

УДК 551.311.235 (479.29)

ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ СКЛОНОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
СООРУЖЕНИЙ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

В. Р. БОЙНАГРЯН \*

*Кафедра картографии и геоморфологии ЕГУ, Армения*

В статье выявлены особенности вулканических склонов Армянского нагорья с учетом того, что их формирование и развитие происходило в условиях относительного дефицита влаги (за исключением высокогорного пояса). Последние в научной литературе освещены довольно скудно, поэтому исследования автора в какой-то мере восполняют имеющийся пробел. Вулканический рельеф с соответствующими склонами сформировался здесь в основном в плиоцен-четвертичное время и относится к так называемому Армянскому вулканическому нагорью. Формирование и развитие вулканических склонов нагорья имеет ряд особенностей: относительная молодость; быстрое их формирование, опережающее во много раз темпы выветривания вулканогенных пород; состав пород (лавы, пирокластический материал), что имеет существенное значение в образовании склона определенной морфологии; водопроницаемость вулканогенных пород; промежуточный базис денудации для большинства вулканических склонов.

Склоновый чехол на большинстве вулканических склонов нагорья в целом находится на начальной стадии формирования. Преобладают в основном базальный горизонт и, реже, морфодинамический. Покровный горизонт встречается преимущественно в нижней, более пологой части склона. На нагорье параллельное отступление склонов без значительного выполаживания отмечается у краев лавовых потоков и плато, которые непосредственно обрываются к руслу реки, а последняя успевает удалять обвалившийся материал. Параллельное отступление в этом случае облегчается наличием у лав столбчатых отдельностей.

<https://doi.org/10.46991/PYSU:C.2024.58.2.056>

**Keywords:** Armenian volcanic highlands, parallel retreat of slopes, slope cover.

**Введение.** Проблема развития склонов – одна из важных в теории геоморфологии. В литературе постоянно дискусируются вопросы о путях развития склонов, о роли тектоники, климата и литологии в их формировании, о механизме перемещения рыхлообломочного склонового чехла, скорости развития склонов и т.п.

Все эти вопросы имеют огромное теоретическое (формирование поверхностей выравнивания, питание рек обломочным материалом, его количество и

---

\* E-mail: [vboynagryan@ysu.am](mailto:vboynagryan@ysu.am)

крупность, что определяет характер процесса в русле реки) и практическое (эрозия почв на склонах, устойчивость склонов, поиски полезных ископаемых и др.) значение, но единого мнения по ним до сих пор нет. Одни исследователи существенное значение в развитии склонов придают климату [1–6], другие основным считают тектонику [7–11]. Анализ литературы по склонам показывает, что большинство исследований проведено в областях с влажным или относительно влажным климатом (экваториальные и субэкваториальные районы, районы морского и муссонного климатов и т.п., например: Западная Европа, Дальний Восток, Вьетнам, Новая Гвинея, Новая Зеландия, Шри-Ланка, Французская Гвиана, Бразилия, юг Аргентины, Канарские острова, Гана, Сенегал, Нигерия, Малайзия и др.) или в районах распространения многолетней мерзлоты (Канада, Аляска, арктические острова, районы России к востоку от Урала).

В то же время мало работ, посвященных склонам аридных и семиаридных районов с сухим и относительно сухим климатом. Отдельные высказывания о развитии склонов в условиях засушливого климата есть в ряде работ второй половины XX века.

Довольно скудно в научной литературе освещены склоны вулканов. Даже в наиболее полной сводке по склонам [12] их характеристике отведено всего 26 строк. Нет ничего по этим склонам и в детальном обзоре публикаций по вулканической геоморфологии, проиндексированных в базе данных Scopus за 1956–2019 гг. [13]. Имеются отдельные статьи, в которых рассматриваются морфометрические характеристики вулканов по цифровой модели рельефа с использованием данных DEM [14–20], воздействия климата на интенсивность смещения поверхностных грунтов на склонах [21–22], устойчивость склонов [18, 23–32].

Исследования автора позволили на примере Армянского нагорья в некоторой степени восполнить пробел в изучении склонов вулканов аридных и семиаридных районов с сухим и относительно сухим климатом.

