

А. Г. ТАРАКАНОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СКЛОНОВ В ВЫСОКОГОРЬЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

Условия и механизм развития склонов в высокогорном поясе Тянь-Шаня, многие детали их строения пока остаются слабо изученными. В предлагаемой статье характеризуются два склона, расположенные в разных районах Тянь-Шаня.

Условия развития склонов

Один из исследуемых склонов расположен в бассейне верховьев р. Арабель-Су, к ЗСЗ от ледника Суек (северный склон хр. Джетим-Бель). На данном участке абс. высота гребня водораздела составляет 4140 м, днища долины 3850 м. Второй склон находится в бассейне р. Тез, левого притока р. Баралбас в бассейне верховьев р. Ак-Шийрак. Абс. высота гребня составляет 4070 м; нижней части склона — 3860 м. В обоих районах сохранились следы последнего оледенения. Склоны расположены в самой верхней части альпийского пояса. Эти участки интересны еще и тем, что по отношению к отмеченным склонам хребтов продолжительное время местные базисы эрозии были относительно стабильными, а климатические условия в голоцене в связи с очень большой абсолютной высотой территории скорее всего суровыми и во времени изменялись незначительно.

Для обоих районов характерны короткое холодное лето и суровая зима. На ближайшей к первому району метеостанции «Тянь-Шань» (абс. высота 3614 м) средняя годовая температура воздуха составляет минус 8°, на высотах 4000—4100 м она соответственно ниже на 3—4°. Во втором районе на такой же абс. высоте температура воздуха, особенно летом, несколько выше, чем в первом, что подтверждается при других одинаковых условиях большей толщиной сезонно-талого слоя (СТС). Атмосферные осадки выпадают преимущественно в весенне-летний период. В первом районе на склонах хребта годовое количество осадков достигает 600 мм, толщина снежного покрова — 60—100 см. На южном склоне хр. Ак-Шийрак осадков выпадает несколько меньше, а рядом в межгорном понижении их количество не превышает 250—300 мм в год.

В обоих районах многолетняя мерзлота сплошная. В межгорных понижениях ее мощность достигает 100 м и более, а на прилежащих склонах хребтов 400—500 м. В районе метеостанции «Тянь-Шань», по данным А. П. Горбунова [1], средняя годовая температура многолетней мерзлоты составляет около минус 6°, на абс. высотах 3900—4200 м — минус 7—10°. На высотах 3700—4140 м толщина СТС колеблется от 0,5 до 3,5 м и более. На характеризуемом участке северного склона хр. Джетим-Бель толщина СТС в 1,4—2,0 раза меньше, чем во втором районе. Одной из основных причин разной толщины СТС служит более южное положение второго района, другой — южная экспозиция склона хр. Ак-Шийрак и северная — хр. Джетим-Бель. На толщину СТС сильно повлияла и разная экспозиция исследуемых склонов. Во втором районе склон имеет юго-западную экспозицию, в первом — восточную.

Исследуемые участки хребтов сложены преимущественно палеозойскими и мезозойскими породами осадочного комплекса (сланцы, алевролиты, тонкозернистые песчаники и др.). В первом районе осадочные породы более стойки к выветриванию, чем на южном склоне хребта Ак-Шийрак; в первом районе местами встречаются довольно прочные ороговикованные породы, во втором, также на отдельных участках, очень быстро разрушающиеся — гипс, алевролиты, иногда аргиллиты.

Высота местных базисов эрозии в районах исследования составляет 3700—3900 м. В первом районе в голоцене колебания базисов вряд ли были значитель-

ными. За это время р. Арабель-Су очень слабо углубила свою долину. Речные террасы отсутствуют или они очень низкие. Террасы не характерны и для второго района.

За голоцен высота базисов денудации характеризуемых склонов также менялась слабо. В первом районе за счет накопления рыхлого материала в днище долины его высота даже несколько увеличилась. Повышение базисов денудации отмечается во многих долинах обоих районов. Склоны опираются на 1,2—2,0-метровые надпойменные террасы (высокие поймы).

