Кокуйбельский разлом* пересекает Северный Памир в долине одноименных рек и сопредельные регионы Юго-Западного Тянь-Шаня (Ак-Бура). В рельефе он выражен приразломовыми долинами-впадинами; вызывает значительное дробление передовой Петрозаалайской системы поднятий в районе пика Ленина и в других участках. К нему приурочены основные интрузии в местах его пересечения с краевыми разломами Дарваз-Каракульским и Акбайтальским. Разлом высокосейсмичен;

7) *Каракульский разлом* пересекает Северный Памир на меридиане одноименного озера южнее Акбайтальского разлома, разветвляется на Яшилькульскую и Зоркульскую ветви в районе одноименных озер. Затухает в пределах Гиндукуша. Возможно, что (аналогично Алтындара-Исфаринскому разлому) он представляет обширнейший раздвиг (?). В рельефе выражен одноименными озерными впадинами и секущими долинами; вызывает искажение очертаний хребтов-поднятий, возможно усложнение строения в южных регионах. Он маркируется мел-палеогеновыми интрузиями гранитов на севере и основными позднегерцинскими (?) интрузиями на юге. Разлом сейсмичен с концентрацией эпицентров на участках пересечения с краевыми разломами Акбайтальским, Рушанским, Пшартским и др. На восточном склоне

Памира выделяются три крупные зоны радиально ориентированных разломов: а) Рангкульская пересекает северо-восточный регион Памира, впадину Маркансу, затухая в Юго-Восточном Тянь-Шане, в зоне Тарского разлома (1); б) Конгур-Музтагская пересекает северо-восточный склон и затухает в массиве Музтаг (2), и в) Яркендская — пересекает горное сооружение Восточного Памира на участке резкого изменения простирания Каракорумской и Куньлуньской систем хребтов-поднятий от субмеридионального до широтного (3). Все они обладают общими чертами — выражены приразломовыми впадинами, а на участках пересечения хребтов вызывают их значительное дробление с вертикальными смещениями отдельных глыб. Для этих разломов характерно неравномерное распределение эпицентров землетрясений, приуроченных главным образом к участкам пересечения с краевыми разломами. Там, где сейсмичность резко уменьшается (т. е. к востоку от 72 меридиана), приуроченность эпицентров к трансороженным разломам ярко выражена. В области сближения горных сооружений эта зависимость становится менее очевидной, вследствие региональной высокой сейсмичности всей пограничной зоны.

В Тянь-Шане также наблюдается большое количество трансороженных разломов. Так, например, в восточных регионах, т. е. в Северо-Восточном и Юго-Восточном Тянь-Шане выделяются несколько трансороженных разломов — Таласо-Ферганский и другие с простиранием, близким к Таласо-Ферганскому (например, Сонкульский, Барскаунский и т. д.). Среди них наиболее значительный Сонкульский. Подобно Таласо-Ферганскому он разделяет два различно поднятых региона Тянь-Шаня — западный, представленный крупными поднятиями и впадинами (типа Нарынской, Атбашинской и Аксайской) и восточный — высоко поднятый регион, значительно разросшихся систем поднятий и вырожденных приразломовых впадин. Участки пересечения секущих зон разломов с разломами тяньшаньского простирания (главным образом краевыми) в данных регионах часто характеризуются малыми интрузиями и повышенной сейсмичностью (например, Кебинское, Вернинское и другие землетрясения). В Юго-Западном Тянь-Шане близкими косвенными признаками характеризуются субмеридиональные разломы: 1) *Самаркандский*, пересекающий в север-северо-западном направлении одноименную впадину и все горное сооружение; 2) *Чимтаргинский*, секущий вкрест простирания основные хребты Гиссаро-Туркестанского горного сооружения в районе долин Шинга, Кштута и Фандарьи, 3) *Центрально-Гиссарский* (Варзобский), пересекающий Гиссаро-Туркестанское горное сооружение в районе одноименной долины и др. Среди этих разломов только Самаркандский маркируется малыми интрузиями (ультраосновными) на участке пересечения краевого разлома.

Трансороженные разломы еще слабо изучены и приведенный материал о поперечных структурах схематичен и преследует цель привлечь внимание исследователей к этим интереснейшим тектоническим деформациям, типичным для орогенных областей.

ОСОБЕННОСТИ АНАЛИЗА ИЗГИБОВ И РАЗРЫВОВ НА КАРТАХ НЕОТЕКТОНИКИ

Составление карт неотектоники представляет специальную тему, достаточно освещенную в литературе — в трудах Н. И. Николаева, Е. Е. Милановского и С. С. Шульца и других исследователей. Поэтому в данном разделе рассматриваются лишь некоторые особенности количественной характеристики новейших деформаций в различной структурной и геоморфологической обстановке.

Неотектоника, по определению С. С. Шульца, — это тектонические процессы, создавшие основные черты современного рельефа (1948).

Ближих представлений придерживался В. А. Обручев, Н. А. Флоренсов и многие другие. Н. И. Николаев в своем определении новейшей тектоники подчеркивает значение структурных форм, возникших вследствие различных тектонических процессов (1962, 1970). Из приведенных определений следует, что основным содержанием карт неотектоники должно быть изображение в изобазях неотектонических структурных форм, выраженных в первичных или последующих деформациях горных пород. Несмотря на ясность определения, некоторые положения о том, что и как изображать на картах неотектоники, еще недостаточно разработаны. В значительной степени это объясняется своеобразием развития неотектонических структурных форм и, в частности, их соотношением с рельефом земной поверхности.

Новейшие деформации отличаются друг от друга по глубине заложения, масштабу, генезису, морфологии, выражению в рельефе земной поверхности, возрасту и другим признакам. Например, глубина заложения новейших структурных форм, по-видимому, может варьировать от верхних частей мантии до поверхностных толщ чехла.

При всем разнообразии структурные формы представляют собой сочетания разрывов (с различными векторами перемещения масс) и изгибов (с большими и малыми радиусами кривизны). В их развитии эсобую роль играет вертикальная (радиальная) составляющая тектонических движений. Поэтому многие из них в процессе развития могут создавать неровности земной поверхности — поднятия и впадины. Однако вертикальная составляющая тектонических движений не все время является основной и на протяжении формирования деформации изгиба ее роль изменяется. Поэтому из большой и самостоятельной проблемы неотектоники здесь избирательно рассматриваются вопросы, непосредственно связанные с темой монографии — особенности развития структурных форм в рельефе, которые следует учитывать при составлении карт суммарных тектонических движений за этап горообразования или его отдельные стадии.

Возраст новейших структурных и орографических форм

Большие трудности представляет определение возраста структурных и орографических форм. Вследствие того, что развивающаяся структурная форма в течение некоторого времени может быть не выражена в рельефе, соответствующая орографическая форма всегда представляет более молодое образование по сравнению с «жизнью» новейшей тектонической деформации. Это различие особенно ярко выражено для структурных форм с длительной конседиментационной или конденсационной стадией развития. Так, например, в предгорных и межгорных впадинах морфологическое становление многих антиклиналей началось лишь в четвертичном периоде, преимущественно в среднем плейстоцене. Из-за недостаточной изученности эти длительно и направленно развивавшиеся структурные формы часто ошибочно относились к инверсионным, т. е. изменившим свой знак движения в процессе развития. Только увеличение скорости воздымания частных поднятий в течение четвертичного периода при одновременном отмирании впадин, как областей аккумуляции, привело к возникновению возвышенностей в рельефе подгорных равнин.

При сравнительном анализе структурных и орографических форм необходимо различать время возникновения новейшей деформации и время ее становления в рельефе. Соответственно могут быть выделены структурные формы раннего и позднего морфологического становления. Структурные формы раннего морфологического становления, как правило, представляют большие устойчивые поднятия или прогибы коры, возникшие или возродившиеся с начала неотектонического этапа. Они

характеризуются быстрым нарастанием скорости вертикальных тектонических движений и значительным воздыманием. Такие структурные формы обычно имеют прямое отражение в рельефе. Структурные формы позднего морфологического становления развиваются длительно и направленно — конседиментационно или конденудационно, в условиях малых скоростей. Быстрое увеличение воздымания в позднем плиоцене и плейстоцене привело к становлению позднеорогенных деформаций.

Возраст структурных форм часто прямо пропорционален их масштабу, поэтому мегаформам свойствен более длительный период «жизни» и унаследованный характер развития. Большинство мегаформ представляют не вновь возникшие, а возрожденные деформации, в различной степени наследующие древнее тектоническое строение. Обычно возрождаются только общие простираения и направление вертикальных движений. Внутреннее строение претерпевает различные изменения: сводово-складчатые деформации часто переходят в сводовые структурные формы с блоковым внутренним строением. Этот закономерный переход объясняется последовательной утратой пластических и упругих свойств земной коры. Для возрожденных структурных форм (с различной степенью унаследованности) возраст определяется началом возрождения. С некоторым запозданием в стадию морфологического становления процесс возрождения переживают и соответствующие орографические формы.

В масштабе геологической истории выравнивание «мертвых» — неразвивающихся структурных форм протекает достаточно быстро. На основании этого можно предполагать, что даже на платформах многие мегаформы (поднятия и впадины) являются возрожденными и время их нового, последнего, появления в рельефе, по-видимому, произошло в течение неотектонического этапа, т. е. позднее, чем это принято считать. При благоприятных условиях на поверхности обширных возрожденных поднятий могут сохраняться элементы более древнего рельефа — фрагменты кор выветривания — древние долинообразные ложбины, небольшие возвышенности и т. п. Так, в возрожденных горных странах на поверхности эпиплатформенных сводово-глыбовых поднятий часто сохраняются фрагменты разновозрастных «откопанных» пенепленов с корами выветривания, а также поверхности выравнивания (абразионные и денудационные — в Средней Азии преимущественно палеозойские и раннемезозойские) и останцы древних (предорогенных) возвышенностей. Все эти реликтовые элементы не определяют возраст новейших унаследованно развивающихся мегаформ; он более молодой по сравнению с возрастом доорогенного рельефа. Причиной становления орогенного рельефа являются новейшие тектонические движения структурных форм при скоростях, превышающих критические значения.

В современной литературе многократно отмечалось сходство орографических и структурных форм. На основании этого делаются не всегда достаточно обоснованные выводы о тектоническом развитии. Мегаформы с ранним морфологическим развитием имеют ряд общих черт, однако при их детальном исследовании вскрываются и различия, которые необходимо учитывать для правильного использования орографических данных. Сравнение орографических и структурных форм, а также рисунка изобаз суммарных вертикальных движений позволяет предполагать сложные соотношения между внутренним и внешним выражением тектонических деформаций.

Положительные структурные формы

При определении суммарного эффекта неотектонического развития, большое значение приобретает исследование гипсометрического положения и структурной приуроченности фрагментов кайнозойских отло-

жений, которые сохранились во впадинах горного сооружения. Не менее важным является изучение деформаций предорогенной и более древних поверхностей денудации. Хорошо сохранившиеся пенеплены с фрагментами коры выветривания встречаются редко. Поэтому далеко не всегда удается сопоставить их гипсометрическое положение с более молодыми денудационными поверхностями — предорогенными и орогенными. По-видимому, метод составления взаимно увязанных комплексных геолого-геоморфологических профилей может быть одним из рациональных способов изучения новейших деформаций предорогенных поверхностей.

Установление последовательности эрозионного расчленения позволяет косвенно определить относительный возраст орогенных денудационных поверхностей и разновозрастных форм — цикловых и мегацикловых врезов. Их корреляция с аккумулятивными толщами в сопредельных горных, межгорных и предгорных впадинах часто помогает определить геологический возраст денудационного и эрозионно-денудационного рельефа. Это дает возможность выделить разновозрастные комплексы форм для количественной характеристики новейших движений в течение нескольких или одного мегацикла регионального расчленения горной страны.

