

ДИСКУССИИ

УДК 551.4

А. В. ПОЗДНЯКОВ

К ТЕОРИИ ДИНАМИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ
РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ СИЛ

Концепция динамического равновесия в развитии рельефа наиболее полно рассматривалась американским ученым Д. Т. Хаком (Hask, 1960, 1965). Он считает, что равномерное поднятие поверхности может полностью компенсироваться воздействием денудации. «В пределах одной и той же эрозионной системы все элементы рельефа находятся в таком взаимном приспособлении, что снижаются с одинаковой скоростью» (Hask, 1960, стр. 85). И. П. Герасимов (1970) предположил, что рельеф может рассматриваться как «сложная природная система, характеризующаяся динамическим равновесием».

Формирование рельефа — длительный процесс, в котором одновременно участвует множество факторов. Интенсивность действия рельефообразующих сил меняется во времени. Для выяснения закономерностей изменения состояния рельефа (или отдельных форм) возникает необходимость построения его моделей с учетом идеальных условий. Так, допустив, что эндогенные и экзогенные силы действуют равномерно и непрерывно, можно установить направленность или порядок изменения форм рельефа во времени.

В данной статье рассматривается механизм возникновения динамического равновесия при селективной денудации и при взаимодействии эрозионных, тектонических и денудационных процессов.

О равнодействующей неодинаковых скоростей снижения участков поверхности, выработанных в породах различной устойчивости к воздействию выветривания. Поверхности, сложенные породами различной устойчивости к выветриванию, под воздействием денудационных процессов в единицу времени испытывают снижение на разные величины. Допустим, поверхность AB (рис. 1, I) сложена слабоустойчивыми к выветриванию породами и в результате разрушения их и полного удаления обломочного материала испытывает снижение на величину, равную BB_1 . В то же время поверхность BC , сложенная более устойчивыми породами, снижается на меньшую величину, равную BB' . Образовавшийся в результате этого уступ B_1B' также будет подвергаться воздействию выветривания и отступать на величину не меньше чем BB' . Если устойчивость пород к разрушению не меняется и климатические условия остаются постоянными, то по мере снижения данных поверхностей уступ между ними должен будет иметь все время одну и ту же крутизну: угол наклона поверхности B_1D равен углу наклона поверхности B_2D_1 и углу наклона уступа B_3D_2 . Как бы долго снижение поверхностей ни происходило при неменяющихся климатических условиях и устойчивости пород к разрушению, угол наклона разделяющего их уступа будет строго постоянным. Если различия в скоростях разрушения пород невелики, то угол наклона уступа будет иметь меньшую величину (рис. 1, II).

Склон, возникающий по границе участков распространения пород различной устойчивости к выветриванию, выступает как равнодействующая различных скоростей снижения поверхностей. Возникновение склона строго определенной крутизны на месте выхода на дневную поверхность устойчивых пород происходит всегда и везде на поверхности Земли и поэтому является одной из закономерностей экзогенного воздействия.