Строение склонов

В первом районе длина склона составляет около 600 м. Склон сравнительно ровный, лишен растительности и с редкими выходами коренных пород на дневную поверхность, у основания слабо вогнут и слабовыпуклый в верхней своей части. Гребень водораздела округлый. Наиболее выположенная верхняя часть склона имеет ширину 25 м. На удалении от линии водораздела 30 м уклон поверхности достигает 16° , 60 м $28\text{--}30^\circ$. Далее по нижней части склона крутизна составляет $31\text{--}36^\circ$. Наибольший уклон отмечен ниже верхней выположенной части склона на протяжении 60—100 м (рис. 1). Далее крутизна склона постепенно уменьшается к его подошве до $25\text{--}20^\circ$. Противоположный склон водораздела сходен с описанным.

Склон курумный, на отдельных ограниченных по площади участках встречаются дресвянисто-щебнистые микрополосы. К середине июля 1984 г. у основания склона местами сохранялись еще небольшие лавинные снежники. К концу июля они исчезли полностью. Отдельные низкие скальные выступы на склоне образованы породами, обладающими более высокой стойкостью к физическому выветриванию по сравнению с фоновыми.

По линии падения склона приблизительно через одинаковый интервал было вскрыто 6 шурфов. Четыре верхних достигли коренных пород (рис. 1). Поверхность приводораздельной части склона с микронеровностями и полигонами со слабо выраженной сортировкой обломков. В толще рыхлого покрова обломки упакованы довольно плотно. Рыхлые отложения разуплотняются вниз по склону. На гребне и в верхней части склона до его крутизны 16° обломки можно разбирать только с помощью кайления, а при крутизне более 20° рыхлый грунт уже свободно берется лопатой. По мере увеличения крутизны отложения чехла становятся все более рыхлыми, что может свидетельствовать о возрастании его динамичности в этом направлении.

Начиная с 60—70 м ниже гребня водораздела и почти до основания склона строение рыхлого чехла сравнительно однообразно. Заметно лишь слабое нарастание содержания мелкозема и выветрелости обломков, увеличение мощности рыхлых отложений; примесь мелкозема в них не превышает 5—10%. Среди обломков преобладает угловатый слабовыветрелый щебень. В верхней части склона и на гребне водораздела корочки выветривания в обломках едва просматриваются, а в средней и нижней частях их толщина достигает 1—2 мм. Вниз по склону у значительной части обломков нарастает закругленность ребер и углов.

Выше и ниже по долине от характеризуемого участка крутизна склона сильно колеблется. На отдельных участках крутизна достигает $50\text{--}60^\circ$ и склон скалистый или осыпной, на других — уклон менее $40\text{--}35^\circ$. Наибольшая крутизна отмечается в гляциальном поясе, хотя крутизна правого борта трога, занятого ледником, местами бывает даже меньше угла естественного откоса, и на нем нет выходов коренных пород.

Во втором районе склон менее крутой и заметнее выполаживается книзу. У гребня водораздела его крутизна составляет 10—20, на большей (средней) части склона 26—30 и в нижней — $18\text{--}12^\circ$ (рис. 2). Наибольшая крутизна (до 30°) отмечается в 60—80 м ниже гребня водораздела, а затем склон постепенно выполаживается книзу, и более всего это заметно у его подошвы. На по-