В качестве возрастных рубежей для определения суммарных вертикальных движений за этап горообразования и для отдельных отрезков времени могут быть использованы:

1) пенеплены и доорогенные поверхности выравнивания, разновозрастные. Их деформация отражает суммарное воздействие тектонических движений за все время с начала существования, в том числе и за этап горообразования;

2) предорогенная денудационная поверхность, образовавшаяся в конце конденудационного развития общего поднятия, т. е. к началу становления в рельефе горного сооружения. Ее деформация соответствует конэрозионному развитию общего поднятия за весь этап горообразования;

3) орогенные денудационные поверхности, главным образом ступени предгорий, формирующиеся по периферии горного сооружения в условиях «динамического равновесия». Деформация этих поверхностей образовалась за определенные части этапа горообразования;

4) орогенные региональные эрозионно-денудационные врезы — мегацикловые и цикловые, образующиеся в условиях неравномерного роста поднятий горной страны. Их деформация отвечает отрезкам времени конэрозионного становления структурных форм различных порядков.

Начало формирования орогенного рельефа Памира и Тянь-Шаня ознаменовалось широким распространением моласс. Положение осадков морского палеогена позволяет считать, что после максимальной эоценовой трансгрессии и в течение олигоцена в пределах горных сооружений уже происходило формирование первых элементов равнинного рельефа кайнозойской суши. Наличие сравнительно мощных (до 200 м), преимущественно красноцветных отложений обломочного характера, строго приуроченных к орографическим горным впадинам, дает основание полагать, что к этому времени рельеф центральных районов области сноса уже был слабо расчлененным. Поэтому геоморфологический метод можно применять для изучения денудационного рельефа с начала этапа горообразования.

Сравнение карт расчленения и комплексных профилей позволило установить, что в Тянь-Шане с конца олигоцена и к началу миоцена на месте современных центральных горных районов возник низкогорный рельеф с превышением ~500—200 м. К окраинам горного сооружения хребты постепенно снижались, а долины-впадины расширялись,

сливаясь с предмиоценовой обширной аллювиально-пролювиальной низкой равниной, местами осложненной озерными котловинами. Анализ мощностей и фаций отложений в сопредельных межгорных впадинах свидетельствует о их компенсированном прогибании. Поэтому можно считать, в первом приближении, поверхность этих низменных равнин за близкую к уровню моря — нулевую.

Труднее поддается определению более древний и сложный рельеф Памира. Изучение распространения морского палеогена, сохранившегося лишь по окраинам (фрагментарно), и гипсометрического положения красноцветных континентальных отложений ранних моласс, позволяет различать в пределах этого горного сооружения несколько зон с разновозрастным рельефом.

На севере Памира зона передовых хребтов характеризуется повсеместным распространением морских отложений палеогена, эоцена и преимущественно континентальных осадков олигоцена. Неогеновые красноцветные породы залегают на очень больших высотах от 3,5 до 5,5 км, в верхней части склонов хребтов. Эти обстоятельства свидетельствуют о том, что в конце олигоцена хр. Петра Первого и Заалайский еще не были выражены в рельефе в виде возвышенности. Но, возможно, здесь уже существовали небольшие изолированные центры поднятий. В Северном Памире, в пределах склонов Каракульской впадины, на значительных высотах (4500—5000 м) были установлены слабодислоцированные кайнозойские красноцветные песчано-глинистые конгломераты (Романько, 1958). Они сохранились фрагментарно в присклоновых частях очень широких долинообразных понижений, в дно которых врезаны крутосклонные долины современных потоков. Некоторые из континентальных третичных отложений оказались приуроченными к водораздельным участкам рек современной гидрографической сети. Но и в этом случае они располагались в пределах древних тектонических долинообразных впадин.

По-видимому, многочисленные фрагменты третичных осадков горных долин-впадин Памира не разновозрастны и относятся как к олигоцену, так и к неогену. Более древние занимают, преимущественно, более высокое положение на склонах хребтов-поднятий. Поэтому для района Каракульской котловины относительное превышение подошвы наиболее древних моласс и коррелятивных врезов над дном современных долин колеблется от 200 до 800 м, что соответствует абсолютной отметке 4100—4900 м.

В пределах Центрального Памира значительное распространение миоценовых отложений устанавливается в верхнем течении Мургаба и Западного Пшарта на высоте от 3500—4000 до 5000 м. В верховье бассейна р. Гунт отложения неогена также представлены слабодислоцированными красноцветными песчано-глинистыми конгломератами, которые залегают на высоте 3500—4000 м. Эти породы во всех упомянутых случаях приурочены к днищу и склонам широких плоскодонных долинообразных впадин, расположенных на высоте от 200 до 500 м над дном современных речных долин и озерных котловин. Исключение представляют зоны разломов, где осадки залегают на различных высотах (например, в Пшартском грабене плиоцен располагается над современной долиной до 1500 м). В Южном Памире наблюдается не менее отчетливая связь между древними долинами и фрагментами красноцветных пород. По В. П. Булину, третичные отложения залегают на правобережье приустьевой части р. Баджан-Дара. В них найдена пыльца ореховых, ольхи и таксодиевых, которая свидетельствует о верхнеолигоценном — нижнемиоценовом возрасте пород*.

В отличие от Центрального и Северного Памира высота залега-

* По заключению И. М. Покровской, Е. П. Бойцовой и Н. К. Стельмак (1964 г.).

ния красноцветных осадков неогена в древних долинах Южного Памира (относительно дна современных) снижается. В среднем их превышение определяется в 250—200 м. Для этого региона характерен сравнительно тонкий состав красноцветных неогеновых отложений, представленных, преимущественно, песчано-глинистыми разностями. Сопоставление абсолютной высоты предороженной поверхности с глубиной олигоценового вреза позволяет считать предмиоценовый рельеф на юге Памира, преимущественно, низкогорным. Лишь на границе с Гиндукушем и в сопредельных областях, возможно, располагался среднегорный ландшафт (хр. Ваханский и Снежная Глыба).

Помимо сопоставления литологического состава и геоморфологического положения красноцветных толщ олигоцен-неогена для определения возраста рельефа и изучения примерных масштабов денудации (линейной и плоскостной) древнего рельефа Тянь-Шаня и Памира, т. е. первичных неровностей, были взаимоувязаны комплексные геолого-геоморфологические профили, составленные по простиранию и вквост простирания всех основных хребтов-поднятий. Используя эти данные в сочетании с данными о распространении древнейших кайнозойских моласс, можно сделать вывод о разновозрастности горного сооружения Памира. Так, молодой плиоценовый рельеф соответствует зоне передового Памира (хр. Петра Первого и Заалайский). Исключение, возможно, представляют лишь отдельные более древние (восточные) участки, для которых начало воздымания и морфологическое оформление в виде изолированных возвышенностей, по-видимому, уже имело место в конце олигоцена. К этому же времени относится возникновение первых поднятий Западного Памира, отдельных участков Ванч-Язгулемского горного массива. Древний возраст (по-видимому, раннеолигоценовый — эоценовый) имеет рельеф северо-восточных районов Центрального и Северного Памира. Геоморфологическое положение флористически датированных красноцветных пород олигоцен-миоцена Южного Памира позволяет считать этот рельеф древним и относить к эоцену формирования долин-впадин Шахдары, Аличура и Памира.

Сопоставление гипсометрического положения днищ раннеорогенных долин разновозрастных зон Тянь-Шаня и Памира дает возможность принять следующие минимальные поправки на первичные неровности рельефа, имевшие место к началу горообразования (табл. 16):

Таблица 16

Минимальные поправки на предмиоценовый рельеф горных сооружений
Гиссаро-Алай
(Юго-Западный Тянь-Шань)

Формы рельефа	Превышение над поверхностью Таджикской депрессии (принятой за 0) предмиоценовых неровностей рельефа горного сооружения (в м)		
	предгорья	окраинные районы	центральные районы
Водоразделы	0	200	500
Днища горных впадин	0	0	200
Памир			
Формы рельефа	Превышение над поверхностью Таджикской депрессии (принятой за 0) предорогенных неровностей рельефа горного сооружения (в м)		
	склоны горного сооружения северные и западные	южные и центральные районы горного сооружения	восточные районы
Водоразделы	От 0 до 200	От 200 до 500	От 200 до 300
Днища долин	0	—	От 100 до 200

В формировании крупных горных впадин-долин и озерных котловин ведущую роль играл процесс становления в рельефе кайнозойских отрицательных структур. Живые тектонические впадины искажались экзогенными процессами, в частности линейной эрозией, которая моделировала склоны, разрабатывая продольные долины.

В образовании сквозных долин существенное значение имел процесс развития зон разрывов, трещин растяжения, раздвигов, сбросов, крутопадающих надвигов и взбросов, избирательно разработанных эрозией.

Одной из важных поправок при реконструкции древнего рельефа является подсчет толщ, снесенных в течение кондендационного развития в начальную или вступительную стадию горообразования. В значительной степени этой стадии соответствует накопление красноцветных толщ тонких моласс, хотя и в то время уже зарождались пологосклонные низкие возвышенности, значительно уступающие по площади современным хребтам-поднятиям. Если учесть, что мощности тонких моласс в крупных горных впадинах Тянь-Шаня определяются в среднем порядком сотен метров, то эта цифра может быть использована как максимальная для подсчета мощности пород, удаленных при денудации (если пренебречь различной устойчивостью пород фундамента и чехла, а также допустить одинаковую плоскостную денудацию в пределах всей области общего воздымания).

Более сложный рельеф сформировался в течение главной стадии горообразования, т. е. во время отложения пестроцветных преимущественно буровато-красных и бурых грубых моласс. Это время соответствует конэрозионному развитию подавляющего большинства поднятий горного сооружения. Кондендационные процессы преобладают только в основании склонов и на погружении расширяющихся возвышенностей. Поэтому особенно большое значение начинает приобретать комплексная денудация горных склонов, их эрозия многочисленными притоками главных долин и плоскостная склоновая денудация. Скорость снижения водоразделов в течение этапа конэрозионного развития не возрастает, а местами, по-видимому, значительно уменьшается в связи с явлением отставания нивелирующих процессов от роста хребтов и изоляции плоскостного сноса от удаленных базисов денудации горного сооружения.

Сложность процессов развития поднятий в области горообразования (конседиментационного, кондендационного и конэрозионного) заставляет с большой осторожностью относиться к определению высоты поднятий только по данным мощностей снесенных пород. Конседиментационный рост положительных структурных форм с поздним становлением в рельефе заставляет считать, что механическое прибавление к высоте хребтов-поднятий величины, равной мощности накопившихся отложений в сопредельных впадинах, приводит к значительному преувеличению суммарного воздымания, а при длительном конседиментационном развитии — к грубым ошибкам. Так, например, еще Н. П. Херасковым (1937) установлено длительное (начиная с поздней юры до эоцена включительно) конседиментационное развитие Гиссаро-Алая. Поэтому мощности толщ на поднятиях, развивавшихся конседиментационно, были значительно меньше по сравнению с мощностями толщ, накапливавшихся в это же время в сопряженных впадинах — горных и предгорных.

Представление о величине суммарной эрозии (или линейной денудации) за конэрозионную фазу развития дает глубина врезов главнейших транзитных рек горного сооружения.

О масштабах плоскостного сноса в течение стадии морфологического становления только отчасти можно судить по величине зоны плоскостной денудации в пределах вершинной поверхности хребтов-подня-

тий. При изучении продольных профилей (проведенных по современной вершинной поверхности всех крупных хребтов-поднятий Памира и Тянь-Шаня) были получены данные, подтверждающие огромное отставание процессов плоскостной денудации от тектонических движений, создающих основные неровности горной страны. Интенсивность плоскостной денудации возрастает в пограничных — окраинных зонах Памира: северной, западной и южной (на границе с системой Гиндукуша) и последовательно уменьшается в восточном направлении — к Сарыкольскому хребту. Это явление зависит не только от интенсивности общего воздымания; оно в значительной степени определяется следующими условиями: 1) удаленностью центральных районов горного сооружения от сопряженных межгорных и предгорных впадин (Таджикской депрессии), 2) значительной приподнятостью межгорных крупных впадин (Таримской) и 3) уменьшением контрастности радиальных движений между отрицательными и положительными структурными формами.

