

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.4.037 (-925.42)

В. Р. БОЙНАГРЯН

**ВЫСОТНАЯ ПОЯСНОСТЬ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ГОРАХ
АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ
РАЗВИТИЯ ИХ СКЛОНОВ**

Армянское нагорье, расположенное между Малоазиатским и Иранским нагорьями, с давних пор привлекает к себе внимание исследователей. Вопросы его геологии, геоморфологии, орографии, физической географии рассматриваются в работах многих геологов и географов. Гораздо меньше внимания уделялось горным склонам отдельных участков и нагорья в целом.

На развитие склонов гор Армянского нагорья влияет целый ряд факторов: неотектонические движения блокового характера, создавшие первичную асимметричность горных склонов; высокая сейсмичность большей части нагорья, способствующая оживлению гравитационных процессов; относительная молодость склонов (миоцен-плиоцен-четвертичный возраст); широкое распространение вулканических склонов, отличающихся водопроницаемостью и сухостью; наличие у большинства из них промежуточных базисов денудации; значительная сухость склонов в течение летних месяцев и их увлажнение лишь в весенние и частично осенние месяцы (исключение составляют приморские склоны Восточно-Понтийских гор, избыточно увлажненные в течение всего года); широтное и субширотное простираие большинства хребтов (Восточно-Понтийские горы, Внутренний Тавр, Восточный Тавр, Триалетский, Месхетский, Шавшетский, Базумский, Памбакский, Севанский, Мургузский, Мровдагский, Варденисский, Мунзур, Паландекен, Агрыдаг, Курдистанские горы и др.) и как следствие — влияние экспозиции на склоновые процессы и развитие склонов в целом; расположение склонов в разных природно-ландшафтных поясах и влияние растительного покрова на их развитие и т. д. В орфографическом отношении Армянское нагорье можно подразделить на низкогорную (< 1500 м), среднегорную ($1500\text{—}2500$ м) и высокогорную (> 2500 м) зоны.

Общепринятой границы (абсолютной высоты) высокогорной зоны, как известно [1], не существует. И в горах Армянского нагорья она проводится разными исследователями на высотах от 2400 [2, 3] — 2500 м [4] до 2700 [5] — 2800 м [6]. Наши исследования показывают, что здесь высота 2500 м более соответствует границе высокогорной зоны, так как именно с этой высоты среднегодовая температура воздуха составляет 0°C или чуть ниже, появляются первые следы медленной солифлюкции в виде натечных валов, часты снежники, сохраняющиеся до середины лета. Выше 2500 м, согласно Ф. С. Геворкяну и Г. С. Хачатрян [4], расположена и зона оптимального увлажнения, характеризующаяся положительным балансом влаги и индексом сухости $0,8\text{—}1,0$.

В высокогорной зоне Армянского нагорья развиты почти все склоновые процессы, характерные для районов с криогенными условиями. Естественно, что интенсивность и масштабы проявления криогенных склоновых процессов возрастают здесь с увеличением абсолютной высоты и своего максимума они достигают на склонах наиболее высоких гор: Арарат, Сипан (Сюпхан), Арагац, Кач-

кар и Верченик (Восточно-Понтийские горы), Капутджух (Зангезурский хр.), Гямыш (хр. Муровдаг), Башет (Курдинстанские горы) и др.

Не вдаваясь в рассмотрение механизма склоновых процессов, свойственных высокогорным зонам, отметим только характерные их проявления в горах Армянского нагорья.

В преобразовании склонов высокогорной зоны одним из существенных процессов является **нивация**. У крошки снежников горные породы подвержены более интенсивному морозному выветриванию. Выветрелый материал удаляется со склона талыми водами или смещается вниз под действием солифлюкционного процесса, формируя «языки» и потоки разжиженного грунта. При этом отступает не только верхний крутой участок, но и нижняя пологая часть склона, и на месте снежника происходит углубление и расширение нивальной ниши. После таяния снежника склон в течение долгого времени остается на этом месте обнаженным и не защищенным от действия дождевых (ливневых!) вод. Поэтому весь мелкозем удаляется со склона и нередко скальные породы оказываются прикрытыми сверху лишь щебенкой, которую в этом случае можно рассматривать как склоновый перлювий.