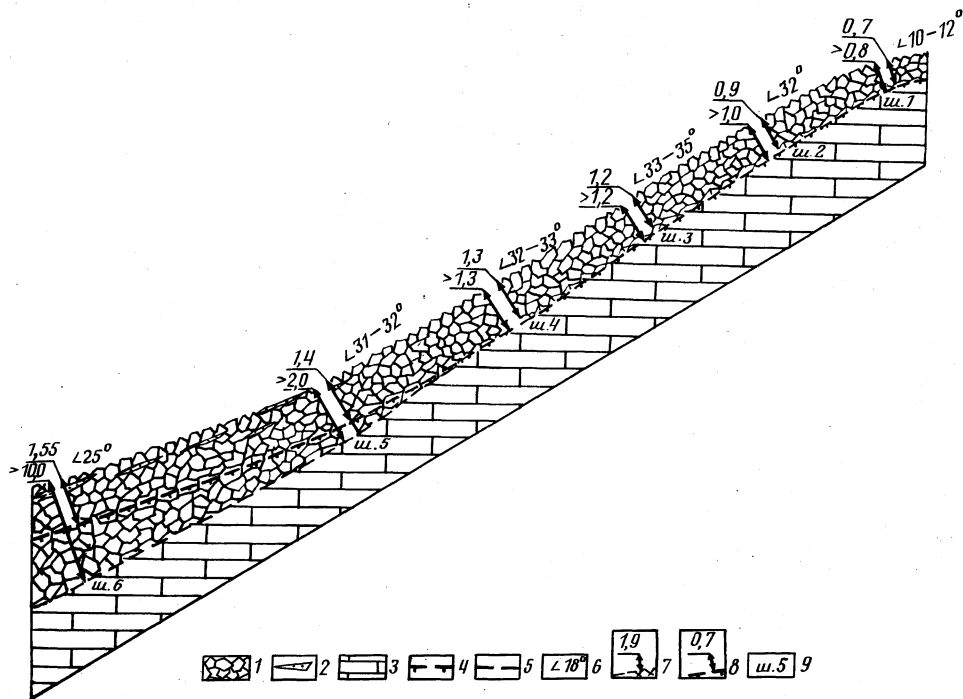


Рис. 1. Строение склона в хр. Джетим-Бель

1 — щебень, мелкие глыбы, дресва; 2 — линзы и прослои преимущественно из супеси, суглинка и дресвы; 3 — коренные породы; 4 — граница многолетней мерзлоты; 5 — граница предполагаемая; 6 — крутизна склона; 7 — мощность рыхлого чехла, м; 8 — мощность сезонно-талого слоя, м; 9 — номер шурфа

верхности почти отсутствуют курумы, но широко развиты мелкощебнистые микрополосы, некрупные щебнистые сортированные полосы, отмечаются солифлюкционные наплывы и террасы, чего не наблюдалось в первом районе. На значительной части склона верхний горизонт рыхлого покрова сложен щебнем (мощность не более 20—30 см), на остальной — грязно-палевым суглинком с примесью дресвы и мелкого щебня. На небольших по площади участках склона отмечаются редкие скальные выступы высотой до 1—2 м. По сравнению с фоновыми породами здесь они более прочны и менее трещиноваты. Противоположный склон водораздела имеет крутизну 35—38°. Он курумовый, осыпной со скальными выступами высотой до 10 м.

Ширина округлой выположенной части гребня водораздела составляет около 15 м. Столь незначительная его ширина при меньшей крутизне склона по сравнению со склоном первого района объясняется развитием на гребне сравнительно стойких к разрушению пород, меньшей их трещиноватостью и тем, что противоположный склон водораздела имеет большую крутизну. С этой стороны идет подрезание гребня водораздела, а вследствие этого сужение выположенной его части. На поверхность выступают местами коренные породы.

На гребне до глубины 0,25 м вскрываются щебень и мелкие глыбы с примесью суглинка. Ниже по разрезу отложения представляют собой слабосмещенный от места своего формирования обломочный элювий. Ниже порода становится менее раздробленной и на глубине 1 м степень трещиноватости резко уменьшается. В рыхлом покрове содержание мелкозема быстро нарастает вниз по склону. Уже на удалении от гребня 40 м (ш. 2) в толще разреза хотя и преобладает щебень, но заметнее примесь частиц супеси, суглинка и дресвы. В нижней половине рыхлого чехла примесь мелкозема резко сокращается. В середине, а особенно у основания склона (ш. 4 и 5), в верхней и средней частях рыхлой толщи СТС

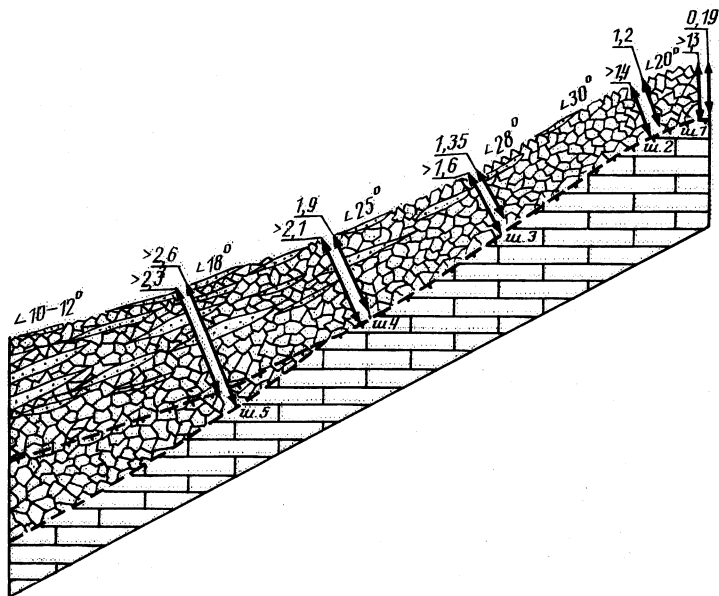


Рис. 2. Строение склона долины ручья на участке южного склона хр. Ак-Шийрак (условные обозначения на рис. 1)

существует уже мощностью до 0,5 м цепные прослой и линзы суглинка и супеси с незначительной примесью щебня. В нижней содержание мелкозема быстро уменьшается, а у коренных пород или в нижней части СТС присутствие его весьма ограничено в связи с вымыванием мелкозема надмерзлотными водами (рис. 2).