**Район исследования.** Армянское нагорье – территория со средней абсолютной высотой 2200 м и площадью 344780 км<sup>2</sup>, расположенная между Малоазиатским и Иранским нагорьями (плоскогорьями). В создании Армянского нагорья принимали участие складкообразовательные движения земной коры в различные геологические периоды, разломная тектоника и новейший вулканизм. В тектоническом отношении нагорье представляет собой систему неравномерно перемещенных блоков. Оно расположено между выступами Аравийской и Евразийской плит и в результате их молодого континентального столкновения испытывает сильное субмеридиональное тектоническое сжатие. Последнее привело к раздроблению и вертикальным, а также горизонтальным смещениям отдельных его частей, формируя блоковое строение нагорья [33–37]. Важными тектоническими структурами нагорья являются складки, взбросы, сбросы, надвиги, сдвиги СЗ и СВ простираний, а также трещины растяжения близмеридионального простирания [38–40].

На нагорье распространены самые разнообразные по возрасту и составу горные породы, обладающие разной устойчивостью к процессам выветривания и, следовательно, оказывающие различное воздействие на формирование

чехла рыхлого материала склонов и на внешний облик гор. Так, Восточно-Понтийские горы сложены в основном вулканогенно-осадочными породами и огромным Качкарским гранитоидным батолитом, а их подножие слагают метаморфические сланцы и флишевые формации. Армянский Восточный Тавр сложен фузулиновыми известняками пермь-карбона, в верховьях р. Тигр распространены нижнемеловые известняки и мергели, а также конгломераты, песчаники и флишевые формации верхнего мела [41].

На Армянском нагорье широко распространены также вулканические образования, связанные с молодым плиоцен-четвертичным вулканизмом (базальты, андезиты, туфы, шлаки и др.), и специфичные формы рельефа. В научной литературе территория, занятая новейшими вулканическими породами и соответствующими формами рельефа, известна как Армянское вулканическое нагорье, которое подразделяется на Арсияно-Ахалкалакскую, Центральную и Южную части.

Арсияно-Ахалкалакское нагорье расположено в северной части вулканического нагорья и включает в себя крупные куполовидные массивы: Арсиянский, Эррушетский (Улгарский – здесь и далее в скобках дано турецкое название), Самсарский, Джавахетский, Егнахахский, Пахакацинский (Чилдырский), а также Ардаганское и Ахалкалакское лавовые плоскогорья и ряд мелких плато: Цалкинское, Гомаретское и др. (рис. 1).

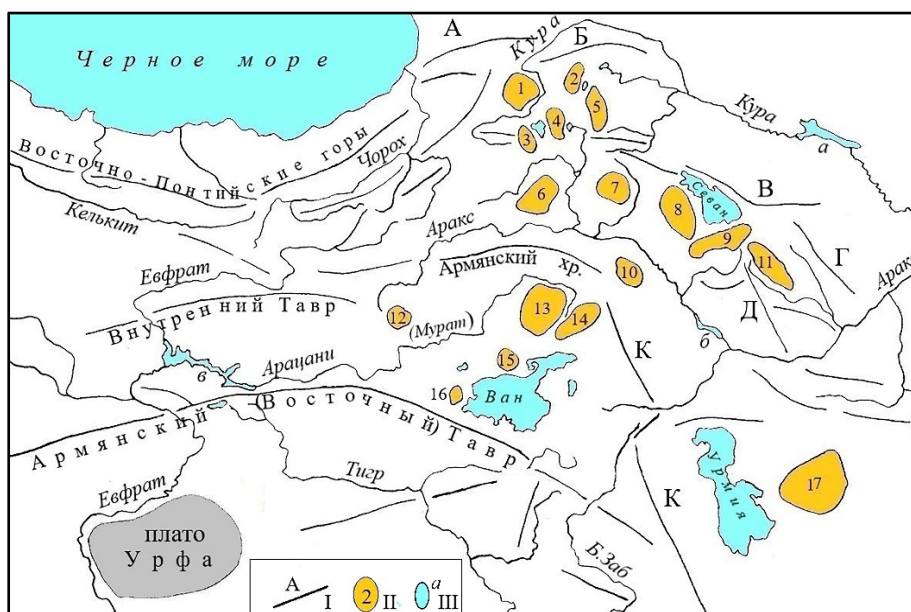


Рис. 1. Орографическая схема Армянского нагорья: I – горные хребты и их названия: А – Месхетский; Б – Триалетский; В – Арегуни-Севанский; Г – Арцахский; Д – Зангезурский; К – Васпураканский (Котур). II – вулканические массивы и их названия: 1 – Эррушетский (Улгарский); 2 – Самсарский; 3 – Пахакацинский (Чилдырский); 4 – Егнахахский; 5 – Джавахетский; 6 – Карское плоскогорье; 7 – Арагацкий; 8 – Гегамский; 9 – Варденисский; 10 – Араратский; 11 – Сюникский; 12 – Бюракн (Бингельдаг); 13 – Цахканц (Аладаг); 14 – Тондрак (Тендюрук); 15 – Сипан (Сюпхан); 16 – Саракн (Немурт); 17 – Сахенд (Харамдаг).