На участках распространения морен вюрмского оледенения мелкозем скапливается в понижениях между моренными холмами (вюрмская морена на Армянском нагорье имеет мелко холмистый рельеф [7] — таковы морены Арагаца, Бингеля и др.), формируя мелкозернистые и тонкозернистые отложения мощностью до 1,5—2,0 м [8], и постепенно выколачивает их склоны и нивелирует рельеф вюрмской морены.

Солифлюкция в горах Армянского нагорья проявляется с высоты 2500 м на склонах северной и 2600—2700 м — южной экспозиций и связана с сезонной мерзлотой. Аналогичные абсолютные высоты нижней границы солифлюкции для разных районов Армянского нагорья приводятся и в литературе: 2500 м в горах Тавр [9], 2700 м на склонах вулкана Сипан (Сюпхан) [10].

Смещение рыхлообломочного материала в результате солифлюкционных процессов проявляется здесь в виде различных форм: натечных валов высотой 20—30 см без разрыва дернины (на склонах моренных холмов крутизной 15—20° и шлаковых вулканических конусов), ступеней с разрывом дернины (на более крутых участках), «натечных» террас, заполнения «карманов» между крупными глыбами и склонами, перетекания (переползания) смещаемого материала через глыбы после заполнения «карманов», «языков» и потоков сильно разжиженного грунта на склонах крутизной более 20—25°, обычно ниже снежников (быстрые сплывы — солифлюкционно-селевые потоки, по Д. А. Тимофееву [11], массового распространения с высоты 3200 м ползущих глыб (первые проявления этого явления зафиксированы нами на высоте 2600 м), «морщинистые» (по терминологии Г. С. Ананьева и В. В. Екимова [12]) склонов (последние встречены нами на трахиандезитах Гегамского вулканического нагорья) и т. д.

В литературе по склонам имеются противоречивые сведения о проявлении солифлюкции на одних и тех же вулканических породах. Так, солифлюкционное смещение выветрелого материала отмечается на базальтах Фарерских островов [13], Шотландии [14], Земли Франца-Иосифа [15], андезитах Анд [16], андезитодацитах Чукотки [14], однако оно отсутствует на андезитах вулкана Демавенд [17] и базальтах Исландии [14]. Слабое развитие солифлюкции отмечает В. В. Ермолов [14] на траппах Сибирской платформы. По Л. А. Жигареву [18], солифлюкция совершенно не развивается на склонах, сложенных кислыми эффузивными породами.

При полевых исследованиях и камеральном дешифровании аэрофотоснимков разных масштабов проявления солифлюкции отмечались нами на склонах, сформированных не только лавами (андезиты, базальты, андезитодациты), но и пирокластическим материалом. По-видимому, следует говорить не о типе вулканической породы при выяснении возможности проявления на ней солифлюкции, а о степени ее выветрелости («свежести», молодости вулканической породы)

и гранулометрическом составе продуктов выветривания (в этом отношении наиболее благоприятны для развития солифлюкции морены, а также склоны, сложенные метаморфическими сланцами [19]; уменьшение развития солифлюкции в зависимости от пород, вернее, от гранулометрического состава продуктов их выветривания, отмечает Т. Н. Каплина [14], выстроив их в убывающий ряд от глинистых сланцев до песчаников).

Известно [14, 20 и др.], что солифлюкция развивается хорошо, если грунт представлен пылеватыми суглинками или супесями. При выветривании базальтов, андезитов и дацитов, по нашим исследованиям, формируется суглинистый или супесчаный элювий, в составе которого более 56—64% приходится на частицы размером менее 0,5 мм (средние данные по результатам гранулометрического анализа более 500 проб). При этом частицы размером менее 0,1 мм составляют 25—40%.

Следует учесть также характер поверхности вулканических склонов. Если они сформированы глыбовой лавой, то естественно, что для развития на них солифлюкции должно пройти достаточно много времени, чтобы промежутки между глыбами заполнились мелкоземом и склон приобрел бы более плавный профиль с достаточной для сползания (стекания) мощностью рыхлого покрова (слоем формосохраняемости, по Н. В. Тябину [21]). По-видимому, именно по этой причине на базальтах Исландии нет проявлений солифлюкции, так как склоны здесь прикрыты глыбами (каменные россыпи). Не будет проявлений солифлюкции и на достаточно свежих лавах, которые не успели еще сформировать мелкоземистый элювий.