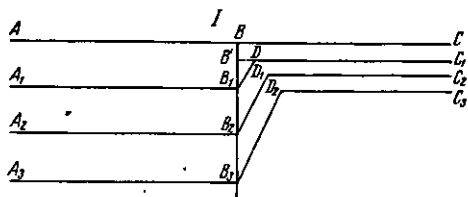


Рис. 1

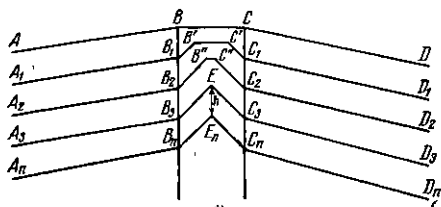


Рис. 2

При одних и тех же климатических условиях на границе дайки гранитов, выходящей среди песчаников, возникает склон, крутизна которого будет меньше, чем у такой же дайки, выходящей среди глинистых сланцев. Как бы долго ни происходило экзогенное воздействие на поверхность, если существенно не меняется его интенсивность, то остается постоянной и крутизна склона-равнодействующей. Например, если среди песчаников на дневную поверхность выходят дайки и штоки гранитов, то склоны будут иметь одинаковую крутизну, но высота форм окажется совершенно различной, поскольку она зависит от величины поперечного сечения тел (даек, штоков). Чем больше величина поперечного сечения тела, тем больше и высота соответствующей ему формы рельефа. Если на месте дайки шириной 2 м возникнут склоны-равнодействующие с крутизной 20° , то эти склоны пересекутся на высоте около 0,5 м, т. е. возникает форма высотой 0,5 м. В то же время на месте штока размером в 1000 м в поперечнике при той же крутизне склонов возникнет холм высотой 180 м. Особый интерес в рассмотренной закономерности представляет механизм образования форм и возникновения равновесия в скорости снижения поверхности на участках устойчивых к выветриванию горных пород и пород неустойчивых. После образования положительных форм величина снижения их оказывается равной величине снижения поверхности, срезающей менее стойкие к выветриванию породы.

Разберем механизм образования останцовых возвышенностей, связанных с выходами на дневную поверхность устойчивых к разрушению горных пород. Такие возвышенности очень часто встречаются во всех горных районах. В большинстве случаев они связаны с выходами на дневную поверхность небольших штоков гранитоидных интрузий, неков, полей штокверкового окварцевания и ороговикования и др. Склоны таких возвышенностей, как правило, характеризуются крутизной 20—25, иногда 30° , покрыты каменными полями и имеют разреженный растительный покров. Механизм образования таких возвышенностей представляется следующим (рис. 2). Поверхности AB и CD, выработанные в породах малой устойчивости, будут снижаться на большую величину, чем на участке BC, где на дневную поверхность выходят более крепкие породы. Допустим, равнодействующая B_1B' или B_2E и B_nE_n при данных различиях в скоростях снижения поверхностей наклонена под углом α .

Тогда в течение двух единиц времени на месте поверхности BC должна будет образоваться положительная форма определенной высоты. В единицу времени t возникнет форма $B_1B'C'C_1$, за время t_1 — $B_2B''C''C_2$. Как видим, до тех пор, пока сохраняются остатки поверхности BC ($B'C'$; $B''C''$), происходит увеличение относительной высоты формы. Но как только остатки поверхности BC полностью исчезают (на рис. 2 это произошло за время t_3), рост высоты формы прекращается. С этого момента система склонов A_3B_3 и C_3D_3 , B_3E и EC_3 становится уравновешенной в своем развитии. Величина снижения поверхности A_3B_3 или C_3D_3 равна величине снижения вершины положительной формы, образованной в результате схождения склонов-равнодействующих B_3E и C_3E , т. е. B_3B_n равно C_3C_n и h . Если скорость снижения поверхностей A_nB_n и C_nD_n уменьшится, то возникнет новая форма, более низкая и с меньшим наклоном ее граней. И наоборот, чем больше разница в устойчивости пород, срезаемых поверхностями, тем круче будут склоны (равнодействующие) возвышенности, сложенной породами, устойчивыми к разрушению.