III – водохранилища: а – Мингечаурское; б – Араксинское; в – Кебанское.

Центральное вулканическое нагорье состоит из нескольких щитовидных массивов: Цахкавет (Курдаглары), Цираняц (Каргабазары), Кармир Порак (Аллахюэжбер), Арагацский, Гегамский, Варденисский, Сюникский, а также крупного полигенного вулкана Ишханасар, крупных плоскогорий Карсского и Арагацотна, межгорных вулканических равнин Ширакской и Араратской, Разданского и Котайского плато (рис. 1).

Южное вулканическое нагорье представлено крупным полигенным вулканическим массивом Арарат, щитовидным массивом Цахканц (Аладагский хребет), вулканическим массивом Тондрак (Тендюрюк), полигенным вулканом Саракн (Немрут), стратовулканом Сипан (Сюпхан), щитовидным массивом Бюракн (Бингельдаг), вулканическим массивом Харамдаг (Сахенд).

Существенное воздействие на выветривание горных пород и формирование рыхлообломочного склонового чехла оказывает резко континентальный климат нагорья. Зимой здесь происходит выхолаживание скал (особенно в верхнем поясе вулканов), возрастает градиент температуры, в породе возникают напряжения, ведущие к образованию трещин, перпендикулярных и параллельных дневной поверхности. В итоге, зимой на нагорье происходит крупноглыбовое выветривание с формированием чингилов (курумов), что характерно для прочных пород (массивных магматических пород типа базальтов и андезитов, а также кристаллических сланцев).

Весной и летом на нагорье температурный градиент меньше, он ощущается только в пределах верхнего приповерхностного слоя (3–4 см), разрушается лишь тонкая корка породы в процессе десквамации и формируется щебенистая кора выветривания и дресва. Этот процесс выветривания больше воздействует на граниты, сиениты, гранодиориты, т.е. крупнозернистые породы (на них преобладают процессы сапролитизации), и как бы обходит стороной вулканические массивные породы.

**Методы исследования и материалы.** Территория Армянского нагорья в настоящее время разделена между пятью государствами, поэтому полевые работы (изучение разрезов дорожных выемок, канав и шурфов на склонах вулканов, отбор проб из рыхлых образований склонов для различных анализов, картирование проявлений склоновых процессов и явлений) автор мог проводить только в пределах Республики Армения, а для остальной части нагорья представление о склонах было получено путем анализа литературных источников, космических снимков масштаба 1:200 000, топографических и геологических карт масштаба 1:500 000.

**Результаты исследования и обсуждение.** Изучено строение рыхлообломочного чехла склонов, сформировавшегося за счет выветривания вулканических пород на самом склоне; получено представление о развитии склонов вулканов в результате собственно склоновых процессов.

В формировании и развитии вулканических склонов нагорья отмечаются некоторые особенности:

- относительная молодость (плиоцен-четвертичный возраст);
- расположение их в области недостаточной увлажненности; среднегодовое количество осадков в пределах вулканического нагорья составляет 468–530 мм;

- быстрое их формирование, опережающее во много раз темпы выветривания вулканогенных пород;
- состав пород, создавших склоны (именно создавших при своем остывании или осаждении после выброса в воздух, когда состав пород имеет существенное значение в образовании склона определенной морфологии): лавы, пирокластический материал;
- водопроницаемость вулканических пород;
- промежуточный базис денудации для большинства вулканических склонов.

Многие вулканические образования нагорья и их склоны имеют довольно “юный” возраст – верхнечетвертичный и даже голоценовый. Поэтому их первоначальный облик изменился мало. Вулканические склоны обычно формируются очень быстро – за считанные месяцы, недели, дни и даже минуты. Однако скорость выветривания вулканогенных пород намного отстает от скорости формирования самого склона, поэтому вулканические склоны покрываются толщей выветрелого рыхлообломочного материала с некоторым опозданием. Отсюда понятны длительная хорошая сохранность первичной формы вулканических построек и их медленное преобразование. В случае шлаковых и других насыпных конусов видоизменение склонов может происходить и без наличия выветрелого материала – за счет обвальнo-осыпных процессов и десерпции в толще пирокластического рыхлого (если он не сцементирован) материала.

Большинство вулканических склонов Армянского нагорья имеет совершенно “свежий” вид. Рыхлообломочный материал продуктов выветривания на них развит слабо, а местами и полностью отсутствует. Многие новейшие лавовые потоки еще почти не затронуты почвообразованием.