В привершинных частях высокогорных участков гор Армянского нагорья сформированы мощные (до 10—15 м) толщи солифлюкционных накоплений, включающих в себя крупнощебенистый и глыбовый материал крутых склонов. Это скорее солифлюкционно-гравитационные (солифлюкционно-обвально-осыпные) накопления. Большая их часть представляет собой реликтовые образования, сформированные в периоды похолоданий, когда снеговая граница была ниже и криогенные склоновые процессы протекали здесь более интенсивно.

С криогенными процессами связано и смещение каменных россыпей (курумов, или чингилов), которые занимают большие площади на склонах гор Армянского нагорья. Не останавливаясь на вопросах их происхождения и распространения (более подробнее об этом см. в работах [22—25] и др.), укажем только, что чингилы повсеместно смещаются и скорость их смещения зависит в значительной степени (при прочих равных условиях) от крутизны склона. Так, если на склоне северо-восточной экспозиции крутизной 15—17° отдельные глыбы смещаются со скоростью от 3—4 мм до 11 см в год, то на склоне той же экспозиции, но крутизной 30—35°, смещение составляет уже 0,66—1,33 м / год. С аналогичной интенсивностью смещаются глыбы чингилов и на склоне южной экспозиции той же крутизны¹. Смещение глыб не всегда одностороннее (вниз по склону). Отмечалось выпирание глыб и вверх.

Из склоновых процессов, характерных для высокогорной зоны Армянского нагорья, меньшее значение (по сравнению с нивацией и солифлюкцией) имеют лавины. Они приурочены к крутым наветренным склонам вулканов Арарат, Сипан, Арагац, вершинной зоне Месхетского, Тriaлетского хребтов, Джавахетского нагорья и других высоких гор. Лавины на Армянском нагорье сходят преимущественно весной, что связано с общим накоплением снега и наступлением теплой погоды. Их роль сводится в основном к некоторому выполаживанию склонов в результате смещения вниз определенной массы (объема) выветрелого рыхлообломочного материала и накопления его у подножия склона.

Если одни склоновые процессы приурочены к определенной орографической зоне (например, нивация, солифлюкция, лавины характерны только для высоко-

¹ Наблюдения за смещением глыб чингилов проводятся автором с 1978 г. в разных частях АрмССР с постоянных реперов при помощи теодолитных засечек положения глыб. На каждом участке замерялось положение 30—50 глыб.

горной зоны), то другие азональны (например, обвалы и осыпи могут встречаться во всех орографических зонах, различаются только интенсивность процесса и масштабы его проявления).

В среднегорной зоне ведущее место среди склоновых процессов занимают **дефлюкция** и **оползневые** деформации склонов. Первая представляет собой ведущий процесс на всех задернованных и залесенных участках склонов, где исключаются делювиальный смыв или эрозионный размыв. В среднегорной зоне основная масса обломочного материала поступает в русла рек за счет дефлюкции.

Наши наблюдения за процессом дефлюкции в разных районах Армянской ССР (северо-восточной части Армянского нагорья) показывают, что этот процесс является ведущим в среднегорной зоне и основное смещение грунта происходит в весеннее (частично и осеннее) время, когда грунт наиболее увлажнен. В летний период грунты на склонах Армянского нагорья в среднегорной зоне почти все время сухие (дожди очень редки, за исключением приморских склонов Восточно-Понтийских гор), поэтому слабое дефлюкционное смещение в это время возможно лишь за счет температурных изменений объема грунта, которые охватывают незначительную верхнюю толщу. К этому следует добавить еще прогрессирующее высыхание грунта летом и соответствующее изменение его объема с некоторым смещением вниз по склону².

В низкогорной зоне, где увлажненность грунтов меньше, суточные и годовые колебания их температуры незначительны, а промерзание рыхлого покрова или не происходит или оно очень небольшое, интенсивность дефлюкции как процесса преобразования склонов ослабевает. Поэтому смещение рыхлообломочного материала со склонов дефлюкцией в низкогорной зоне замедленное, хотя и не прекращается.