Склон как равнодействующая различных скоростей врезания рек, тектонического поднятия и денудационных процессов. Такая же закономерность проявляется и в случае тектонического поднятия и эрозионного расчленения поверхности. Но при этом кроме устойчивости пород к разрушению большое значение имеет изменение степени расчлененности поверхности. На одних участках, где густота расчленения меньше (следовательно, ширина основания форм больше), при одной и той же глубине врезания формы рельефа окажутся выше, чем на участках, где густота расчленения больше и, следовательно, ширина основания форм меньше. Неодинаковая устойчивость пород к разрушению приводит к еще большей высотной контрастности форм. Формирующиеся склоны при тектоническом поднятии и эрозионном расчленении тоже выступают как равнодействующие, с одной стороны, скорости врезания потоков, а с другой — скорости разрушения горных пород и денудации. Чем быстрее происходит врезание, тем круче склоны. И наоборот, участки поверхности, где происходит медленное врезание, характеризуются пологими склонами. Поэтому на площадях, испытывающих равномерное поднятие и расчленение и сложенных однородными породами, формируются склоны одинаковой крутизны. Однако степень расчлененности поверхности всегда различна: на участках развития устойчивых пород она меньше, следовательно, ширина основания водоразделов здесь оказывается больше и формы становятся более высокими, нежели там, где густота расчленения в связи с меньшей устойчивостью пород больше и где поэтому ширина основания водоразделов меньше. Механизм возникновения равновесия между скоростью врезания рек и скоростью снижения форм тот же. Как только склоны сходятся, величина врезания рек оказывается равной величине снижения водоразделов. Допустим, происходит блоковое поднятие участка поверхности AR (рис. 3). С поднятием густота расчленения поверхности увеличивается. Естественно, что она будет максимальной по краю образующейся глыбовой морфоструктуры. Здесь же окажется максимальной и глубина врезания рек. В зависимости от густоты расчленения на одних участках остатки исходной поверхности уничтожатся раньше, на других позже. Например, при амплитуде поднятия и глубине врезания, равной AA_1 , остатки равнины сохраняются на вершинах всех возникающих форм, кроме одной — GHK , ширина основания которой наименьшая. С этого момента при равномерном поднятии высота данной формы будет неизменной. Величина поднятия и врезания рек окажется равной величине снижения этой формы, т. е. KK_1 (величина врезания) равна HH_1 (величина снижения вершины). При врезании рек на величину A_2A_3 или D_1D_2 , K_1K_2 на участках, где водоразделы узкие, остатки исходной поверхности полностью исчезнут. В то же время на участках, где водоразделы шире, например, в местах развития более-

устойчивых пород и поэтому меньшей густоты расчленения, эта поверхность будет еще сохраняться (форма $NOPR_1$). Позднее по мере врезания рек остатки исходной поверхности исчезнут и на этой форме. Таким образом, чем меньше густота расчленения поверхности, тем больше ширина форм по основанию, тем дольше сохраняются остатки исходной поверхности и тем больше при тектоническом поднятии растет аб-