В строении обоих склонов, таким образом, имеется большое сходство, хотя в первом районе склон круче на 4—6°. Верхние части обоих склонов выположены, а гребни водоразделов округлые. Ширина выположенной верхней части склона в первом районе несколько меньше, чем во втором, и составляет соответственно 40—60 м. Крутизна верхних частей склонов нарастает постепенно сверху вниз. После достижения максимального угла наклона начинается выполаживание книзу. Во втором районе выполаживание происходит заметнее.

От гребней водоразделов и до оснований склонов СТС заходит в коренные породы (рис. 1, 2), которые в сфере влияния СТС сильно разрушены морозным выветриванием и по сути представляют собой элювиальный горизонт, сохраняющий в себе признаки материнских пород (элементы сланцеватости, слоистости). Глубже СТС степень выветрелости пород резко падает, и они становятся слаботрешиноватыми. В нижней части обоих склонов СТС уже не достигает коренных пород, хотя его толщина значительно увеличивается вниз по склону. Так, в первом районе в верхней части склона на абс. высоте 4120 м ее подошва располагается на глубине около 0,9 м, у основания — 1,55 м, во втором районе на гребне водораздела она составляет около 1,2—1,3 м, а у основания склона толщина СТС превышает 2,2—2,5 м.

Вниз по склону увеличивается мощность рыхлых отложений (сюда включается и рыхлый элювий). Так, в первом районе в пригребневой части склона на абс. высоте 4120 м и мощность рыхлого чехла составляет 0,7 м, на высоте 4070 м — 0,9 м, 4010 м — 1,2 м, 3960 м — 1,3 м, 3910 м — $>1,45$ м (коренные породы не вскрыты), на 3860 м — $>2,25$ м (коренные породы не вскрыты) (рис. 1). Во втором районе на гребне толщина рыхлого покрова составила 0,9 м, на высотах 4040, 3990, 3940, 3900 м соответственно — 1,1; 1,35; 1,9; $>2,2$ м; в последнем случае коренные породы не вскрыты (рис. 2). Увеличение мощности

рыхлого чехла к основаниям склонов в других горах отмечали А. Е. Криволуцкий [2], А. В. Поздняков [3], Д. А. Тимофеев [4], И. И. Крылов [5], В. А. Кривцов [6] и др. В первом районе содержание тонкой фракции слабо нарастает вниз по склону, во втором это происходит быстро, что следует объяснить большим выполаживанием склона к подошве и меньшей стойкостью пород к разрушению.

Некоторые особенности развития склонов

В районах исследования момент деградации ледников последнего оледенения стал своеобразной точкой отсчета для направленного развития склонов при фиксированном или слабоколеблющемся базисе денудации, сравнительно сходных климатических и геокриологических условиях. В момент исчезновения ледников склоны были очень крутыми, что подтверждается крутизной бортов трогов, стенок цирков и каров в современном гляциально-нивальном поясе, в преобладающем большинстве случаев превышающей угол естественного откоса. Тот факт, что древние ледники оставляют после себя очень крутые, часто скалистые борта трогов, отмечали еще А. Пёнк и Е. Брюкнер [7].

На развитие обоих склонов основное влияние оказали следующие процессы криогенного морфогенеза: морозное выветривание, криогенная десерпция, действие стебелькового и гольцового льда, морозная сортировка грунта и солифлюкция; меньшее влияние — флювиальные процессы: струйчатый и плоскостной смыв, вымывание тонких частиц надмерзлотными водами, также термогенная и гидрогенная десерпция. На небольших участках происходит гравитационное осыпание грунта, ограниченно проявляется и лавинная деятельность. Ввиду очень малого содержания в рыхлых склоновых отложениях тонких частиц грунта в первом районе солифлюкция практически не проявляется, зато в морфогенезе склона второго района она занимает важное место. Во втором районе влияние гольцового льда на денудацию значительно меньше, чем в первом, в связи с высокой степенью закрытости в верхней части горизонта рыхлого покрова крупных пор мелкоземом. По этой же причине активнее протекает здесь, чем в первом случае, плоскостной и струйчатый смыв. Склон второго района, по-видимому, не подвержен влиянию лавин ввиду сравнительно большой его выположенности и меньшей снежности района. Следы лавин видны лишь на весьма ограниченных участках.