Таким образом, вследствие относительной сухости климата Армянского нагорья проявления дефлюкции на склонах его гор ограничены по времени (в основном весной, частично осенью) и по орографическим поясам, хотя и имеют из-за своей массовости существенное значение в смещении почвенно-грунтовых масс вниз по склонам и в снабжении рек обломочным материалом. Исключение составляют приморские склоны Восточно-Понтийских гор, которые избыточно увлажнены в течение всего года. Здесь дефлюкционное смещение почвенно-грунтовых масс должно протекать достаточно интенсивно почти все время как в среднегорном, так и в низкогорном поясах. Существенным процессом перемещения грунтов на склонах гор Армянского нагорья являются оползневые явления, которые имеют наибольшее распространение в среднегорном и низкогорном поясах. В этих же поясах они достигают наибольшего разнообразия.

Знакомство с литературой по советскому сектору Армянского нагорья, личные полевые исследования в разных районах Армянской ССР, эпизодические наблюдения в Грузинской и Азербайджанской ССР и дешифрирование аэрофотоснимков по всей территории Армянской ССР показывают, что более 90% всех оползневых проявлений сосредоточено в интервале высот 2000—1500 м и ниже. Лишь отдельные оползневые подвижки наблюдаются на высотах 2200—2400 и еще реже — 2500—2600 м и более. Последние представлены в основном оплывинами и сплывами. По-видимому, такая закономерность в распространении оползней характерна и для всего Армянского нагорья.

Среди оползневых проявлений выделяются все их разновидности по размерам — от мелких поверхностных смещений (разрывы дернины со сползанием, сплывы, оплывины) и мелких оползней вдоль русел рек на подмываемых склонах террас или долин до крупных оползней-обвалов, оползней-блоков и оползней-потоков длиной до нескольких километров и шириной до 1—2 км. Гигантские оползни-блоки и оползни-потоки представляют собой сложные тектоносейсмо-

² В высокогорной зоне (в ее нижней части) дефлюкционный процесс подавляется солифлюкцией, хотя и участвует в смещении рыхлообломочного материала вниз по склону.

гравитационные сместившиеся тела, сформированные, по-видимому, в плиоцен-раннечетвертичное и средне- и позднечетвертичное время. В их формировании немалую роль имели тектонические подвижки со смещением блоков по вертикали относительно друг друга (блоковые движения на Армянском нагорье отмечали многие исследователи [26—30]) и сильные землетрясения, сопровождавшие эти подвижки [31]. В рельефе склонов эти тектоно-сейсмогравитационные оползни-блоки и оползни-потоки выделяются бугристой поверхностью с заболоченными понижениями и отдельными хорошо сохранившимися глыбами коренных пород, которые как бы «плавают» в щебенисто-суглинистых образованиях (продукте раздробления и перетирания коренных пород при землетрясениях и оползневых подвижках). Такой характер поверхности этих сложных сместившихся тел отмечен нами повсеместно на территории Армянской ССР, аналогичный рельеф имеют они и на территории Аджаро-Триалетской горной системы [25].

Тектоно-сейсмогравитационные сместившиеся тела имеют значительную амплитуду горизонтального перемещения — до 0,5—1,0 км, однако вертикальные смещения при этом относительно малы [31]. Такой характер присущ оползням, в возникновении которых большую роль сыграли землетрясения [14]. Концевые части тектоно-сейсмогравитационных оползней-блоков и оползней-потоков осложнены современными активными оползнями более мелких размеров.

Большинство крупных оползней приурочено к зонам разломов и повышенной трещиноватости горных пород (тектонически активным участкам с высокой сейсмичностью). Современная активизация оползневых подвижек связана не только с природными факторами — землетрясениями и длительными атмосферными осадками [25], но и с хозяйственной деятельностью человека: подрезкой и перегрузкой склонов, их переувлажнением при утечках воды из оросительных каналов, водопроводов и при чрезмерном поливе обрабатываемых участков, сотрясанием склонов при прохождении транспортных средств и т. п.

Оползневые смещения вместе с массовыми медленными движениями почвенно-грунтовых масс (дефлюкцией) и солифлюкцией осуществляют основное перемещение материала на склонах гор Армянского нагорья. В общем объеме смещаемого материала первым, по-видимому, принадлежит немалая доля, особенно если учесть значительное распространение оползневых подвижек в разных районах Армянского нагорья.