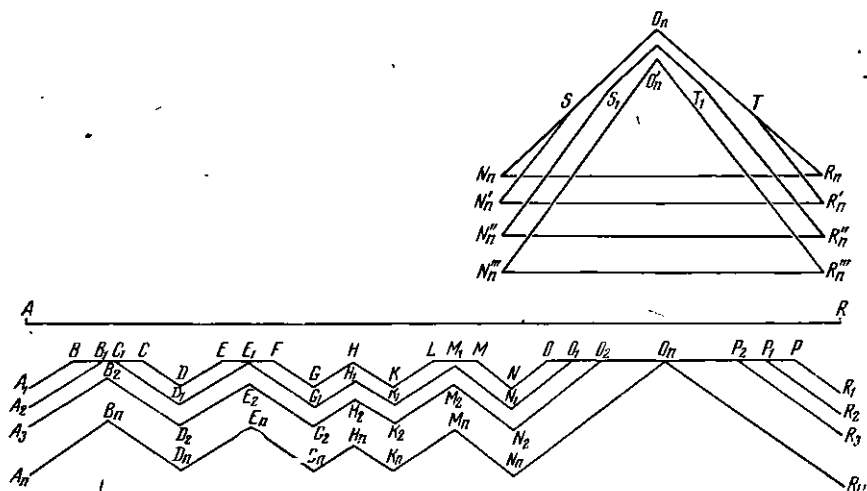


Рис. 3

солютная высота форм. Но когда поднятие и врезание рек приведут к тому, что склоны, отступая, сойдутся, увеличения абсолютной и относительной высоты форм при неменяющемся темпе поднятия и врезания рек больше не произойдет. Этим, видимо, и объясняется существование верхнего уровня денудации. В настоящее время среди исследователей еще нет единого мнения по вопросу его образования. К. К. Марков (1948) назвал эту проблему труднейшей в геоморфологии. Изложенные выше положения позволяют считать, что образование верхнего уровня денудации связано с возникновением равновесия между величинами тектонического поднятия, врезания рек и денудационного снижения вершин. При более или менее однородных породах степень расчлененности поверхности оказывается одинаковой на значительных площадях. Поэтому возникают формы (водоразделы) с приблизительно одинаковой шириной основания; следовательно, при схождении склонов они становятся одновысотными. Возникает единый высотный уровень, выше которого при заданных соотношениях амплитуды поднятия и расчленения поверхности ни одна форма не поднимается. Примерно так же объясняет механизм образования верхнего уровня денудации А. Е. Кривоуцкий (1971).

В горах Нижнего Приамурья реки в истоках интенсивно врезаются, здесь склоны имеют прямой профиль и постоянную крутизну (25°), т. е. склоны являются равнодействующими, с одной стороны, скорости врезания потоков, а с другой — скорости денудации. На участках, где долины рек сближаются, водоразделы резко снижены. Состав пород при этом не меняется, крутизна склонов также остается постоянной. Такое явление, например, наблюдается в бассейне р. Бекчи. Долины ее притоков (Малая и Большая Бекчи), сближаясь, приводят к снижению водораздела на 200 м. Такое же уменьшение высоты водоразделов наблюдается и по мере движения к краям горных массивов. Здесь оно связано с тем, что расстояние между долинами потоков по мере приближения к периферии гор уменьшается, следовательно, сокращается ширина основания водоразделов, а это приводит к закономерному уменьшению их высоты. Од-

нако если на каком-то участке ширина водораздела по тем или иным причинам вдруг увеличилась, то увеличивается и их высота. Такая закономерность наблюдается во всех горных районах. Хорошим примером этому может быть рельеф хр. Тукурингра на участке пересечения его р. Зей. Здесь в торном рельефе отчетливо выражены два пояса склонов. Верхний пояс представлен выположенными склонами крутизной в сред-

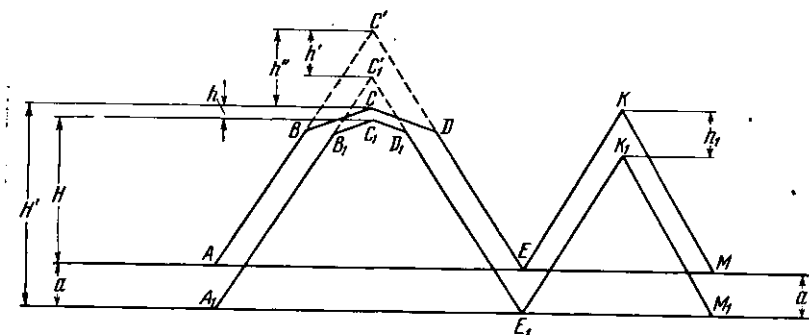


Рис. 4

нем 18° . Эти склоны являются реликтовыми, они формировались в период медленного поднятия хребта. Нижний пояс состоит из склонов крутизной 28° . На отдельных участках преобладают склоны крутизной $30-32^\circ$. Склоны нижнего пояса опираются непосредственно на низкие террасы р. Зей, развитие их начинается только на некоторых участках. В большинстве же случаев они продолжают наращивать длину за счет врезания рек. Эти склоны имеют как раз ту крутизну, которая необходима для возникновения равновесия между скоростями молодого поднятия и денудации. На отдельных участках, где ширина водоразделов оказалась небольшой, такое равновесие давно уже достигнуто, на других этот процесс еще далек от своего завершения.