На образование ряда мелких понижений и повышений водораздельных поверхностей хребтов большое влияние оказывали литолого-структурные факторы в сочетании с селективной денудацией. Поэтому при исследовании денудации по возможности учитывались локальные условия (зоны дробления и т. д.) и минимальный размер плоскостной денудации определялся за весь конэрозийный этап развития для каждого крупного тектонического элемента, выделенного на продольных профилях (табл. 17):

Таблица 17

Минимальная поправка на плоскостную денудацию для водораздельных поверхностей хребтов Тянь-Шаня и Памира (в м)

Гиссаро-Алай		Памир		
центральные районы	окраинные районы	склоны горного сооружения северные и западные	центральные районы	восточные районы
От 400 до 250	От 0 до 150	От 800 до 500	500—300	250—100

Эти данные были использованы автором при составлении карт неотектоники Памира и Тянь-Шаня.

Первые варианты карт неотектоники (1957—1967 гг.), несмотря на их схематичность, дали возможность установить: 1) главные новейшие структурные формы — складки основания и их фрагменты, 2) сложное сводово-глыбовое внутреннее строение мегаскладок, а также 3) брахиморфный характер структур Памира и общие значительные ундуляции — воздымания и погружения шарниров мегаскладок. Эти явления (генетически связанные с развитием трансорогенных и региональных секущих разломов) нашли свое отражение на карте неотектоники в виде нескольких зон интенсивных поперечных поднятий. На Тянь-Шане положительные ундуляции в пределах субмеридиональных и диагональных зон достигают 6—5,5 км, а на Памире более 7,5 км.

Горные сооружения Тянь-Шаня и Памира отличаются размахом и интенсивностью движений. Общим для них является: 1) морфология новейших структурных форм, 2) дугообразное расположение систем поднятий и 3) направленность тектонического развития.

Отрицательные структурные формы

При изучении отрицательных геологических структур нижняя временная граница должна соответствовать началу становления горной страны, развитию сопряженных систем впадин и поднятий. На юге

Средней Азии начало горообразования наступило одновременно на всей территории и ознаменовалось регрессией палеогеновых морей, широким распространением областей накопления континентальных тонких красноцветных моласс, в связи с возникновением коррелятивных областей сноса, развивавшихся конденсационно.

Области компенсированной аккумуляции кайнозойских моласс определили первоначальные очертания межгорных и предгорных впадин, значительно более обширных по сравнению с современными. В рельефе они представляли низменные, аллювиально-озерные равнины, практически нерасчлененные. В этих условиях при определении мощности континентальных отложений возникла необходимость учитывать следующие особенности осадконакопления.

В пределах современного предгорья отлагались осадки преимущественно дельтового характера. Следовательно, при построении изопакит необходимо учитывать возможное завышение мощностей для пачек с характерной косой слоистостью, не соответствующей слоистости при накоплении осадков на горизонтальной поверхности. В качестве примера подобных условий можно привести очень интересное строение гигантской сухой дельты одной из палеорек южного склона Иссыккульской впадины, описанной С. С. Шульцем. Сложные системы линзовидных толщ, кулисообразно (?) замещающих друг друга со сложными (конседиментационными) поверхностями размыва, значительно затрудняют определение истинной мощности этих отложений. Аналогичные явления — сочетания косослоистых серий — устанавливаются и вдоль западного склона Памира, а также на южных склонах Гиссаро-Алая.

Благодаря конседиментационному характеру развития поднятий уже в раннем неогене наблюдалось сокращение мощностей моласс на участках частных поднятий — на сводах растущих антиклинальных складок в пределах Ферганской, Таджикской и Предкопетдагской впадин. Если в раннем миоцене рост положительных структурных форм вызвал небольшие изменения мощностей и фаций, то для позднего миоцена и особенно плиоцена сокращение мощностей имеет большое значение при определении величины суммарных вертикальных движений.

В замкнутых седиментационных депрессиях и в горных впадинах с затрудненным стоком возникло временное несоответствие между литофациями и рельефом. Так, например, в позднем миоцене и раннем плиоцене на Тянь-Шане были широко распространены тонкие гипсоносные озерные отложения, сменившие более грубые красноцветные молассы олигоцена — раннего миоцена. Однако эта смена литофаций в условиях областей горообразования не указывала на ослабление тектонических движений земной коры и выравнивание. Наоборот, эпоха Великих Озер Тянь-Шаня свидетельствует о быстром морфологическом оформлении поднятий и временном превращении долин-впадин с транзитными горными реками в изолированные или слабопроточные озеровидные котловины, обрамленные молодыми хребтами и грядами. Последние позднее (часто уже в других местах) были вновь пропилены транзитными реками, осадки которых заполнили горные впадины грубой молассой.

Рисунок изобаз новейших структурных форм и рельеф

Весьма существенной особенностью карт неотектоники является некоторое несоответствие морфологического выражения новейших деформаций, рельефа и рисунка изобаз. Пространственное положение суммарных тектонических движений дает представление только о конечном результате для всего этапа горообразования или отдельных (исследуемых) отрезков времени. В зависимости от сочетания длительности и скорости общего прогибания и роста локальных поднятий возникают

разнообразно морфологически выраженные положительные структурные формы. Существует принципиальное различие в факторах, определяющих отражение частных поднятий в рисунке изобаз суммарных новейших движений и в рельефе в виде неровностей дневной поверхности. Для карт неотектоники определяющее значение имеет не только скорость новейших вертикальных движений, но время возникновения и длительность развития поднятия, т. е. факторы, определяющие суммарный эффект тектонических движений.

При сравнении характера кайнозойского осадконакопления в межгорных и предгорных впадинах устанавливаются значительные мощности молассовых отложений. Так, например, для Кавказа огромные мощности в пределах межгорных впадин падают на осадки второй половины палеогена и миоцена; для Юго-Западного Копетдага наибольшие мощности приурочены к неогену, отчасти к плейстоцену; для Восточного Копетдага, Таджикской и Ферганской депрессий огромные мощности приурочены к миоцену, особенно к позднему, и плиоцену, а в отдельных участках к раннему и среднему плейстоцену. В среднем для кайнозойских моласс мощности в межгорных и предгорных прогибах колеблются от 2—3 до 5—6 км. Такие большие значения общих прогибаний впадин привели к полному «поглощению» некоторых частных поднятий на картах изобаз, особенно мелкомасштабных. Именно медленно и длительно растущие поднятия, не выраженные в рельефе, но влияющие на характер аккумуляции (в частности, на мощность осадков), могут получить отчетливое выражение в очертаниях изобаз. Наоборот, положительные структурные формы, возникшие (или возобновившие свой «рост») только в плиоцене и плейстоцене, часто остаются не отраженными на картах изобаз, но создают поднятия в рельефе, иногда значительные. Ошибки возникают и в связи с тем, что стратификация немых континентальных третичных моласс часто вызывает большие затруднения; мощности толщ принимаются без подробного расчленения отложений. Это приводит к тому, что на картах отсутствуют области с молодыми локальными поднятиями, развитие которых началось (или возобновилось) только с конца плиоцена. Можно указать на следующие наиболее характерные соотношения между рельефом, геологическим строением и рисунком изобаз суммарных поднятий на участках локальных положительных структурных форм (рис. 131, I—VI).

1. *Обратные соотношения.* Молодые поднятия могут представлять в рельефе возвышенности, если их возникновение (или возобновление «роста») началось в конце плиоцена — начале антропогена (I, a). На геологическом разрезе эти поднятия будут выражены в виде более древних денудационных срезов (I, в), но при составлении карты суммарных вертикальных движений за весь этап горообразования участок с развивающимся молодым локальным поднятием может оказаться приуроченным к области крупных суммарных неогеновых прогибаний (I, б). Так, например, такой характер носит зона куполовидных поднятий на западном склоне Каспийской межгорной впадины в области погружения Юго-Западного Копетдага. Обратные соотношения между горизонталями рельефа и изобазами устанавливаются и на юге Таджикской депрессии для некоторых брахантиклиналей, слабо выраженных в рельефе.

2. *Нейтральные соотношения.* При более раннем возникновении и «росте» поднятия в плиоцене, а также его интенсивном развитии в течение антропогена, данная структурная форма может быть отчетливо выражена в рельефе и оконтурена на геологической карте (профиле) более древним денудационным срезом — выходом миоценовых, палеогеновых или даже мезозойских пород среди области развития четвертичных отложений. Если возникновение поднятия не вызвало существ-

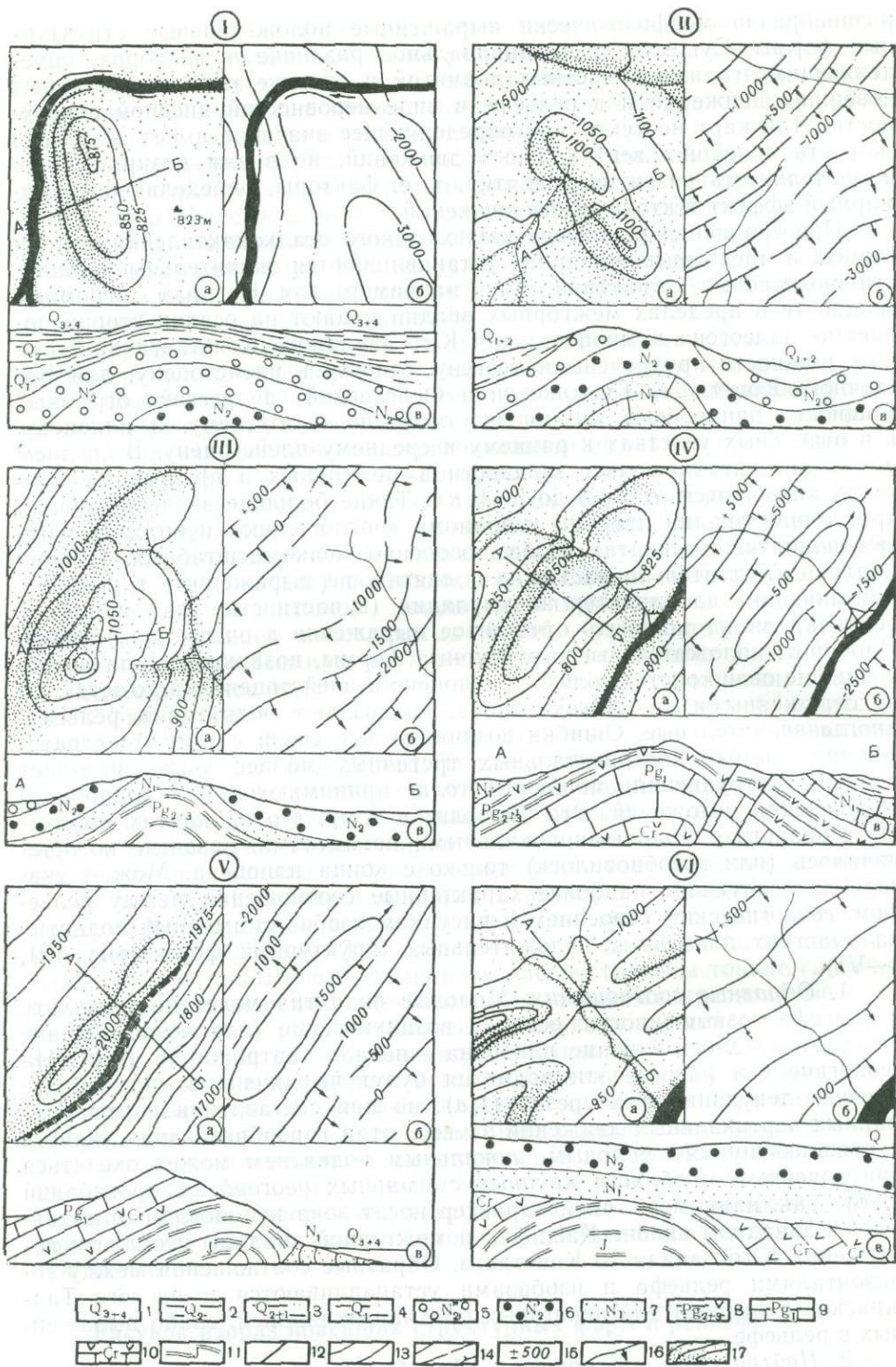


Рис. 131. Характерные типы (I—VI) положительных структурных форм (а — в рельефе, б — денудационном срезе и в — в изобазах суммарных поднятий за кайнозой). Разновозрастные комплексы отложений: отложения коррелятивные этапу горообразования — 1—4 — четвертичные; 5—7 — неогеновые, соответствующие наибольшей интенсивности осадконакопления; 8—11 — отложения коррелятивные платформенному этапу развития (8—9 — палеогеновые, 10—11 — мезозойские), 12 — разрывы; 13 — горизонталы; 14 — изобазы; 15 — значения суммарных вертикальных движений (в м); 16 — направление общего погружения; 17 — локальные возвышенности рельефа

венного уменьшения суммарных мощностей кайнозойских моласс, то карта изобаз может не отражать незначительные сокращения мощностей, и направления линий равных суммарных прогибаний не будут испытывать местных изменений в районе данной структурной формы (II, а, б, в). Это явление особенно ярко выражено в районах, для которых наибольшие прогибания предшествовали началу новейшего воздымания.