К азональным склоновым процессам следует отнести обвально-осыпные явления, развитые от высокогорной зоны (максимальное проявление) до низкогогорья. Особенно широко эти явления распространены в привершинных частях самых высоких гор Армянского нагорья, где в результате интенсивного морозного выветривания горных пород внутренние их связи нарушаются и блоки самых разных размеров отделяются от основного массива.

Осыпи большей частью связаны с рыхлыми вулканическими накоплениями на крутых участках вулканических конусов, а также с выходами известняков, песчаников и вулканогенно-осадочных пород на крутых склонах. По-видимому, обвально-осыпные явления в отдельные периоды неотектонического развития Армянского нагорья могли активизироваться. Во всяком случае в рельефе гор местами отмечаются скопления крупных глыб размером в десятки и сотни метров, вытянутые по склону на несколько километров вплоть до его подножия (например, на левобережье р. Ахум — Малый Кавказ). Мелкие обвалы и осыпи, как правило, приурочены к долинам рек, бортам дорожных выемок, карьеров и к отдельным выходам скальных пород на склонах.

Среди процессов на склонах Армянского нагорья отмечается также десерпция, под которой здесь понимается вслед за С. С. Воскресенским [20] движение чехла рыхлого сухого обломочного материала под совместным воздействием гравитации и сил, вызывающих изменения объема при колебании температуры. Десерпционное смещение происходит на крутых (25—30°) склонах насыпных

вулканических конусов, где рыхлый материал очень сухой и почти нет глинистых частиц, способных хотя бы немного удерживать влагу. Такой сухой и рыхлый материал медленно смещается вниз по склону (как бы сыпается вниз).

В среднегорной и особенно низкогорной (где количество осадков меньше и преобладают степные и полупустынные ландшафты) зонах в результате хозяйственного освоения горных склонов (вырубка лесов, распашка, чрезмерный выпас скота — в турецкой части Армянского нагорья большое количество коз поедают молодые поросли лесов [32], разного рода строительство с нарушением растительного покрова и т. п.) появляется все больше участков с нарушенным растительным покровом, на которых активизируются эрозионный смыл и размыв.

Следует отметить, что в горах Армянского нагорья делювия, как его понимал А. П. Павлов [33], практически нет. Здесь лучше говорить о горном варианте делювия, в котором много крупного каменного материала, смещенного к подножию склона не плоскостным смывом, а в результате потери им устойчивости на крутых склонах из-за обмыва грунта вокруг отдельных обломков. Возможность такого смещения была доказана экспериментально [34]. Ливневый характер осадков на Армянском нагорье не позволяет накапливаться на склонах (особенно крутых) мелким продуктам выветривания, поэтому обнаженные склоны или участки склонов с нарушенным растительным покровом обычно хорошо «промываются» от мелкозема. На таких склонах остаются только наиболее крупные обломки, которые составляют перлювий склона, или «отрицательный» делювий (по терминологии Е. В. Шанцера [35]). Вся остальная масса — мелкие обломки и мелкозем — формирует при ливневых осадках твердую составляющую селевых выносов, поэтому в целом делювий (даже горный его вариант) в горах Армянского нагорья имеет ограниченное распространение. Более распространены дефлюкционные образования.

Изучение характера склонов гор Армянского нагорья показывает, что почти все широко ориентированные хребты имеют относительно пологие и длинные склоны северной и короткие крутые склоны южной экспозиций (исключение составляют Восточный и Внутренний Тавр и ряд мелких хребтов), что связано в основном с неотектоническими поднятиями, неравномерно наклонившими отдельные блоки по линиям тектонических разломов. Такая первичная асимметричность склонов в дальнейшем должна была влиять не только на тип собственно склоновых процессов в одинаковых высотных поясах, но и на их интенсивность в зависимости уже от крутизны склона.

На склонах северной экспозиции более интенсивно протекают нивационные и солифлюкционные процессы, которые приводят к выполаживанию северных склонов и отступанию водораздела хребтов на юг, увеличивая еще больше асимметричность широко ориентированных гор Армянского нагорья. Это явление для ряда горных хребтов Малого Кавказа отмечалось ранее [36]. Среди исследователей дискутируется вопрос о путях развития склонов: путем отступления склонов параллельно самим себе (по В. Пенку) или выполаживания «сверху» (по В. Дэвису).