На рис. 4 показано строение водораздела ручья Безымянного и р. Алгаи, притоков р. Зей, в горах Тукурингра. На водоразделе $ABCDE$ выражены два пояса склонов: пологих BC и CD и крутых AB и DE . Рядом показан этот же водораздел, но на участке, где он в силу сближения долин стал узким и это привело к схождению его крутых склонов EK и KM . Рассмотрим схему развития склонов на обоих участках. Врезание рек на величину a вызовет отступление крутых склонов. Однако на участке водораздела $ABCDE$, где крутые склоны еще не сошлись и сохранились пологие склоны, врезание вызовет снижение водораздела только за счет отступления пологих склонов. Эта величина снижения равна h . Но если бы крутые склоны сошлись, то та же величина врезания вызвала бы снижение данного водораздела на величину h' , равную величине врезания рек a . Такое положение и наблюдается на участке водораздела EKM . Здесь врезание вызывает отступление склонов, пересечение которых дает снижение на величину h_1 , равную a . Как видим, при одной и той же амплитуде поднятия и величине врезания рек водораздел на тех участках, где склоны его сошлись раньше, стал ниже, а где позже — выше. Разница в высотах определяется высотой пересечения склонов, т. е. h'' . При этом происходит увеличение не только относительной высоты, но и абсолютной, в то время как на участке водораздела EKM высота осталась неизменной. Денудационный же срез здесь составил большую величину.

Рассмотренная закономерность может наблюдаться при овражном расчленении поверхности. На участке, где овраги заложились на близком расстоянии друг от друга, исходная поверхность исчезает раньше, чем в тех местах, где расстояние между ними больше. Образующий-

ся водораздел между сближенными оврагами после исчезновения исходной поверхности понижается вместе с врезанием оврага.

Процесс возникновения равновесия легко проверяется экспериментально. Для этого можно выбрать участок, сложенный легко размываемыми грунтами (например, песком). В нашем опыте русла трех ручейков были заложены через 20, 30 и 40 см друг от друга. По мере врезания ручейков наблюдалось формирование склонов крутизной 30°. Склоны микроводораздела, возникшего между ручейками, протекавшими на расстоянии 20 см друг от друга, сошлись уже при врезании на глубину 5 см. Затем этот водораздел понижался по мере врезания ручейков. Самым высоким оказался водораздел с шириной основания 40 см, где склоны сошлись только при врезании на глубину 20 см, т. е. картина совершенно аналогична овражному или эрозионному расчленению поверхности. Чем шире основание водораздела, тем дольше сохраняется на нем исходная поверхность и тем большую высоту он приобретает при врезании рек.

«Устойчивые» и «неустойчивые» формы рельефа. Явление «запаздывания» в развитии форм. Существование крутых склонов предопределено активным поднятием и эрозионным расчленением поверхности. Пока существует поднятие и врезание рек, существуют и другие склоны и образуемые ими формы. Если поднятие будет в течение геологически длительного времени более или менее постоянным, то все склоны приобретут строго определенную крутизну, сойдутся между собой и образуют формы рельефа, которые станут отражать существующую в данный отрезок времени интенсивность поднятия и врезания рек. Формы рельефа в этот период времени можно назвать «устойчивыми». Эта устойчивость форм достигается только тогда, когда устанавливается равновесие между скоростями поднятия, врезания рек и денудационным снижением (вернее, когда соотношение рельефообразующих сил приближается к состоянию равновесия).