3. *Прямые соотношения.* Если данная структурная форма возникла в неогене, то ее развитие может вызывать существенное сокращение суммарных мощностей моласс. При небольшом изменении характера осадконакопления молодое поднятие фиксируется в рисунке изобаз на карте суммарных вертикальных движений в виде соответствующих искажений их очертаний (III, б). Эти поднятия, как правило, бывают выражены и на геологической карте в виде выхода миоценовых и более древних осадков (III, в). В рельефе местности они очень часто получают прямое отражение, представляя возвышенности и холмы отчетливых очертаний (III, а). Только при значительных сокращениях мощностей на протяжении всего неогена на участках растущего поднятия эта структурная форма может получить отчетливое выражение не только в рельефе и денудационном срезе, но и в изобазах суммарных поднятий.

Если данная положительная структурная форма характеризуется поздним заложением, т. е. развивалась в плиоцене и на фоне общих крупных погружений, то, несмотря на ее активное воздымание, она отражается на карте суммарных новейших движений лишь в виде относительного поднятия, и ее очертания будут определяться замкнутыми изобазами с отрицательными значениями (IV, б). В большинстве случаев такой тип локальных поднятий в рельефе межгорных и предгорных впадин представлен холмами или низкими грядами.

Наиболее отчетливо выраженные поднятия на карте изобаз и геологическом разрезе характерны для положительных структурных форм раннего заложения, т. е. таких, развитие которых началось (или возобновилось) в начале этапа горообразования — в конце олигоцена — в первой половине миоцена. При прочих благоприятных условиях (высокой интенсивности вертикальных движений и наличии бронирующих поверхностей) такие структурные формы могут представлять в рельефе низкие и даже средневысотные хребты значительной протяженности (V, а). Эти, сравнительно древние поднятия выделяются и по глубокому денудационному срезу, где на поверхности оказываются выведены мезозойские породы (V, б, в). На карте изобаз в соответствии с особенностями строения данного поднятия, оно оконтуривается замкнутыми линиями с положительными значениями суммарных вертикальных движений.

Все рассмотренные случаи относятся к развивающимся структурным формам, возникшим (либо возобновившим свое развитие) в течение кайнозоя. Локальные поднятия, возникшие до кайнозоя и не развивающиеся на протяжении всего этапа горообразования, представляют погребенные структурные формы; они не находят отражения в рельефе, денудационном срезе и на карте суммарных вертикальных движений за неоген — антропоген (VI, а, б, в).

Сопоставляя поднятия с различной скоростью вертикальных движений и длительностью развития, можно видеть, что там, где общие прогибания достигали больших значений, индивидуальные движения положительных структурных форм часто как «поглощаются» общим прогибанием. Это особенно относится к отражению локальных поднятий на обобщенных картах суммарных вертикальных движений, т. е. за весь этап горообразования. «Поглощение» локальных поднятий характерно для структурных форм позднего заложения; аналогичное яв-

ление имеет место при длительных, но незначительных положительных движениях, которые в сумме дают величину, не влияющую на положение изобаз (при избранном интервале).

Следовательно, на картах неотектоники локальные поднятия не всегда бывают выражены в очертаниях изобаз. То же в значительной мере относится и к картам стратонизогипс и изобахит, если они составлены для определенных отрезков времени, не совпадающих с этапом максимального воздымания данной структурной формы, либо в тех случаях, когда локальные изменения мощностей не улавливаются вследствие незначительных местных отклонений. Эти замечания полностью относятся и к погребенным структурным формам нижнего этажа, не развивавшимся на протяжении этапа горообразования.

Поскольку наибольшую сложность представляет установление поднятий, не создающих неровностей рельефа, существенное значение приобретают так называемые «косвенные» геоморфологические признаки, позволяющие наметить участки зарождающихся в рельефе складок и разрывов.

Несмотря на все сложности, возникающие при количественной оценке тектонических движений, наиболее эффективным методом изучения новейших деформаций является составление карт суммарных тектонических движений для основных стадий горообразования и более дробных подразделений. Так, например, для основных стадий горообразования Тянь-Шаня и Памира скорости отрицательных и положительных движений изменялись с течением времени. Так, в течение начальной стадии скорость вертикальных движений (в мм в год) в области прогибания определяется от 0,2 до 0,25, а в области воздымания — от 0,05 до 0,07. Для главной стадии эти значения изменяются, уменьшаясь для областей прогибания до 0,2 мм и возрастая для областей воздымания до 0,18 мм. Наибольшими значениями характеризуются средние скорости поздней фазы главной стадии; в областях прогибания они достигают 0,66 мм и в областях воздымания 0,5 мм. Резко отличаются скорости в течение завершающей стадии. Для областей прогибания они достигают значений от 1 до 2 мм и для областей воздымания — до 5 мм.

Некоторые авторы, определявшие скорости новейших вертикальных движений для четвертичного периода (Д. П. Резвой, О. К. Чедия, С. А. Несмеянов и др.), объясняют большие величины средних скоростей резким возрастанием общей интенсивности движений. По-видимому, при всей принципиальной справедливости этого вывода значения средних скоростей тектонических движений в начальную и главную стадии не могут быть сопоставлены со средними скоростями в плейстоцене и голоцене. Ошибка заключается в огромной разнице длительности рассматриваемых отрезков времени, соответственно определяемых первыми десятками миллионов и миллионом лет (для четвертичного периода). Следует учитывать, что начало завершающей стадии может характеризоваться значительным, но кратковременным повышением скорости тектонических движений, но эта скорость еще не определяет среднего значения для всей завершающей стадии развития горных стран. Поэтому при сравнительном анализе неогеновых и плейстоценовых скоростей развития тектонических деформаций должны рассматриваться величины, определяемые для примерно равных отрезков времени.

Заключение

Изучение обширных регионов областей горообразования Средней Азии позволяет сделать выводы, в значительной степени применимые и к другим горным странам.

1. Стадийность представляет одну из главных закономерностей развития структурных форм орогенных областей. Она определяет возраст, расположение и соотношение основных хребтов и горных долин с новейшими деформациями. Во вступительную стадию формируется древний тектонический рельеф систем хребтов-поднятий и долин-впадин, т. е. структур II и III порядка — с преобладанием отрицательных форм. Во время главной стадии (почти повсеместно соответствующей неогену) активизируется воздымание и расширение общего и частных поднятий. К концу главной стадии общее поднятие достигает облика горного сооружения в очертаниях, близких к современным, а сопряженные прогибы — межгорные и предгорные впадины — заполняются многокилометровой толщей моласс. Эти процессы сопровождаются массовым избирательным омоложением древних и возникновением новых разломов: краевых — конседиментационных, а также секущих — постседиментационных. Последние существенно искажают простирание и очертания структурных форм. С начала завершающей стадии (т. е. с конца плиоцена до современной эпохи) резко повышается скорость воздымания и расширения всех положительных структурных форм. Это приводит к прекращению образования орогенных поверхностей выравнивания на склонах хребтов, к глубокому (до 1—2 км) расчленению горного сооружения преимущественно сквозными ущельями, а также к сокращению и членению межгорных и предгорных впадин внутридепресссионными поднятиями. В связи с этими процессами утрачиваются или значительно усложняются первоначальные соотношения орографических и структурных форм.

2. Основные типы орогенных тектонических деформаций в горных странах являются сопряженными в своем развитии. Это преимущественно пологие изгибы земной коры, выраженные в рельефе и тяготеющие к брахимегантиклиналям и брахимегасинклиналям различных порядков. Они обладают длительным устойчивым направленным развитием на протяжении этапа горообразования. В процессе горообразования мегаскладки были осложнены многочисленными разрывами и разбиты на блоки, испытавшие дифференцированные движения. Последние более ярко выражены по сравнению с деформациями пологих изгибов.

В центре общего поднятия — мегаскладки I порядка — горного сооружения преобладают мегаскладки II порядка и среди них распространены гигантские сложные положительные мегаскладки в рельефе — системы хребтов. На склонах общего поднятия и в пределах межгорных (предгорных) впадин преобладают складки, а также встречаются мегаскладки III порядка. Последние представляют промежуточный тип между изгибами с большим и малым радиусом кривизны. В мощных толщах пород орогенного комплекса новейшие структурные

формы развиваются конседиментационно, но их унаследованность от деформаций фундамента далеко не всегда удается выяснить. В некоторых случаях она является доказанной, в других — более или менее вероятной, установленной по косвенным данным. Для многих глубоких седиментационных депрессий предположительно устанавливается складчато-блоковое строение и наличие сосуществующих и взаимно пересекающихся структур различного простирания, возникших, а также омоложенных в процессе горообразования (например, в Ферганской и Афгано-Таджикской впадинах). Применение предложенного метода количественного анализа деформаций изгиба (определение радиуса кривизны мегаскладок) позволило выделить крупные группы пологих изгибов, соответствующих мегаскладкам различного порядка. Так, общее поднятие (мегаскладки I порядка) и межгорные (предгорные) впадины, т. е. в обобщенных очертаниях, представляют изгибы с радиусом кривизны, определяемым многими сотнями километров и достигающим в отдельных случаях 2000—3000 км. Мегаскладки II порядка образуют изгибы с радиусом кривизны на один порядок меньше, т. е. равным многим десяткам километров; у сложных мегаскладок II порядка радиус кривизны достигает первых сотен километров. Мегаскладки III порядка обладают радиусом кривизны, не превышающим первых десятков километров. В условиях высоко поднятого фундамента мегаскладки имеют блоковое внутреннее новейшее строение, в условиях значительного развития толщ нормальных осадочных пород — складчато-блоковое и складчатое. Среди изгибов с малым радиусом кривизны складок существенное значение имеют брахиоморфные, с различной глубиной заложения, осложненные секущими и согласными разрывами. При значительном развитии осадочных (особенно соленосных) пород орогенной формации большее значение приобретают складки, охватывающие лишь отдельные толщи. Они имеют небольшие размеры и оказывают меньшее влияние на строение рельефа.

3. Унаследованность кайнозойских орогенных деформаций от более древних широко распространена, но полное тождество древних и новых изгибов и разрывов редко встречается. Структурные формы представляют сочетание древних деформаций и новых, возникших в обстановке контрастных и интенсивных перемещений земной коры.