На Армянском нагорье параллельное отступление склонов без значительного выполаживания отмечается у краев лавовых плато и потоков, которые непосредственно обрываются к руслу реки и водоток успевает удалить обваливающийся материал (склоны вдоль р. Арпа, столбчатые базальты на берегах р. Раздан, окончание лавового потока у с. Гарни и др. — все в Армянской ССР; окончания лавовых потоков Грузии, Азербайджана — Тертерский поток, зарубежной части Армянского нагорья); оно характерно для экструзивных куполов (Артени и др.) и некков (Кероглы, Иландаг, Бердык и др.); крутых участков склонов гор Арагац, Сипан, Немрут и др.; участков распространения моноклинальных и пластовых культур, где лавы или известняки подстилаются менее стойкими породами. Параллельному отступанию обнаженных склонов способствует смыл выветрелого материала при ливневых осадках — удаление рыхлообломочного материала селями без задержки его у подножия склонов.

В то же время многочисленные примеры убеждают нас в том, что одновременно на территории Армянского нагорья происходит и выколаживание склонов «сверху» (по Дэвису). Это в первую очередь относится к склонам вулканических конусов, опирающихся на промежуточный базис денудации. Вогнутый угол между склоном и основанием, на котором стоит конус, постепенно заполняется смещаемым со склона материалом, что и ведет к выколаживанию последнего, хотя в целом вулканические конусы долго сохраняют свою первоначальную форму ввиду сухости склонов и слабой интенсивности смещения рыхлого материала. Выколаживаются и склоны моренных холмов в результате, как уже отмечалось выше, накопления сносимого с них мелкозема в понижениях между холмами.

Изучение склоновых образований (по данным большого количества шурфов, канав, разрезов придорожных выемок на территории Армянской ССР и периодические наблюдения разрезов придорожных выемок в Грузии и Азербайджане в пределах советского сектора Армянского нагорья) показало, что в целом склоны имеют мало мощный чехол рыхлого материала. Это, на наш взгляд, результат, с одной стороны, молодости склонов (в основном плиоцен-четвертичный возраст), а с другой — удаления выветрелого материала с крутых обнаженных склонов селевыми процессами. Чехол рыхлообломочного материала на большинстве склонов гор Армянского нагорья (особенно на лавовых склонах) находится на начальных стадиях формирования. Здесь развиты в основном «базальный» и идет формирование «морфогенетического» горизонта (по терминологии Ю. Г. Симонова [37]) склоновой толщи. «Покровный» горизонт имеет меньшее распространение. Под последним мы понимаем лишь ту часть склоновой толщи, которая сформировалась в процессе выветривания или накопилась за счет поступления с верхних участков склона и, в отличие от Ю. Г. Симонова [37], не относим к нему пирокластический материал вулканических склонов.

Полевые наблюдения показывают, что многие склоны, сформированные лавами (особенно глыбовыми лавами), находятся на начальной стадии развития склоновой толщи. Пока идет заполнение межглыбовых промежутков продуктами выветривания и весь лавовый склон разбивается на отдельные участки — пологие участки лавы выравниваются (заполняются) быстрее, а на перегибах лавового потока все еще выступают почти «чистые» (без мелкозема) глыбы.

Аналогичный процесс накопления мелкозема за счет выветривания происходит и на склонах насыпных вулканических аппаратов. Этот мелкозем вмывается в промежутки между пирокластическим материалом и заполняет их. Только тогда верхний горизонт пирокластического материала получает возможность удерживать влагу и в дальнейшем выветриваться более энергично (влажные грунты выветриваются гораздо интенсивнее, чем сухие), формируя склоновую толщу, способную к пластическим смещениям под действием силы тяжести. Несколько более интенсивно этот процесс идет в высокогорной зоне, где выпадает больше осадков, вода заполняет поры в пирокластическом материале, что и ускоряет темп физического выветривания, а затем и смещения склоновой толщи вниз по склону.

Весь процесс формирования склоновой толщи на склонах Армянского нагорья, и особенно на его вулканических склонах, идет довольно медленно из-за в целом относительной сухости климата. На одновозрастных и литологически сходных склонах во влажных районах склоновая толща формируется быстрее и имеет большую мощность.