Изменение активности тектонических движений неизбежно вызывает перестройку форм. Возрастание скорости поднятия и врезания рек приводит к образованию более крутых склонов-равнодействующих. Но сохраняются и старые, менее крутые склоны, не соответствующие существующей интенсивности тектонического поднятия и врезания рек. Эти старые склоны и образуемые ими формы оказываются «неустойчивыми». В каждую единицу времени их морфологический облик меняется. Эти формы находятся на пути к новому состоянию равновесия. На рис. 3 показано, как развивалась бы форма $N_n O_n R_n$, если бы интенсивность поднятия увеличилась в 2 раза — с $A_1 A_2$ до $N_n' N_n'$ ($N_n' N_n' > A_1 A_2$). В результате возникают новые, более крутые склоны $N_n' S$ и $R_n' T$, отражающие большую интенсивность поднятия. Пока эти более крутые склоны не сойдутся, высота данной формы будет возрастать. Как только старые склоны исчезнут за счет отступления новых, более крутых склонов, опять наступит состояние, близкое к равновесию. Новая форма ($N_n''' O_n''' R_n'''$) будет снижаться на величину, равную величине поднятия ($N_n' N_n'$). Таким образом, устанавливается равновесие между величинами врезания и денудации.

Аналогичное явление происходит и при резком замедлении врезания рек. В этом случае должны формироваться более пологие склоны, отражающие новое соотношение скоростей эрозии и денудации. Но некоторое время сохраняются и крутые склоны, на которых процессы денудации протекают с прежней интенсивностью. Поэтому хотя поднятие и продолжается, врезание рек или прекращается совсем, или предельно замедляется. Они оказываются перегруженными обломочным материалом, поступающим со склонов. В долинах рек происходит аккумуляция, за счет которой несколько сокращается длина склонов и уменьшается величина поступления обломочного материала в долину. В конечном результате крутые склоны полностью уничтожаются и равновесие опять восстанавли-

ливается. На рис. 5 форма рельефа ABC отвечала тектоническому поднятию большой интенсивности. И пока интенсивность его не менялась, форма ABC была устойчивой. Но, допустим, интенсивность поднятия стала меньшей и изменение этой интенсивности произошло резко, так

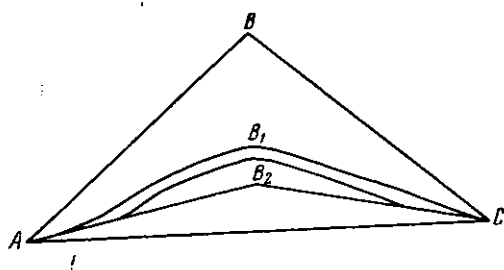


Рис. 5

что форма ABC не успела преобразоваться синхронно с этим изменением интенсивности. Тогда новой, меньшей интенсивности поднятия должна отвечать и новая форма рельефа с более пологими склонами, например AB_2C . В результате прежняя форма рельефа ABC оказывается неустойчивой. Конечным результатом развития формы ABC явится новая устойчивая форма, отвечающая более слабому тектоническому поднятию. Склоны AB и BC неустойчивой формы ABC будут параллельно отступать и замещаться вначале формой AB_1C , характеризующейся склонами с выработанным профилем равновесия, а затем новой устойчивой формой AB_2C . Если устойчивая форма должна представлять собой ровную поверхность AC (тектонические движения прекращены), то положительная форма, развиваясь, должна будет замещаться горизонтальной поверхностью.

Как видим, в соотношении тектонических движений, эрозионных и денудационных процессов обнаруживается «запаздывание» в развитии форм. Это запаздывание является основной причиной того, что равновесие между величиной поднятия и денудационного снижения поверхности может не достигаться, а если достигается, то в случаях геологически длительной стабильности тектонических движений. Очевидно, возможны различные варианты этого соотношения. Во взаимодействии же процессов эрозии и денудации равновесие чаще всего достигается. Это связано с тем, что врезание рек, достигнув своего предела, затем становится более или менее равномерным. Особенно это характерно для центральных участков морфоструктур. Когда в краевых частях гор врезание достигает своего предела, в центральных участках оно еще интенсивно продолжается. Если по периферии положительных морфоструктур интенсивность врезания рек менялась синхронно с изменением интенсивности тектонических движений, то в центральных их частях «чувствительность» рек к изменениям активности тектонических движений снижается. Здесь реки врезаются более или менее равномерно, в соответствии со своим гидродинамическим режимом. Поэтому в центральных частях гор возникают равновесные формы рельефа. Здесь скорость врезания рек оказывается равной или близкой скорости снижения форм за счет денудации. Этим объясняется существование в центральных частях гор крутых, прямых, сходящихся под острым углом склонов, образующих формы примерно одинаковой высоты. Такие склоны, опирающиеся непосредственно на поймы или низкие террасы, несомненно, отражают состояние равновесия между скоростью врезания рек и денудацией. Здесь, таким образом, формы рельефа являются устойчивыми вплоть до прекращения врезания рек (компенсация величины поднятия).