В эпиплатформенных горных сооружениях в большинстве случаев наследуется не тип деформаций, а их простирания, т. е. только общий структурный план, сформировавшийся в течение последнего цикла геосинклинального развития. Он предопределяет и простирание орографических форм горной страны, даже если геосинклинальное развитие и новейший этап горообразования разделяются продолжительным платформенным режимом. Главнейшими условиями формирования орогенных деформаций эпиплатформенных горных стран можно считать:

а) наличие высоко поднятого фундамента (образовавшегося после замыкания последнего геосинклинального этапа) и б) развитие сопряженных областей с устойчивыми вертикальными движениями диаметрально направленными.

В эпигеосинклинальных горных странах (по сравнению с эпиплатформенными) унаследованность общего структурного плана от геосинклинального этапа развития проявляется более ярко. Для них характерно значительное разрастание поднятий, зародившихся еще в период общих устойчивых прогибаний (т. е. в течение геосинклинального этапа). Оформление этих поднятий в рельефе может совпадать с замыканием геосинклинали, но чаще осуществляется позднее — в условиях последующего горообразования. В эпигеосинклинальных горных странах конседиментационное поднятие перерастает в кондендационное и затем в конэрозионное. Такой характер развития складок и мегаскладок, по-видимому, имел место в Копетдаге, на Большом Кавказе, в Крыму и на значительной территории Малого Кавказа.

Сопоставление очертаний орогенных положительных и отрицательных структурных форм с деформациями, образовавшимися в течение последнего геосинклинального цикла, позволяет считать, что в значительной степени наследуются и общие направления вертикальных движений земной коры. Так, доорогенным поднятиям соответствуют орогенные области устойчивого воздымания, а прогибаниям — новейшие горные впадины. Но наряду с унаследованным развитием устанавливается новая тенденция, типичная для современных внутриматериковых горных стран. Она заключается в последовательном расширении доорогенных поднятий за счет сопредельных впадин. Деформации изгиба продолжали формироваться в виде положительных и отрицательных мегаскладок. В молодых складчатых областях мегаскладки I и II порядка в большинстве случаев наследовали антиклинории и синклинории (Большой и Малый Кавказ, Копетдаг, поднятия Петро-Залайской зоны и Центрального Памира). Для таких крупных деформаций разрыва устанавливается длительный период «жизни». Разрывные нарушения орогенного этапа в значительной степени наследуют древние длительно живущие разломы и крупные разрывы.

4. Трансорогенные разломы представляют региональные флексурно-разрывные зоны верхнего структурного этажа. Они являются одной из характерных деформаций. Поэтому их следует выделять среди секущих разломов, определяющих границы крупных блоков фундамента с различной скоростью новейших движений, иногда противоположно направленных. Они отличаются от краевых рядом особенностей:

а) трансорогенные разломы расположены преимущественно диагонально и нормально по отношению к общему простиранию основных структурных форм. При дугообразном расположении складчатых систем эти разломы имеют простирание, близкое к радиальному (по отношению к изгибу в плане), и тяготеют к участкам резкого изменения простираний горных дуг;

б) они представляют своеобразный рубеж, по обе стороны которого происходят существенные изменения не только очертаний новейших поднятий и впадин, но и общего строения систем мегаскладок (например, пересечение основных систем поднятий Тянь-Шаня Таласо-Ферганским трансорогенным разломом или Сонкульской флексурно-разрывной зоной нарушений). К наиболее широко распространенным локальным деформациям относятся ундуляции шарниров и резкие изменения простирания мегаскладок и складок. Это часто приводит к кулисообразному типу сочленения с незначительным горизонтальным смещением блоков. Устанавливаются однообразные и различно направленные изгибы мегаскладок на участках их пересечения трансорогенным разломом. Реже деформации ограничиваются только резкими ундуляциями шарниров мегаскладок, повышенным дроблением пород и смещением отдельных блоков (их «выжиманием» или «проседанием») — в зависимости от местных полей напряжений;

в) в определенных условиях трансорогенные разломы характеризуются повышенной сейсмичностью. Часто она приурочена к участкам резкого, значительного погружения фундамента внутри горного сооружения (Сонкульский разлом) или на его крутом склоне (Таласо-Ферганский разлом). Глубина возникновения этих землетрясений позволяет определить и возможную глубину современных смещений в зонах трансорогенных разломов; для Среднеазиатского региона она определяется первыми десятками километров;

г) участки пересечения трансорогенных разломов с краевыми вызывают локальное усложнение строения верхнего структурного этажа и возникновение местных зон дробления и разрывов. Последние (в условиях высокого поднятого фундамента) иногда сопровождаются малыми интрузиями. Определенный состав и возраст этих интрузий дает косвенные сведения о глубине и времени заложения трансорогенных разломов, а также о строении глубоких частей земной коры. Так, например, возраст приразломовых малых интрузий Тянь-Шаня и Памира в подавляющем большинстве является позднегерцинским и реже мезозойским и кайнозойским;

д) в рельефе горной страны зоны трансорогенных разломов маркируются сквозными долинами и долинообразными понижениями, а также «сквозными» системами хребтов-поднятий. При более слабых проявлениях новейшего развития этих секущих флексурно-разрывных зон местные деформации ограничиваются повторяющимися значительными ундуляциями хребтов, а иногда их виргациями.

5. Практическое использование геоморфологического метода исследования развития структурных форм в рельефе еще недостаточно несмотря на то, что его применение дает хорошие результаты, особенно при изучении областей денудации. Выделение и количественная

характеристика основных этапов расчленения с учетом явления отставания экзогенных процессов представляет принципиально новый материал для изучения неотектоники. Сопоставление орографических и структурных форм позволяет выяснить общую направленность развития орогенных деформаций, степень их унаследованности от древних и ряд других ценных сведений.

Опыт анализа развития складок и разрывов в различных структурных условиях позволяет рекомендовать составление: 1) комплексных геолого-геоморфологических профилей в целях изучения деформаций, возникших в течение конэрозионного этапа и 2) возрастных карт, отражающих неравномерное воздымание и расширение поднятий за счет сопредельных отмирающих впадин. Эти данные могут помочь при поисках полезных ископаемых и при освоении горных стран. Некоторые полезные ископаемые непосредственно связаны с горообразованием:

а) в межгорных и предгорных впадинах развитие новейших поднятий способствовало благоприятной обстановке для концентрации нефти и газа в структурах типа брахиантиклиналей и куполов. Поиск их по косвенным геоморфологическим признакам позволил ускорить разведку месторождений и выявить перспективные районы. При поисках нефтегазоносных структур в условиях закрытых пространств могут быть использованы вышеописанные закономерности развития зонального рельефа на участках зарождающихся поднятий, морфологически почти не выраженных. Эти косвенные данные позволяют оконтурить перспективные участки, сосредоточить поиски и сократить расходы на разведочное бурение;

б) с процессом членения крупных седиментационных депрессий (на ряд частных впадин) связаны явления диапиризма и выжимания мезозойской и (реже) кайнозойской соли из синклиналей в своды сопряженных гребневидных складок;

в) значительные и обширные четвертичные поднятия Памира и Южного Тянь-Шаня привели к накоплению больших масс льда и фирна — основного источника питания горных рек, роль которых в условиях аридных пространств юга Средней Азии трудно переоценить;

г) значительная денудация пород фундамента в условиях орогенных областей способствовала размыву, переносу и накоплению металла в аллювиальных областях горных рек.

Поэтому этот метод эффективен при поисках и разведке россыпных месторождений, особенно в труднопроходимых районах.

Предварительное камеральное дешифрирование аэрофотоматериалов позволяет установить характер горизонтального и вертикального расчленения горной страны: восстановить очертания древних долин — основных путей переноса моласс из области денудации в сопряженные впадины; выяснить последующие изменения этих направлений в процессе становления горного сооружения и уточнить этапы развития денудационного среза в районе коренного месторождения.

При сейсмическом районировании горных стран изучение соотношения орографических и структурных форм дает полезный дополнительный материал. Поскольку возникновение очагов землетрясений может быть вызвано не только новейшими, но и древними (омоложенными) деформациями, геоморфологические исследования способствуют выделению этих структурных форм.

При инженерно-геологических исследованиях также могут быть использованы геоморфологические возрастные карты и комплексные профили как вспомогательный материал. Так, например, при гидротехническом строительстве возникает необходимость выбора наиболее благоприятных (в структурном отношении) створов плотин, устойчивости оползневых и осыпных тел на горных склонах и ряд других вопросов, тесно связанных с развитием орогенных структурных форм в рельефе.

Рассмотренные вопросы не исчерпывают многочисленных проблем, связанных с развитием горных стран, и их дальнейшая разработка является одной из актуальных задач неотектоники орогенных областей.

- Ажгирей Г. Д. О главных типах тектонических движений земной коры. Сб. «Строение и развитие земной коры». Изд-во АН СССР, 1964.
- Ажгирей Г. Д. Типы тектонических движений. Сб. «Строение земной коры». Тр. тект. совещания. М., 1964.
- Активизированные зоны земной коры. Сб. статей. Изд-во «Наука», 1964.
- Арган Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935.
- Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд-во Ереванского ун-та, Ереван, 1969.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд. ЛГУ, 1963.
- Белов А. А. Тектоническое развитие альпийского складчатого пояса в палеозое. Геотектоника, № 3, 1967.
- Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. ГЕОФИАН СССР, № 1 (144), М., 1952.
- Белоусов В. В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1961.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. В кн. «Строение и развитие земной коры». Изд-во «Наука», 1964.
- Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Изд-во «Наука», 1964.
- Беляевский Н. А. Основные черты геологии Каракорума. «Советская геология», 1965, № 1.
- Беляевский Н. А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, вып. 2, 1969.
- Беммелен Р. В. Горообразование. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Билбин Ю. А. Избранные труды. Т. II, 1956.
- Богданов А. А. Некоторые замечания о краевых прогибах. Вест. МГУ, серия физико-матем. наук, № 8, 1955.
- Богданов А. А. О термине «структурный этаж». Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1, 1958.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Ханн В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 3, 1963.
- Боголепов К. В. О двух типах орогенеза. «Геология и геофизика», № 8, 1968.
- Борисов А. А., Федьинский В. В. Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Изд-во «Наука», 1964.
- Борисов О. М. Типы прогибов Средней Азии. Совещ. по пробл. «Прогибы» (тезисы докладов). Л., 1966.
- Бронгулеев В. В. Проблема складкообразования в земной коре. Изд-во «Недра», 1967.
- Бурачек А. Р. Геоморфология Южно-Таджикской депрессии. ТКЭ, 1932 г. Тр. экс. Ленингр. отд., вып. 4, 1934.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). Изд-во «Наука», 1964.
- Васильев В. А. Кайнозой Памира. Изд. «Дониш», Душанбе, 1966.
- Васильковский Н. П. I. Опускается ли Ферганская котловина? II. Альпийские тектонические фазы и характер их проявлений в Юго-Западном Тянь-Шане и западной части Ферганской котловины. Материалы к тектонике Узбекистана. АН Узб. ССР, 1939.
- Вассоевич Н. Б. Слоистость и фации. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1949.
- Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане. Геол. вестн., т. VII, № 1—3, 1929—1930.