Отмеченные процессы, кроме лавинных и обвально-осыпных, перемещают частицы грунта вниз по склону медленно — от нескольких миллиметров до десятков сантиметров в год. В развитии склонов такие процессы преобладали, по-видимому, на протяжении всего голоцена. Доля обвально-осыпных и лавинных процессов уменьшалась в связи с выполаживанием склонов.

На склоне второго района в связи с меньшей стойкостью пород к разрушению и глубоким проникновением СТС в коренные породы за счет большей его толщины должна активнее протекать денудация, чем на склоне первого района. Энергичное разрушение здесь пород подтверждается меньшей крутизной склона и меньшим числом участков с выходами коренных пород на дневную поверхность, высоким содержанием тонкой составляющей в рыхлом грунте и выветрелостью обломков. В мощном СТС должно энергичнее протекать разрушение коренных пород и рыхлого материала, смещение последнего вниз по склону по сравнению с СТС ограниченной толщины. Толщина СТС оказывает сильное влияние на активность денудации на склонах, особенно при крутизне менее угла естественного откоса. Таким образом, большая толщина СТС на склоне второго района и меньшая стойкость пород к выветриванию за один и тот же промежуток времени способствовали большему выполаживанию этого склона по сравнению со склоном второго района.

В разных частях склона отмеченные процессы денудации протекают не совсем однозначно и их комплекс будет неодинаков, что обусловлено изменением гранулометрического состава, наращиванием мощности рыхлого грунта и тол-

шины СТС вниз по склону, также разной степенью обводненности и уменьшением крутизны склона в этом направлении.

Казалось бы, в нижних частях склонов денудация должна протекать энергичнее, чем в вышерасположенных, в связи с нарастанием толщины СТС в этом направлении и отмеченными причинами. Чем ближе к основаниям склонов, тем глубже должен проникать СТС в коренные породы, а вследствие этого благоприятствовать энергичной подготовке пород морозным выветриванием к денудации. Однако глубокому проникновению СТС в коренные породы препятствует закономерное нарастание мощности рыхлого покрова вниз по склону, и в этом направлении СТС захватывает все меньший слой коренных пород, пока его подошва не поднимется до уровня поверхности последних, которые «консервируются» от разрушения многолетней мерзлотой. Обломки из многолетнемерзлых пород практически не поступают в рыхлые отложения склонов.

Такое состояние СТС на склоне в перигляциальном поясе, на наш взгляд, вполне закономерно. После возникновения элювий в СТС вовлекается в склоновые отложения и перемещается вниз по склону. По направлению от гребней водоразделов вниз по склонам к материалу, поступающему с верхних частей склонов, прибавляются все новые и новые порции обломков, отчужденных от коренных пород. В связи с этим нарастание мощности рыхлых отложений вниз по склону происходит настолько активно, что увеличение толщины СТС не поспевает за ним.

При одинаковой интенсивности выветривания коренных пород и одинаковой скорости перемещения рыхлого материала на элементарных участках уже при удалении от гребня водораздела на первые десятки метров мощность рыхлого материала должна бы превысить толщину СТС, и последний не должен заходить в коренные породы. Приведенный материал свидетельствует о том, что при фиксированных базисах денудации почти до нижних частей склонов СТС заходит в коренные породы, а мощность чехла в этом направлении нарастает постепенно и не столь значительно, чтобы на каком-то участке превысить толщину СТС. Такое возможно только в том случае, когда при одинаковой крутизне склона и даже некотором его выполаживании скорость смещения рыхлого покрова должна нарастать и прежде всего в зависимости от увеличения его мощности. Самую высокую скорость движения рыхлого материала следует ожидать в нижней части склона, на участке, где кровля многолетней мерзлоты совпадает с кровлей коренных пород, подстилающих рыхлые отложения. Ниже по склону скорость остается постоянной или падает ввиду уменьшения крутизны к основанию склона, где возможна уже аккумуляция рыхлого материала.