Закон равновесия рельефообразующих сил. Принято считать, что во взаимодействии эндогенных и экзогенных сил может быть или равенство этих сил, или превышение одних над другими. Данное положение в современной геоморфологической науке признается большинством исследователей, но его нельзя считать правильным.

Если взять ровную поверхность денудационной равнины, то хотя на ней и протекают экзогенные процессы, она все равно остается морфоло-

гически подобной самой себе. Денудационная равнина отражает состояние равновесия эндогенных и экзогенных сил. Деформация поверхности тектоническими движениями приводит к активизации денудационных процессов. Это достигается путем образования склонов строго определенной крутизны. Чем больше скорость поднятия, тем круче склоны и тем интенсивнее протекают процессы денудации. В любых климатических условиях суши тектонические движения преобразуют ранее ровную поверхность в сложную, многообразно изогнутую. Она стремится приобрести под воздействием денудационных и эрозионных процессов такой профиль, при котором бы наступило равновесие между величинами поднятия и снижения. Таким образом, денудационные процессы находятся в прямой связи с тектоническими, и поэтому они не могут превышать их по своим результатам, за исключением случаев запаздывания в развитии форм. Следовательно, тектонические движения любой интенсивности, самой малой и самой большой, всегда выражаются на поверхности Земли в виде предельно пологих или максимально крутых склонов.

Таким образом, в формировании рельефа проявляется один из главных законов — закон равновесия рельефообразующих сил. Участки поверхности, секущие породы, неустойчивые к выветриванию, понижаются быстрее, чем те, на которых эта поверхность срезает более крепкие породы. Закон же равновесия требует, чтобы все участки поверхности снижались с одинаковой скоростью. Поэтому прежде ровная наклонная поверхность превращается в сложную поверхность, которая на всех своих участках за единицу времени снижается на одну и ту же величину. На участках, где поверхность сложена крепкими породами, это достигается за счет образования положительных форм с крутыми склонами, а на участках быстрее разрушающихся горных пород — с пологими. Закон равновесия основных рельефообразующих сил можно сформулировать следующим образом: *равномерно происходящее взаимодействие эндогенных и экзогенных сил, а также отдельных факторов экзогенного рельефообразования всегда приводит к возникновению такой поверхности, при которой действие одних сил полностью компенсируется действием противоположно направленных сил.* Проявление этого закона приводит к образованию «поверхности равновесия», морфология которой не изменяется при равномерном воздействии на нее факторов рельефообразования. Такой поверхностью равновесия является, например, пенеплен или сложная поверхность гор, сформировавшихся в процессе длительного более или менее равномерного поднятия.

Применив закон равновесия рельефообразующих сил, можно объяснить образование ярусов гор. В настоящее время считается, что происхождение ярусов рельефа в основном связано с прерывистыми тектоническими движениями. Такой путь образования ярусов возможен. Однако ярусы могут образоваться и другим способом. Пример тому имеется в Нижнем Приамурье.

Анализ геологической истории развития этого района показывает, что с момента разделения поверхности на блоки (эоцен — олигоцен) происходили непрерывные дифференцированные тектонические движения, приведшие к образованию положительных (сложных горстовых) и отрицательных (грабеновых депрессий) морфоструктур. В пределах положительных морфоструктур рельеф характеризуется двумя хорошо выраженными ярусами. Образование яруса рельефа по краю морфоструктур связано с тем, что здесь густота расчленения поверхности больше и поэтому ширина водоразделов по основанию в 1,5—2 раза меньше, чем в центральных участках морфоструктур. Следовательно, высота форм в центральных частях морфоструктур должна быть большей.