Еще одной особенностью вулканических склонов является водопроницаемость слагающих их пород (они легко инфильтруют воду вследствие значительной трещиноватости и пористости). Поэтому вулканические склоны Армянского нагорья в целом относительно сухие, что определяет небольшую интенсивность смещения склоновой рыхлообломочной толщи, довольно медленное развитие склона и длительную сохранность его первоначальной формы и крутизны. Поверхностный сток (особенно на молодых склонах) почти полностью отсутствует. Инфильтрующаяся вода концентрируется над наиболее плотными лавами и другими водоупорными горизонтами на значительных глубинах от поверхности и представляет поисковый интерес.

Определяющую роль в развитии вулканических склонов Армянского нагорья имеет то обстоятельство, что многие из них опираются на промежуточный базис денудации (ПБД). Последний способствует выполаживанию склонов, ибо сносимый со склонов материал заполняет углубления (“пазухи”) между склоном и тем пьедесталом, на котором возник вулканический конус или приостановилась лава. Поэтому можно утверждать, что вулканические склоны, как и склоны другого происхождения, опирающиеся на ПБД, должны обязательно выполаживаться. В настоящее время по такому пути развивается большинство вулканических склонов Армянского нагорья.

**Формирование рыхлообломочного чехла вулканических склонов.** По составу слагающего вулканические склоны материала следует различать:

- склоны, образованные лавами (склоны щитовых вулканов: Араилер, Яных, Емликли, Тондрак и др.; лавовых куполов: Атис, Артени, Гутанасар, Амиранисгора, Арагва, Гргур и др.; слоистых вулканов: частично Арагац, Ишханасар; Тавкветили, Арарат, Сипан и др.; лавовых покровов, потоков, плато; жерловых тел);
- склоны, образованные пирокластическим материалом (склоны шлаковых, туфовых, пемзо-пепловых конусов, туфовых плато и пемзовых покровов);
- склоны, образованные чередованием лав и пирокластического материала (частично Арагац, Ишханасар; стратовулканы в миниатюре).

Разный состав сформировавшего склон материала сказывается не только на первичном характере вулканических склонов, но и на их развитии в дальнейшем. Так, чередование лав и пирокластического материала создает ступенчатость склонов сложных (слоистых) вулканов. Обычно обнажения лав сопровождаются выступами в профиле склона, а выходы пирокластического материала – понижениями. Склоны шлаковых, пемзовых, пепловых вулканов подвержены (при соответствующих условиях) осыпным и нередко обвальным процессам.

Если склон сформирован глыбовой лавой, то должно пройти достаточное время, пока глыбы разрушатся, а промежутки между ними заполнятся продуктами их выветривания и накопится склоновая толща рыхлообломочного материала.

Дальнейшее развитие склона будет происходить уже в зависимости от особенностей сформировавшейся склоновой толщи (ее гранулометрического состава, влажности, мощности и т.п.), крутизны и экспозиции склона, климата и т.д.

Если склоны сформированы пирокластическим материалом, то важно знать, сцементирован (спекся) он или нет (спекшийся пирокластический материал отличается высокой устойчивостью к выветриванию) [24]. В первом случае необходимо время для разрушения скрепляющих связей. При выветривании частиц пирокластического материала мелкозем вмывается в нижние горизонты и одновременно сносится вниз по склону. В разрезах видно, как увеличивается вниз по склону мощность оглиненного горизонта пирокластического материала.

Обычно склоны, сформированные пирокластическим материалом (склоны насыпных конусов), легко инфильтруют воду, поэтому остаются сухими, а развитие их замедленное. В смещении пирокластического материала вниз преобладающее значение имеют сила тяжести (особенно на крутых склонах) и температурные изменения его объема, а также ветровое выдувание мелких частиц и разрушение скрепляющих связей между отдельными частицами, что ведет к осыпанию, а иногда и обваливанию целых блоков пирокластического материала.

В формировании покровного горизонта вулканических склонов (а также склонов других генетических типов) и в их дальнейшем развитии существенная роль принадлежит мелкозему (особенно глинистым частицам).

На склонах, сформированных лавами и пирокластическим материалом, мелкозем появляется за счет их выветривания (разрушение острых краев глыб, щебня, дресвы; десквамация базальтов; действие инфильтрующихся вод – они разлагают, например, пирокластический материал в трухлявую глинистую массу; жизнедеятельность лишайников – под ними всегда образуется прослойка глинистого материала толщиной в 1–3 мм), а также приносится ветром, о чем свидетельствуют сильно загрязненные поверхности снежников и снежного покрова даже в высокогорном поясе, что неоднократно фиксировалось нами во время полевых исследований. Наконец, это могут быть и атмосферная пыль или же продукты морозного выветривания вулканического материала.