- Вегман Е. Принцип актуализма и тектоника. «Живая тектоника». Сб. статей. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Великовская Е. М. Роль тектонических структур в формировании основных форм рельефа горных стран. Материалы Второго геоморф. совещания. Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов П. Д. Основные черты формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). В кн. «Тектоника Памира, Тянь-Шаня». II Всес. тектон. совещ. в Душанбе. Изд-во «Наука», 1964.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский В. Б., Шрайбман В. И. Строение земной коры и верхней мантии основных геоструктурных зон запада Средней Азии. В кн. «Строение и развитие земной коры». Изд-во «Наука», 1964.
- Вонгаз Л. Б., Коган А. Б. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазосностью. В кн. «Тектоника Памира — Тянь-Шаня» (Материалы II Всес. тектон. совещ. в Душанбе). Изд-во «Наука», 1964.
- Вопросы современной зарубежной тектоники. Сб. статей. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Вялов О. С. Схема деления третичных отложений Ферганы. Докл. АН СССР, нов. серия, т. Г, № 3—4, 1935.
- Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемяков Ю. Ф. Проблема определения возраста рельефа. «Геоморфология», № 3, 1970.
- Гайский В. Н., Катов А. П. Некоторые вопросы, связанные с изучением сейсмического режима на примере землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны. Изд. АН Тадж. ССР. Ин-т сейсм., 1961.
- Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине. Изд-во МГУ, 1968.
- География и геоморфология Азии. Изд-во «Наука», 1969.
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Изд. Ин-та географии СССР, 1959.
- Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Леонов К. И. и др. Карта новейших тектонических движений Средней Азии. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1960.
- Гзовский М. В. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня. В сб. «Неотектоника СССР». Изд-во АН Латв. ССР, 1961.
- Гзовский М. В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях. Современные движения земной коры. Сб. № 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков Г. П., Костенко Н. П. К методике изучения неотектонических движений в связи с сейсмичностью. Вестн. МГУ, № 10, 1953.
- Горшков Г. П. К вопросу о природе землетрясений. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 42, вып. 3, 1967.
- Губин И. Е. Памир как северная часть пенджабского синтаксиса. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Докл. сов. геол. на XXII сессии Межд. геол. конгр. Проблема II. Изд-во «Недра», 1964.
- Деменецкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд-во «Недра», 1967.
- Дикенштейн Г. Х. Новые данные по тектонике Средней Азии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 2, 1967.
- Думитрашко Н. В., Дилленберг Д. А., Муратов В. М. Поверхности выравнивания молодых горных стран на примере Кавказа. Кн. «Проблемы поверхностей выравнивания». Изд-во «Наука», 1964.
- Дэвис В. М. Геоморфологические очерки. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Захаров С. А., Ачилов В. А., Бельский В. А. О тектоническом развитии западной части Центральной Азии (области Памирского сгущивания). В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Докл. сов. геол. на XXII сессии Межд. геол. конгр. Проблема II. Изд-во «Недра», 1964.
- Захаров С. А. Спорные вопросы тектогенеза на примере тектоники Таджикской депрессии. «Геотектоника», № 3, 1967.
- Зегебарт Д. К. Некоторые особенности строения платформ и обрамляющих складчатых структур, явившиеся следствием ротационного режима Земли. «Геотектоника», № 6, 1968.
- Зорин Ю. А. К вопросу о механизме образования впадин байкальского типа. «Геология и геофизика», № 8, 1966.
- Казимиров Д. А. Об альпийских движениях и мезо-кайнозойских отложениях осевой части Туркестанского хребта. Геол. сб., № 7, Львовского геол. об-ва, 1954.
- Калугин П. И. Основные черты тектоники Копет-Дага. Тр. Ин-та геологии АН Туркм. ССР, т. 1, 1956.
- Кашкай М. А., Тавразян Г. П. О поперечных дислокациях Кавказа. Докл. АН Азерб. ССР, т. 15, № 5, 1959.
- Кинг Л. Морфология Земли. Изд-во «Мир», 1967.
- Кириллова И. В. О поперечной дифференциации современных тектонических движений в зоне южного склона Восточного Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVI (1), 1961.

- Кнауф В. И. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня. Тр. Упр. геол. и охраны недр при Совете Министров Кирг. ССР, сб. № 2, 1962.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. Изв. Кирг. фил. ВГО, вып. 3, 1961.
- Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры Памиро-Алайской зоны по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1958.
- Костенко Н. П. Об этапах континентального развития юго-западных отрогов Гиссарского хребта в течение кайнозоя. «Землеведение». Сб. Моск. об-ва испытат. природы, т. II (XLII), 1948.
- Костенко Н. П. Неотектоника юго-западного окончания Гиссарского хребта. Докл. АН СССР, серия геол., т. XIII, № 5, 1948.
- Костенко Н. П. и Горшков Г. П. К методике изучения неотектонических движений в связи с сейсмичностью. Вестн. МГУ, серия биол., почвовед., геол., географ., № 10, 1953.
- Костенко Н. П. О специальном геоморфологическом картировании кайнозойских тектонических впадин. Докл. АН СССР, т. XXXVIII, № 1. М., 1953.
- Костенко Н. П. О следах оледенения Юго-Западного Тянь-Шаня. Сб. «Вопросы геологии Азии», № 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Костенко Н. П. Неотектоника наземных дельт. Докл. АН СССР, т. XCIX, № 4, 1954.
- Костенко Н. П. Новейшая история юго-западного окончания Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. Тр. Всесоюзного совещания по итогам изучения четвертичного периода. Изд-во АН Узб. ССР, 1955.
- Костенко Н. П. О принципах составления специальных геоморфологических карт в целях анализа неотектоники горных стран. Вестник МГУ, серия биол., геол., почвовед., географ., № 2, 1957.
- Костенко Н. П. Геоморфологический анализ речных долин горных стран (на примере Кухистана). Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 22, 1958.
- Костенко Н. П. К методике геоморфологического анализа горных стран. Ст. первая. Вестник МГУ, серия биол., почвовед., геол., географ., № 2, 1959.
- Костенко Н. П. О морфологическом выражении в рельефе геологических структур и структурных элементов. Вестник МГУ, серия биол., почвовед. геол., географ., № 2, 1959.
- Костенко Н. П. Вопросы сейсмического районирования. Изменение наклонов земной поверхности и сейсмичность (на примере горных стран юга Средней Азии). Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 8, 1960.
- Костенко Н. П. «Перемычки» в долинах горных рек. Изв. высш. учебных заведений, геология и разведка, № 12, 1960.
- Костенко Н. П. Изменение наклонов земной поверхности и сейсмичность. Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 8, 1960.
- Костенко Н. П. Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. Сб. трудов геол. фак-та МГУ (к XXI сессии Межд. геол. конгресса), 1961.
- Костенко Н. П. О принципах составления специальной геоморфологической карты. Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 26, 1961.
- Костенко Н. П. Геоморфологические признаки развития поднятий в условиях «закрытых пространств» межгорных и предгорных впадин. Тр. Комплексной южной геологической экспедиции (КЮГЭ), вып. 7, 1962.
- Костенко Н. П. и Чистяков А. А. Некоторые закономерности новейшего развития горных впадин (на примере Зеравшанской котловины). Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 27, 1962.
- Костенко Н. П. Главнейшие закономерности расчленения горного сооружения Памира. Материалы по геологии Памира, вып. 1, Душанбе, 1963.
- Костенко Н. П. Геолого-геоморфологический метод изучения новейших и современных движений земной коры (на примере Средней Азии). Сб. статей «Современные движения земной коры», № 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Костенко Н. П. К неотектонике Ферганской впадины и ее горного обрамления. Сб. «Вопросы региональной геологии СССР». Изд-во МГУ, 1964.
- Костенко Н. П. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов (на примере горных районов юга Средней Азии). Сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Изд-во «Наука», 1964.
- Костенко Н. П. Неотектоника Африки и ее связь с сейсмичностью. Сб. статей «Сейсмические исследования», № 6. Изд-во «Наука», 1965.
- Костенко Н. П., Голодковская Г. А. О роли неотектоники при инженерно-геологическом районировании. Сб. «Тектонические движения и новейшей структуры земной коры» (Проблемы неотектоники). М., 1966.
- Костенко Н. П., Макаров В. И., Макарова Н. В. Об особенностях древнего оледенения Центрального Тянь-Шаня. Тр. IV Всесоюзного гляциологического совещания. Фрунзе, 1966.

- Костенко Н. П. Проблемы неотектоники и геоморфологии Памира. Сб. «Вопросы географии», № 74, 1968.
- Костенко Н. П. К вопросу об основном содержании карты неотектоники. Сб. К Межд. конгрессу ИНКВА. Изд-во МГУ, 1969.
- Костенко Н. П., Иванова М. Ф. О некоторых особенностях неотектонического развития Памира. Сб. К Межд. конгрессу ИНКВА. Изд-во МГУ, 1969.
- Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран. Изд-во «Мысль», 1970.
- Костенко Н. П. Соподчиненность орогенных структурных форм областей горообразования. Геоморфология. Изд-во АН СССР, 1970.
- Костенко Н. П. Рельефообразующие трещины рельефа склонов и их значение в формировании. Вестник МГУ, 1970.
- Костенко Н. П. К вопросу подразделения антропогенных отложений Казахстана. Тр. Комиссии по изуч. четверт. периода. Изд-во АН СССР, т. XX, 1962.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. Изд-во «Недра», 1969.
- Крапоткин Н. Н. О происхождении складчатости. Бюлл. МОИП, т. 25, вып. 5, М., 1950.
- Краснов И. И. Опыт сопоставления геоморфологических элементов Среднего и Южного Урала с геологическими структурами. «Проблема физич. географии», № 15, 1950.
- Крашенинников Г. Ф. Методика палеогеографических исследований на основе фациального анализа. Межд. конгресс по седиментологии. Докл. сов. геологов. М., 1960.
- Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. Изд-во АН СССР, 1962.
- Кухтиков М. М. Тектонические зоны палеозойской складчатой области Гиссаро-Алая в пересечении Душанбе — Шахристан. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. VII, 1964.
- Кушнарев И. П., Лукин Л. И. Об изучении трещинной тектоники. Проблемы тектонофизики. Госгеолтехиздат, 1960.
- Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. Изд-во АН СССР, 1961.
- Личков Б. Л. О природе новейшей тектоники Тянь-Шаня. Изд-во Тадж. ФАН СССР, № 2, 1945.
- Личков Б. Л. Денудационные поверхности и структуры в горных возвышенностях Таджикистана. Сообщ. ТФАН СССР, вып. 8, 1948.
- Лоскутов В. В. Геоморфология Памира. Изд-во «Эфрон», Душанбе, 1967.
- Лузгий Б. К., Расцветаев Л. М. Методика корреляции элементов рельефа и неоген-антропогенных моласс на примере Центрального Копетдага. Изв. высших уч. заведений, геология и разведка, № 5, 1966.
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 136, 1965.
- Марков К. К. Геоморфологический очерк Памира. Тр. Ин-та физ. географ. АН СССР, М.—Л., 1935.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. Изд-во МГУ, 1948.
- Масайтис В. А., Старицкий Ю. Г. Структуры Восточной Азии. В кн. «Строение и развитие земной коры». Изд-во «Наука», 1964.
- Материалы по геологии Памира, вып. I, II. Душанбе, 1964.
- Материалы совещания по проблемам тектоники. Изд-во «Наука», 1964.
- Материалы совещания. Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопонсковых работах. Л., 1969.
- Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектоники Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970.
- Меламед Я. Р. Основные закономерности геологического и палеогеографического развития Таджикской депрессии в неогеновом периоде. В кн. «Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана», вып. I. Изд-во «Инфор», Душанбе, 1965.
- Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Изд-во «Недра», 1969.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. Изд-во «Наука», 1965.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоники. I ч.—Типы мегарельефа материковых массивов. т. XXXI (3). II ч.—Типы мегарельефа переходных областей и океанов, т. XXXI (4). Бюлл. МОИП, 1956.
- Милановский Е. Е. История рельефа и молодые тектонические движения восточной части Сарысугенгизского водораздела. «Советская геология», 1957, № 62.
- Милановский Е. Е. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. Уч. зап. МГУ, вып. 161, Геология, т. 5, 1962.
- Милановский Е. Е. Новейшая неотектоника Кавказа. Изд-во «Недра», 1968.
- Мирчинк М. Ф. Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. Изд-во «Наука», 1966.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. Геотектоника, № 2, 1965.

Муратов М. В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова. Бюлл. МОИП, т. 59, отд. геологии, т. 29, вып. 1, 1954.

Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. Бюлл. МОИП, отд. геология, т. XXXVI, № 4, 1961.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изд-во АН СССР, серия геол., № 6, 1963.

Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. Докл. сов. геол. на XXII сессии Межд. геол. конгресса. Проблема 4. «Деформация пород и тектоника». Изд-во «Наука», 1964.

Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. Геотектоника, № 4, 1965.

Нагибин М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и рививацией. Геотектоника, № 4, 1967.