Изучение склонов гор Армянского нагорья приобрело значительную актуальность в связи с необходимостью их хозяйственного освоения. Своеобразие их развития и строения дает ценный материал для теории развития склонов.

1. *Шукин И. С.* Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Сов. энциклопедия, 1980. 704 с.
2. *Сапожников В. В.* Растительность Турецкой Армении. Томск: Изд-во Переселенческого управл. Министерства земледелия, 1917. 72 с.
3. *Фигуровский И. В.* Климатический очерк Северо-Восточной Армении с соседними районами // Зап. Кавказ. отд. импер. Русского геогр. о-ва. Кн. 29. Вып. 5. Тифлис, 1920. 83 с.
4. *Геворкян Ф. С., Хачатрян Г. С.* Критерии выделения высокогорного пояса Армянской ССР и особенности его рельефа // Учен. зап. ЕрГУ. Естеств. науки. 1978. № 3. С. 109—115.
5. *Матвеев С. Н.* Турция (азиатская часть — Анатолия). Физико-географическое описание. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 216 с.
6. *Зограбян Л. Н.* Орография Армянского нагорья. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР. 1979. 119 с.
7. *Бойнагрян В. Р.* Гранулометрия морен северного склона массива Арагац // Учен. зап. ЕрГУ. Естеств. науки. 1979. № 3. С. 135—143.
8. *Бойнагрян В. Р.* Особенности строения и свойств рыхлых накоплений северного склона массива Арагац // Учен. зап. ЕрГУ. Естеств. науки. 1980. № 3. С. 122—130.
9. *Rathjens C.* Ein Beitrag zur Frage der Solifluktionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens // Zeitschr. Geomorphologie. 1965. B. 9. H. 1. P. 35—49.
10. *Klaer W.* Geomorphologische Untersuchungen in den Randgebirgen des Van-See (Ostanatolien) // Zeitschr. Geomorphologie. 1965. B. 9. H. 3. P. 346—355.
11. *Тимофеев Д. А.* Солифлюкционно-селевые потоки // Природа. 1957. № 8. С. 114—115.
12. *Ананьев Г. С., Екимов В. В.* «Морщинистые» склоны в Северо-Западном Приохотье // Геоморфология. 1983. № 2. С. 54—57.
13. *Lewis C. A., Lass G. M.* The drift terraces of Slaettaratindur, the Faeroes // Geography J. 1965. V. 131. № 2. P. 247—253.
14. *Каплина Т. Н.* Криогенные склоновые процессы. М.: Наука, 1965. 296 с.
15. *Суходоровский В. А.* Склоновые процессы в перигляциальной зоне Земли Франца-Иосифа // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962. № 6. С. 85—93.
16. *Lliboutry L.* Phenomens cryonivaux dans les Andes de Santiago (Chili) // Biul. peryglacjalny. 1961. № 10. P. 209—224.
17. *Dresch J.* Observations sur les formes périglaciaires dans le massif de l'Elbourz et son piémont au nord de Teheran // Biul. peryglacjalny. 1961. № 10. P. 97—104.
18. *Жигарев Л. А.* Причины и механизм развития солифлюкции. М.: Наука, 1967. 158 с.
19. *Hageborn H.* Periglacial phenomena in arid regions of Iran // Permafrost: 4th Inter Conf. Proc., July 17—22, 1983. Wash., 1983. P. 427—432.
20. *Воскресенский С. С.* Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: Изд-во МГУ, 1971. 229 с.
21. *Тябин Н. В.* Основные уравнения реологии вязкопластической среды // Коллоид. журн. 1951. Т. 13. № 1. С. 55—63.
22. *Габриелян Г. К.* Чингилы Армянского нагорья // Природа. 1961. № 4. С. 99—100.
23. Геология Армянской ССР. Т. I. Геоморфология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962. 586 с.
24. Геоморфология Азербайджанской ССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1959. 371 с.
25. Геоморфология Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1971. 609 с.
26. *Асланян А. Т., Саядян Ю. В.* Хроностратиграфия плиоцен-четвертичных образований Армении // Тез. докл. к XXVII Междунар. геол. конгр. Т. I. М.: Наука, 1984. С. 343—344.
27. *Габриелян А. А.* Тектоническое районирование Кавказа и сопредельных частей Анатолийско-Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1985. Т. XXXVI. № 3. С. 11—22.
28. *Думитрашко Н. В.* Проблема классификации морфоструктур горных стран // Актуальные проблемы теоретической и прикладной геоморфологии. М.: Изд-во Московского фил. ГО СССР, 1976. С. 39—53.
29. *Ефремов Ю. К.* Передне-Азиатские нагорья // Зарубежная Азия. Физическая география. М.: Учпедгиз, 1956. С. 88—188.
30. *Освальд Ф. Ф.* К истории тектонического развития Армянского нагорья // Зап. Кавказ. отд. импер. Русского геогр. о-ва. Кн. 29. Вып. 2. Тифлис, 1916. 78 с.
31. *Бойнагрян В. Р.* Оползневые (блоковые) нарушения склонов бассейна р. Агстев (АрмССР) и некоторые вопросы их изучения // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1988. № 1. С. 30—37.
32. *Фюрон Р.* Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 144 с.
33. *Павлов А. П.* Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи // Избран. соч. Кн. 2. М.: Изд-во МОИП, 1951. С. 9—18.
34. *Калинин А. М.* Перемещение крупных обломков на делювиальных склонах (по данным экспериментальных исследований) // Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, 1971. С. 121—128.
35. *Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.
36. *Нефедьева Е. А.* Особенности развития горных склонов хребта Цахкуняц (Малый Кавказ) // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1955. Т. 65. С. 190—194.