Еще контрастнее эта закономерность выражается в случае, когда породы характеризуются неодинаковой устойчивостью к воздействию выветривания. В пределах гранитоидных интрузий, например, густота

расчленения поверхности меньше. Соответственно и формы рельефа на таких участках выше, чем в пределах распространения осадочных образований. Тем самым можно объяснить приуроченность горных хребтов к выходам на дневную поверхность гранитоидных интрузий. Существует мнение, что в Нижнем Приамурье гранитоидные интрузии с момента своего внедрения испытывали унаследованное поднятие и это явилось причиной образования хребтов (Лишневецкий, 1965; Худяков, 1965). С этим трудно согласиться, поскольку интрузии в большинстве случаев занимают большую часть площади блоков и поэтому поднятие их должно было вызывать подъем всего блока, а не только узлокального участка, примыкающего непосредственно к интрузивному телу. Даже небольшие интрузивные тела, как, например, штоки, тоже выражаются на поверхности в виде положительных форм той или иной высоты. Если исходить из положений упомянутых исследователей, то образование останцовых возвышенности в пределах штока гранитов также связано с его локальным поднятием. Вероятнее всего, что состояние динамического равновесия в пределах интрузивных тел устанавливалось намного позже, чем в краевых частях морфоструктур. Когда на периферии блоков уже возникли формы равновесия, в центральных участках только еще происходило врезание рек и образование форм. Исходная поверхность по краям морфоструктур при блоковом поднятии уничтожалась раньше, чем в центральных участках. За счет этого создавался ложный эффект «всплывания» интрузивных массивов. Механизм этого всплывания тот же, что и в случае образования останцовых возвышенностей.

Учет выявленной закономерности позволяет более успешно вести морфоструктурный анализ территории. Так, например, наличие равновесных форм рельефа в центральных участках морфоструктур и отсутствие их по краям вместе с наличием остатков исходной поверхности, несомненно, свидетельствует о сводовой деформации поверхности. Если, наоборот, формы равновесия устанавливаются в краевых частях морфоструктур, а в центральных участках их еще сохранилась исходная поверхность, то данную морфоструктуру можно с уверенностью относить к типу горстовых.

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов И. П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы — уровень научного познания, новые задачи и методы исследования. Современные экзогенные процессы рельефообразования. М., «Наука», 1970.
Кривошук А. Е. Жизнь земной поверхности. М., «Мысль», 1971.
Лишневецкий Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования. — Геотектоника, № 3, 1965.
Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географиз, 1948.
Худяков Г. И. О происхождении горных хребтов в южной части Дальнего Востока. — Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
Hack J. T. Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate Regions. — Amer. J. Sci. Bredley, No. 258—A, 1960.
Hack J. T. Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia, and origin of the residual deposits. — U. S. Geol. Surv. Prof. pap., No. 484, 1965.

Хабаровский комплексный НИИ
Дальневосточного научного
центра АН СССР

Поступила в редакцию
16.I.1973

ON THE THEORY OF DYNAMIC EQUILIBRIUM OF RELIEF-FORMING STRENGTHS

A. V. POZDNYAKOV

Summary

The mechanism of the interaction of the two main groups of relief-forming factors (dissecting land surface and planating it) is discussed. The morphological result of the interaction can be a slope of a certain steepness, which permits to consider the slope as a resultant value of the different rate of the processes. Approach of the resultant slopes causes lowering of landforms, the amplitude being equal to the base level lowering. In case of approaching slopes the height of a landform depends on the width of its base. That is why during the constant uplift of differently dissected surface different levels are formed. The law of equilibrium of relief-forming factors is formulated.