Наливкин В. Д. О классификации тектонических структур. Геотектоника, № 3, 1965.

Геотектоника и сейсмоструктура Таджикистана. Душанбе, 1969.

Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, серия 2,2—62, вып. 2, 1933.

Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. «Советская геология», 1944, № 1.

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

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. М.—Л., 1949.

Николаев Н. И. О новом тектоническом этапе земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. 27, № 3, 1952.

Николаев Н. И. Некоторые вопросы учения о геосинклиналях. «Советская геология», сб. 41, 1954.

Николаев Н. И. Развитие структуры земной коры и ее рельеф по данным неостектоники. «Советская геология», сб. 48, 1955.

Николаев Н. И. Изучение новейшего геологического этапа развития земной коры и значение этих данных для понимания теоретических проблем геотектоники. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XXXI, вып. 5, 1956.

Николаев Н. И. Механизм формирования складок и разрывов в новейшее время на примере Каратау (Южный Казахстан). Проблемы тектонофизики. Госгеолтехиздат, 1960.

Николаев Н. И. Об использовании данных новейшей тектоники. «Советская геология», 1961, № 5.

Николаев Н. И. О новом тектоническом этапе развития земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геологии, № 36, вып. 4, 1961.

Николаев Н. И. Неотектонические структурные формы и их распространение на территории СССР. «Советская геология», 1962, № 5.

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

Новейшие тектонические движения и структуры альпийского геосинклинального пояса Юго-Западной Евразии. Баку, 1970.

Обручев В. А. Юные движения на древнем темені Азии. «Природа», № 8—9, 1922.

Обручев В. А. Молодость рельефа Сибири. Акад. В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. XI, М., 1936.

Обручев В. А. Роль и значение молодых глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов Сибири. Сб. АН СССР, посвященный 30-летию Октябрьской Социалистической революции, ч. 2, М., 1947.

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

Обуэни. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. Изд-во «Мир», 1967.

Овчинников С. К. Соотношение альпийских структур Южного Гиссара и Таджикской депрессии. Изв. АН Тадж. ССР, 3 (5), 1961.

Огнев В. Н. Таласо-Ферганский разлом. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1939.

Основы поисков россыпей. Под редакцией З. А. Сваричевской. Географ. фак-т ЛГУ, 1961.

Очерки по истории геологического изучения Средней Азии. Сб. изд. АН Узб. ССР, Ташкент, 1956.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ (материалы совещания по проблемам тектоники в Москве)». Изд-во «Наука», 1964.

Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов земной коры. Докл. сов. геол. на XXII сессии Межд. геол. конгресса. Проблема 4. «Деформация пород и тектоника». Изд-во «Наука», 1964.

Павловский Е. В. Новое о тектонике Пиренеев. Геотектоника, № 5, 1965.

Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1950.

Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1956.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 3, 1956.

Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1956.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости и минеральных месторождений с глубинными разломами (ст. 2). Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1956.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.

Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1961.

Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В. и др. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Докл. сов. геол. на XXII сессии Межд. геол. конгресса. Проблема II. Изд-во «Недра», 1964.

Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. Геотектоника, № 4, 1965.

Пенк В. Морфологический анализ. Географгиз, 1961.

Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Материалы к познанию геолог. строения СССР, нов. серия. вып. 12 (16). Изд. МОИП, 1949.

Петрусевич М. Н. Аэрометоды при геологических исследованиях. Госгеолтехиздат, 1962.

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

Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1961.

Петрушевский Б. А. Новейшие тектонические движения континентальной Азии и сейсмическая обстановка областей их проявления. В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Материалы II Всесоюз. тектонического совещ. в Душанбе. Изд-во «Наука», 1964.

Поверхности выравнивания. Вып. 1. АН СССР, СО Ин-та географии. Иркутск, 1970.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.

Попов В. И. О непрерывности тектонических движений. Изд-во ком. наук Узб. ССР. Ташкент, 1938.

Попов В. И. Кайнозойские молассы Средней Азии и новейший орогенез. Докл. сов. геол. на XXII сессии Межд. геол. конгресса. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Проблема II. Изд-во «Недра», 1964.

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. М., 1966.

Принципы и методы неотектонического районирования. Новосибирск, 1968.

Проблемы неотектоники. Тезисы докладов совещания 19—23 мая 1964 г., М., 1964.

Проблемы планетарной геологии. Госгеолтехиздат, 1963.

Проблемы поверхностей выравнивания. Изд-во «Наука», 1964.

Проблемы геологии Таджикистана. Сб. статей. Изд-во «Ирфон», Душанбе, 1964.

Проблемы тектоники. Изд-во «Наука», 1965.

Проблемы тектоно-физики. Изд-во «Наука», 1965.

Пронин А. А. Роль глыбовых движений земной коры в развитии геосинклинальных областей. В кн. «Строение и развитие земной коры» (материалы II Всес. тектонического совещ. в Москве). Изд-во «Наука», 1964.

Рагозин Л. А., Ивановский Л. Н. Некоторые проявления юной тектоники на Алтае. Тр. Томского гос. ун-та им. Куйбышева, т. 132. Томск, 1954.

Растворова В. А. Новейшая тектоника Юго-Западной Туркмении. «Советская геология», 1958, № 6.

Растворова В. А. О некоторых связях новейших движений и сейсмической активности Кавказа. Докл. АН СССР, т. 133, № 5, 1960.

Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М., 1959.

Резвой Д. П. О следах тектонических движений «сегодняшнего дня» в Южной Фергане. Тр. МГРИ, сб. 1, 1947.

Резвой Д. П. Об одном из способов изображения результатов новейших тектонических движений. Уч. зап. Львовского ун-та, серия геол., № 6, 1953.

Резвой Д. П. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы. Вопросы геол. Азии, т. 2, 1955.

Резвой Д. П. Некоторые особенности дислокаций древних сухих дельт Южной Ферганы. Землеведение, т. 4, 1957.

Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовского ун-та, 1959.

- Резвой Д. П. О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Куьлуньского неотектонического поднятия. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд-во АН СССР, 1964.
- Рейман В. М., Бабаев А. М. Сейсмоструктура Таджикистана. Тр. Ин-та геологии, Душанбе, 1964.
- Рейман В. М. и др. Поперечные поднятия Таджикистана и сейсмичность. Тр. Ин-та геологии, Душанбе, 1965.
- Рейснер Г. И. Новейшие тектонические движения Алайской впадины и ее горного обрамления. Докл. АН СССР, т. 123, № 6, 1958.
- Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). Ин-т географии АН СССР, М., 1967.
- Ритмы и цикличность в природе. Сб., изд-во «Мысль», 1970.
- Рихтер В. Г., Вольвовский И. С. Неотектоника как показатель аномальных мощностей земной коры. «Советская геология». № 12, М., 1966.
- Розова Е. А. Землетрясения Средней Азии. Тр. Сейсм. ин-та АН СССР, № 123, 1947.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., 1959.
- Рыжков О. А. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в мезозое и кайнозое. Тр. Ин-та геологии АН Узб. ССР, вып. 6. Ташкент, 1951.
- Рыжков О. А. Характер и темп кайнозойской складчатости Ферганы. Тр. Ин-та геологии АН Узб. ССР, вып. 12. Ташкент, 1956.
- Рыжков О. А. Новейшие и современные тектонические движения в Фергане. Тр. Комиссии по изуч. четверт. периода. Изд-во АН СССР, т. 13, 1957.
- Савельев А. А. О поперечной зональности складчатых областей. Геол. сб. (доклады и статьи) ВНИГРИ. 2 (5), М.—Л., 1953.
- Сборник трудов геологического факультета МГУ (к XXI сессии Межд. геол. конгресса). Изд-во МГУ, 1961.
- Сборник трудов «Современные движения земной коры», № 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Сборник трудов «Строение и развитие земной коры». Изд-во «Наука», М.—Л., 1964.
- Сборник трудов «Глубинные разломы». Изд-во «Недра», 1964, 1965.
- Сваричевская З. А. О меридиональных хребтах Памира. Вестник ЛГУ, серия геол. и географ., вып. 4, 1958.
- Сваричевская З. А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1965.
- Северцов Н. А. Заметка о меридиональных подъемах Памира и их отношениях к Гумбольдтову построению Болора. ИРГО, т. 15, 1879.
- Синицын В. М. К характеристике заключительной стадии формирования складчатых областей. Научные докл. высшей школы геол. и географ. наук, № 3, 1958.
- Синицын Н. М. Об элементах палеозойского рельефа в Тянь-Шане. Тр. Лен. об-ва географ. СССР, т. IXVIII, вып. 2, 1951.
- Синицын Н. М. О типах тектонических движений. Тр. ЛГУ, т. 69, вып. 2, 1957.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.
- Скворцов Ю. А. Метод геоморфологического анализа и картирования. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 4—5, 1941.
- Скворцов Ю. А. Неотектоника гор Средней Азии. Материалы по четвертич. периоду СССР, вып. 2. М.—Л., 1950.
- Советские географы XXI Международному конгрессу. Изд-во «Наука», 1968.
- Современные движения земной коры. Результаты исследования по международным географическим проектам. Сб. ст., № 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Современные движения земной коры. № 4, М., 1968.
- Современные экзогенные процессы рельефообразования. Изд-во «Наука», 1970.
- Структурная и климатическая геоморфология. Сб. АН СССР, Ин-т географии, геоморфологическая комиссия. Изд-во «Наука», 1966.
- Структурно-геоморфологические исследования в Сибири. Вып. 1. Изд-во «Наука», Новосибирск, 1970.
- Суворов А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам. Тр. ГИН АН СССР, вып. 158. М., 1954.
- Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. В кн. «Разломы и горизонтальные перемещения земной коры». Тр. ГИН АН СССР, вып. 80, 1963.
- Сюре-Каниль Ж. Значение и границы классической геоморфологии. В сб. «Вопросы климатической и структурной геоморфологии». Изд-во иностр. лит., 1959.
- Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Изд-во «ИЛИМ», Фрунзе, 1964.
- Тектоника Памира и Тянь-Шаня. Материалы II Всес. тектонического совещания в Душанбе. Изд-во «Наука», 1964.
- Труды Лаборатории аэрометодов. Т. III. Изд-во АН СССР, 1954.

- Туаев Н. П. Верхне-Амударьинская впадина как пример активизированной платформы в связи с вопросами нефтегазоносности. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Материалы II-Всес. тектонического совещ. в Душанбе, 1964.
- Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. Тр. Ин-та географии, вып. 37, 1946.
- Флоренсов Н. А. Отражение молодых движений земной коры в рельефе Восточно-Сибирских нагорий. Материалы II совещ. геоморфологической комиссии АН СССР, М., 1959.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа. «Вопросы геологии Азии», т. I. Изд-во АН СССР, 1954.
- Хаин В. Е. Геоморфологический анализ горных стран в связи с особенностями развития их рельефа. Докл. АН СССР, т. XXV, № 3, 1950.
- Хаин В. Е. Основные принципы геоморфологического районирования горных стран в связи с особенностями развития их рельефа. Докл. АН СССР, т. 74, вып. № 3, 1950.
- Хаин В. Е., Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, вып. 3—4, 1956.
- Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фации мезозоя и кайнозоя. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1961.
- Хаин В. Е. Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков). Бюлл. МОИП, отдел геол., № 1, 1962.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хаин В. Е. Возрождение (эпиplatformенные), орогенические пояса и их тектоническая природа. «Советская геология», 1965, № 7.
- Хаин В. Е. Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. Сб. статей. М., 1966.
- Хаин В. Е. К теоретическим основам структурно-геоморфологических исследований при изучении нефтеносных бассейнов. Изд-во «Недра», 1967.
- Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилежащих к нему районов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X (3—4), 1932.
- Чарушин Г. В. О связи гидросети и тектоники в Иркутском амфитеатре. Изв. ВГО, № 5, 1960.
- Чебаненко И. И. Проблема складчатых поясов земной коры (в свете блоковой тектоники). Тр. Ин-та геолог. наук, серия геотектоника, вып. 16. Изд-во «Наукова думка», Киев, 1964.
- Чедия О. К. К методике составления карт новейшей тектоники для Среднеазиатских гор. Материалы по геол. Памира, вып. I. Душанбе, 1963.
- Чедия О. К. Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере Средней Азии). Материалы по геол. Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.
- Чистяков А. А. К неотектонике восточной части бассейна р. Зеравшан. Науч. докл. высшей школы геол.-географ. наук, № 3, 1958.
- Чихачев П. К. Схема сопоставления разрезов верхнетретичных отложений Ферганской впадины с Таджикской депрессией Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, общ. серия, вып. 9, 1949.
- Шатский Н. С. О некоторых насущных задачах геотектоники. «Советская геология», сб. 16, М., 1947.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1951.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1955.
- Шейнманн Ю. М. О характере движений, создавших современный рельеф Средней Азии. «Проблемы советской геологии», 3, 1937.
- Шейнманн Ю. М. Великое обновление в истории земли. Докл. сов. геол. на XXI сессии Межд. геол. конгресса. Проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты геосинклинальных (складчатых) поясов. В кн. «Проблема тектоники». Госгеолтехиздат, 1961.
- Широков В. Я. Основные черты региональной тектоники Афгано-Таджикской депрессии в связи с ее нефтегазоносностью. В кн. «Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана», вып. 1. Изд-во «Эфрон», 1967.
- Штеккли Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Шульц С. С. К вопросу о генезисе и морфологии речных террас. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. 3, вып. 2, 1934.
- Шульц С. С. Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт Южной Ферганы. Тр. Сов. секции ИНКВА, вып. 4, 1939.
- Шульц С. С. Опыт генетической классификации речных террас. Изв. геогр. об-ва, т. 72, вып. 6, 1940.
- Шульц С. С. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1943.