Изложенный материал, таким образом, не свидетельствует о параллельном отступлении склонов в перигляциальном поясе гор при крутизне менее угла естественного откоса. В данных условиях скорее всего приемлема точка зрения Г. Луиса и Ю. Бюделя [8], считающих, что в гумидных областях средних широт и полярных странах со временем склоны становятся все более пологими, причем их подошва остается на месте. На прямом склоне, по их мнению, не может формироваться равномерно смещающийся вниз горизонт продуктов выветривания одинаковой мощности, что и является основной причиной выполаживания склонов к их основаниям.

Близки к этой мысли и другие исследователи. Например, М. А. Карсон и М. Д. Киркби (по [9]) хотя и допускают в зависимости от климатических колебаний и других причин выполаживание «главного» склона, либо его сокращение, тем не менее констатируют общее отступление склона внутрь водораздела с уменьшением уклона. Отступление вогнутого склона влечет за собой образование вогнутости в нижней части. Сокращение «главного» склона вызывает образование привершинной выпуклости. При его выклинивании общая конфигурация склона во времени не меняется.

На основании морфологического анализа неогеновой террасы на одном из участков долины р. Лены В. Л. Суходровский [10] пришел к выводу о выполаживании их уступов в голоцене.

Таким образом, на исследуемых склонах денудация наиболее энергично протекает в пределах гребней водоразделов и верхних частей склонов, уменьшается к средним и еще ограниченнее в нижних частях склонов, где происходит даже аккумуляция рыхлого материала. Выполаживание склона активнее происходило во втором районе, чем в первом, в связи с более интенсивно проявляющимися здесь процессами денудации. Более энергичной денудацией на месте сочленения двух противоположных склонов водоразделов по сравнению с денудацией на самих склонах скорее всего и следует объяснить образование округлых и уплощенных гребней водоразделов, выпуклых верхних частей склонов. ~~Параллельное отступление склонов, крутизна которых менее угла естественного откоса, в перигляциальном поясе невозможно. При существующих условиях происходит выполаживание склонов с некоторым их общим отступанием в глубину и с еще большим закруглением гребней водоразделов.~~ Развитие склонов в перигляциальном поясе Тянь-Шаня, по нашему мнению, более отвечает концепции Г. Луиса. При СТС большей толщины активнее происходит денудация, а следовательно, выполаживание склонов, особенно когда их крутизна меньше угла естественного откоса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунов А. П. Мерзлотные явления Тянь-Шаня. М.: Гидрометеиздат, 1970. 268 с.
2. Кривошукский А. Е. Жизнь земной поверхности. М.: Мысль, 1971. 408 с.
3. Поздняков А. В. Развитие склонов и некоторые закономерности формирования рельефа. М.: Наука, 1976. 172 с.
4. Тимофеев Д. А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.
5. Крылов И. М. Принципиальная схема динамики рыхлого материала в пределах оснований морфологических элементов // Климатоморфогенез и региональный географический прогноз. Владивосток, 1980. С. 78—86.
6. Кривцов В. А. Строение чехла рыхлых отложений и преобразование вещества на склонах медленного массового смещения в низкоромном обрамлении Дунканской впадины // Климатоморфогенез и региональный географический прогноз. Владивосток, 1980. С. 82—93.
7. Пенк В. Морфологический анализ. М.: Гос. изд. геогр. лит., 1961. 359 с.
8. Дедков А. П. Климатоморфологическая концепция развития склонов Г. Луиса и Ю. Бюделя // Развитие склонов и выравнивание рельефа. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1974. С. 154—159.
9. Дедков А. П., Трофимов А. М. Ценная монография о склоновых процессах и формах // Геоморфология. 1975. № 3. С. 96—98.
10. Суходровский В. Л. Выполаживание уступа неогеновой надпойменной террасы в голоцене // Геоморфология. 1980. № 2. С. 65—69.

Тянь-Шаньская физико-географическая станция
АН Кирг. ССР

Поступила в редакцию
17.XII.1988

SOME SPECIAL FEATURES OF SLOPES STRCUTURE AND EVOLUTION IN THE TIEN-SHAN HIGH MOUNTAINS

TARAKANOV A. G.

Summary

Two sites in the Inner Tien-Shan are discussed in detail, one is in a small valley at the southern flank of the Jetim-Bel Ridge (4140 to 3850 m a. s. l.), the other at the southern slope of the Ak-Shiirak Ridge (4070 to 3860 m a. s. l.). The author describes atructure of slope surface and loose mantle and speculates on the slope evolution and mechanism of the slope processes.