ALTITUDINAL ZONALITY OF SLOPE PROCESSES IN THE ARMENIAN HIGHLAND AND SPECIAL FEATURES OF SLOPE EVOLUTION

V. R. BOINAGRYAN

Summary

Slope processes and their manifestations are discussed which are typical of various orographic zones. A loose material mantle on slopes is rather thin, which the author attributes to the young age of the slopes and to the fact that products of weathering are continuously removed from steep slopes by mud and debris flows. On many lava slopes (especially on those composed of block lavas) the loose mantle is now at initial stages of development, the process being hindered by a relative aridity of the region.

УДК 551.462 (571.645)

В. М. ВОЛЬНЕВ, И. Н. ГЛАДЫШЕВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОХОТОМОРСКОГО СКЛОНА О-ВА ИТУРУП (БОЛЬШАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА)

Исследования, выполненные в 1987 г. с борта НИС «Морской геолог», позволили уточнить сведения о строении участка охотоморского склона о-ва Итуруп от бровки островного шельфа до абиссальной равнины Южно-Охотской глубоководной котловины (рисунок). Существуют две альтернативные точки зрения на проблему формирования и историю развития Южно-Охотской котловины. По мнению одних авторов [1—4 и др.], возраст впадины сопоставим с возрастом Тихого океана (ранний палеозой или даже докембрий), т. е. впадина представляет собой часть океана, позднее отделенную от него поднятием Курильской гряды (гипотеза «реликтовости»). Другие исследователи придерживаются взглядов о молодом (мезозойском [5] или позднекайнозойском [6—8 и др.] возрасте Южно-Охотской котловины.

На наш взгляд, более предпочтительна вторая точка зрения (гипотеза «новообразования»), которая подтверждается данными палеогеографических реконструкций. Многочисленные находки галек биотит-мусковитовых гранитов и гранитогнейсов, не известных на Курильских островах в коренном залегании, свидетельствуют о привносе их со стороны Охотского моря. Это позволяет предполагать существование западнее Курильских островов еще в раннем миоцене области размыта с породами сугубо «континентального» типа [9]. Это вывод подтверждается и обнаружением на о-ве Итуруп захороненного русла ранне-миоценового водотока, ориентированного с СЗ на ЮВ и выполненного гальками «экзотических» гранитов и гранитогнейсов, особенности положения которых не оставляют сомнений в привносе их со стороны Охотского моря [10]. Структурно-геоморфологические исследования северного борта Южно-Охотской котловины выявили его ступенчато-блоковое строение со смещением отдельных блоков по наклонной плоскости к ложу [11]. Такой тип строения склона (ступенчатый сброс) широко развит по всему Мировому океану и служит, как правило, признаком возрастающих напряжений изгиба и разрывных нарушений (сбросов) в его пределах.