- Шульц С. С. Генезис рельефа Киргизии. Изв. Кирг. ФАН ССР, вып. 2—3. 1945.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. География. 1949.
- Шульц С. С. Роль тектонических процессов в образовании рельефа Тянь-Шаня. Тр. Ин-та географ., вып. 39, 1948.
- Шульц С. С. Таблица генетической классификации речных террас. Тр. Ин-та географ. АН СССР, вып. 39, проблема геоморфологии, 1948.
- Шульц С. С., Бруне Е. П. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шульц С. С. Современные области горообразования и их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. Научн. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, № 1, 1958.
- Шульц С. С. Поверхностные гравитационные перемещения и гравитационная тектоника. Уч. зап. ЛГУ, серия географ. наук, вып. 15, 1961.
- Шульц С. С. Основные геоструктурные области по данным новейшей тектоники СССР. «Советская геология», 1962, № 5.
- Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Материалы II Всес. тектонического совещ. в Душанбе. Изд-во «Наука», 1964.
- Шульц С. С. О некоторых вопросах легенды тектонической карты Европы. Геотектоника, 2, 1966.
- Шульц С. С. Об эпейрогенической складчатости и ее значении в развитии структуры и рельефа Земли. Геотектоника, № 4, 1970.
- Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. 1. Изд-во МГУ, 1960.
- Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. 2. Изд-во МГУ, 1964.
- Якушова А. Ф. Неотектоника Восточного и Центрального Предкавказья. «Советская геология», 1960, № 8.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1965.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, т. 5, 1965.
- Åse L. E. Shore—displacement in the vicinity of Stockholm during the last C. 4000 years. В сб. «Пробл. соврем. движений земн. коры». М., 1969.
- Bakker G. P. Differential tectonic movements and climatic changes in the mountain area of Surinam (Guyana) during the Quaternary Period. «Acta geogr. Lodz», № 24, 1970.
- Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure; additional evidence from seismology. Bull. Geol. Soc. America, 65, № 5, 1954.
- Birost P. Critères des déformations tectoniques quaternaires (spécialement dans le monde méditerranéen). Rev. géogr. phys. et géol. dynamique, c. VII, fasc. 3, 1965.
- Bourcart J. Réflexions sur l'orogénèse quaternaire. Geologische Rundschau. Bd. 43, H. 1, 1955.
- Braaten N. F. Report on program for determining vertical crustal movement in the United States. В сб. «Пробл. соврем. движений земн. коры». М., 1969.
- Brown E. H. Britain and Appalachis: a study in the correlation and dating of plation surfaces. Publ. of Inst. of Brit. Geographers, № 29, 1961.
- Cholley A. Morphologie structurale et morphologie climatique. Annales de Géographie, vol. 59, No 317, 1950.
- Carbonnel J. P. Essai d'interprétation morphotectonique de la cuvette cambodgienne. Rev. géogr. physique et géol. dynamique. v. VII. fasc. 3, 1965.
- Davis W. M. The Geographical Cycle. Geogr. Journal, v. XIV, № 5, 1899.
- Davis W. M. Piedmont benchlands and Primärrumpfe. Bull. of the Geol. society of America, v. 43, 1932.
- Dizey F. Erosion surfaces in Africa; some considerations of age and origin. Trans. Geol. Soc. South Africa, № 59, 1956.
- Du Toit A. L. Our wandering continents. 2 ed. London, 1957.
- Eardley A. J. Tectonic relations of North and South America. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 38, № 5, 1954.
- Easterbrook P. Principles of geomorphology. New York, 1969.
- Engel A. E. J. Geologic evolution of North America. Science, v. 140, № 3563, 1963.
- Estorff F. E. von Tectonic framework of northwestern South America. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 30, № 4, 1946.
- Ishii R., Ota Y., Komori H., Sugimura A., Takabashi H. and oth. Quaternary tectonic map of Japan. Quatern. Research, v. 7, № 4, 1968.
- Gabert P. Quelques problèmes morphologiques des plaines occidentales du Po et de leurs piedmonts. Rev. géogr. phys. et géol. dynamique, v. VII, fasc 3, 1965.
- Gass I. G., Gibson I. L. Structural evolution of the rift zones in the Middle East. Nature, v. 201, № 5184, 1959.
- Huvelin P. Mouvements plio—villafranchiens dans la moitié occidentale du Haouz de Marrakech (Maroc). «C. r. Acad. sci.», D 271, № 8, 1970.

Hess H. H. Gravity anomalies and island arc structure, with particular reference to the West Indies. Amer. Philos. Soc. Proc., v. 79, 1968.

Hills E. E. Morphotectonics and the geomorphological sciences with special reference to Australia. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 177, 1961.

Guilcher A. Néo-tectonique quaternaire dans les Montagnes de Nouvelle Guinée, océan Pacifique Acta Geogr., Lodz, 1970, № 24.

Kaizuka S. Rate of folding in the Quaternary and the present. Geogr. Repts. Tokyo Metropol. Univ., № 2, 1967.

Kaizuka S. Distribution of Quaternary fold, especially rate and axis direction in Japan. Geogr. Repts. Tokyo Metropol. Univ., № 3, 1968.

Kaizuka S., Murata A. The amounts of crustal movements during the Neogene and the Quaternary in Japan. «Geogr. Repts Tokyo Metropol. Univ.», № 4, 1969.

King L. C. Pediplanation and isostasy: An example from South Africa. Geol. Soc. London Quart. Journ., v. III, 1956.

King L. B. Rift valleys of Brazil. Geol. Soc. of South Africa, Trans. and Proc., v. 59, 1956.

King L. C. The geomorphology of Africa. Erosion surfaces, their mode of origin. Sci. Progr., v. 49, № 180, 1957.

Kossmat F. Paleographie und Tectonik. Berlin, 1946.

Kraus E. Über die jüngsten Bewegunstonendenzen der Alpen Geologische Rundschau, Bd. 43, H. 1, 1955.

Lees C. M. Recent earth movements in the Middle East. Geologische Rundschau, Bd. 43, H. 1, 1955.

Lewis C. Recent uplift of Manitoulin Island, Ontario. «Can. J. Earth. Sci.», 7, № 2, 1970.

Longwell Ch. R. The mechanics of orogeny. Amer. Journ. Science, v. 243—A, 1945.

Mitchell R. C. Recent tectonic movements in the Mesopotamian plains. Geogr. Journal, v. 123, pt. 4, 1961.

Nakagawa H. Quaternary and Pre-Quaternary crustal movements. Quatern. Research, v. 7, № 4, 1968.

Ollier C. D. Open systems and dynamic equilibrium in geomorphology. «Austral. Geogr. Stud.», v. 6, № 2, 1968.

Pannekoek A. J. Post-orogenic history of mountain ranges. Geol. Rundschau, Bd. 50, H. 1, 1951.

Scheidegger A. E. Theoretical geomorphology 2nd rev. London, 1970.

Small J. B. Vertical crustal movements in the United States. Suomalais tiedeal. Toimituks. sar. A III, № 90, Helsinki, 1966.

Sykes L. R. The seismicity and deep structure of island arcs. J. Geophys. Research, v. 71, № 12, 1966.

Suter H. H. Indications of recent tectonic activity in Canada. Geologische Rundschau, Bd. 43, H. 1, 1955.

Tricart J. Yet Schaeffer R. L'indice d'érousse des galets. Rev. géomorphodynam., v. 1, № 4, 1950.

Tricart J. Précis de Géomorphologie. T. I. Géomorphologie structurale Paris, S. E. D. E. S. 1968.

Wegmann E. Evolution des idées sur le déplacement des lignes de rivage originées en Fennoscandie. Bull. Lab. geol., mineral., géophys. et Mus. geol. Univ. Lausanne, № 69, 1967.

Wegmann E. Vue d'ensemble. Tectonique vivante. Vue d'ensemble sur les Travaux de la Réunion de Printemps 1954 à Mayence. Geologische Rundschau. Band. 43, H. 1, 1955.

Wegmann E. Tectonique vivante, dénudation et phénomènes connexes. Rev. Géogr. Physique et géol. dynamique. v. I, Ni, 1957.

Lapparent A. F. de. Quelques exemples de néotectonique dans le Turkestan afghan. «C. r. Acad. sci.», D 271, N 11, 1970.

Zeil W. Geologie von Chile. Beitrage zur Regionalen Geologie der Erde, Bd. 3, Berlin, 1964.

Zouïs H. Allgemeine Geomorphologie. 3. Aufl. Berlin, 1968.

	Стр.
Предисловие	3
Введение	4
Области горообразования	6
Орогенные структурные формы	6
Живые и мертвые структурные формы	18
Структурные формы при различном характере общих тектонических дви- жений	24
О соответствии орографических и структурных форм	28
Основные рельефообразующие факторы	30
Статические факторы	30
Глубина денудационного среза	30
Мертвая структура и литолого-стратиграфические условия	32
Динамические факторы	40
Скорость тектонических движений	43
Сложность тектонических движений	55
Неравномерность, стадийность и направленность тектонических движений	58
Геоморфологический метод исследования	71
Относительный возраст горного рельефа	73
Определение последовательности становления горного рельефа	76
Условия применения геоморфологического метода	79
Возрастные реперы геоморфологического метода	80
Пенеплены и поверхности выравнивания	81
Денудационно-эрозионные врезы и этажи вертикального расчленения	88
Соотношение эрозионно-денудационных врезов и структурных форм	94
Геоморфологические карты становления структурных форм в рельефе и ком- плексные профили	99
Геоморфологические карты	101
Примеры карт для районов с различными литологическими и структур- ными условиями	106
Комплексные профили	115
Развитие в рельефе складок и разрывов	129
Морфологическое развитие складчатых деформаций	131
Складки и мегаскладки	131
Пространственное расположение складок, их возраст и выраженность в рельефе	135
Сопряженное и направленное развитие складок	142
Условия общего поднятия и денудации	145
Особенности морфологического выражения складок	145
Элементы рельефа складок	153
Условия общих погружений, сменившихся поднятиями	159
Горизонтальное расчленение складок	160
Вертикальное расчленение складок	165
Расчленение «закрытых» складок	169
Морфологическое развитие мегаскладок первого порядка	180
Положительные и отрицательные мегаскладки горной страны	182

401