Появление глинистых частиц способствует задержке влаги (особенно в толще пирокластического материала склонов насыпных конусов) в рыхло-обломочном чехле вулканических склонов, что убыстряет дальнейшее выветривание пород, слагающих склон.

Полевые наблюдения показывают, что склоновый чехол на большинстве вулканических склонов Армянского нагорья в целом развит очень слабо (находится на начальной стадии формирования). Преобладают в основном базальный горизонт и, реже, морфодинамический. Покровный горизонт встречается лишь местами (преимущественно в нижней, более пологой части склона). Пока идет заполнение межглыбовых промежутков материалом выветривания и весь лавовый склон разбивается на отдельные участки – пологие участки лав выравниваются (заполняются) быстрее, а на перегибах лавового склона все еще выступают почти “чистые” (без мелкозема) глыбы.

Аналогичный процесс накопления мелкозема за счет выветривания происходит и на склонах насыпных вулканических аппаратов. Этот мелкозем вымывается в промежутки между пирокластическим материалом и заполняет их. Только тогда верхний горизонт пирокластического материала получает возможность удерживать влагу и в дальнейшем выветриваться более энергично, формируя склоновую толщу, способную к пластическим смещениям под действием силы тяжести. Несколько более интенсивно этот процесс идет в высокогорном поясе, 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 вулканических склонах Армянского нагорья идет довольно медленно из-за в целом относительной сухости климата. На разновозрастных и литологически сходных склонах во влажных районах склоновая толща формируется быстрее и имеет большую мощность (например во Вьетнаме с его жарким и влажным климатом, где отмечает формирование мощных кор выветривания на молодых базальтовых покровах [42]).

Естественно, что пока формируется склоновая толща рыхлообломочного материала, вулканический склон не находится в абсолютно “мертвом” состоянии. Его саморазвитие идет (хотя и медленно) за счет смещения глыб в результате расширения трещин и температурных изменений их объема, а также выноса мелкозема с крутых участков и накопления его на пологих

участках склона или у его подножия. При этом вымывание мелкозема может происходить и на крутых, и на пологих склонах во время интенсивных ливней.

Выветривание лавовой поверхности, образующей вулканический склон, или разрушение отдельных глыб и их смещение вниз по склону, образование и перераспределение мелкозема – все это ведет к видоизменению первоначальной формы профиля склона и определяет дальнейшее его развитие.

Следует обратить внимание на экспозицию склона, существенно влияющую на скорость разрушения (выветривания) глыб и заполнения межглыбовых промежутков мелкоземом. В условиях Армянского нагорья склоны северной экспозиции выветриваются быстрее, т.к. они более влажные, здесь лучше развивается растительность, которая удерживает мелкозем от вымывания из межглыбовых промежутков. Большая влажность способствует и более интенсивному разрушению глыб, ибо известно [43], что при замерзании сухие породы разрушаются более чем в 160 раз медленнее влажных. Поэтому вулканические склоны, сформированные глыбовой лавой, дольше сохраняют первоначальную крутизну и характер поверхности в случае их ориентировки на юг.

Аналогичная картина характерна и для других вулканических склонов. Если неразвитость рыхлого покрова (начальные стадии его развития) большинства четвертичных вулканических склонов является результатом их молодости (а также интенсивного смыва мелкоземистых частиц при сильных ливнях), то отсутствие его на миоцен-плиоценовых вулканических склонах объясняется, прежде всего, сносом древней плиоценовой коры выветривания со склонов в конце плиоцена (усиление делювиального смыва при изменении климата в сторону континентальности) и в течение плейстоцена (снос процессами солифлюкции, ледниками в периоды оледенений). Лишь местами на склонах и привершинных плато миоценовых и плиоценовых вулканических массивов (Варденисский, Гегамский, Арагац и др.) сохранились остатки древней плиоценовой коры выветривания, которая представлена бейделлитогидрослюдистыми глинами с каолинитом.

В литературе сведения о рыхлом чехле вулканических склонов скудны. В основном отмечается его мощность [42, 44] и лишь иногда рассматривается строение рыхлого чехла [45]. Однако все эти склоны имеют более древний возраст (мел-палеоген-миоцен?) или расположены в областях с избыточным увлажнением и теплым или жарким климатом (например, Вьетнам [42], Дальний Восток [44]).

Полный разрез склонового чехла на лавовых склонах, по данным полевых исследований в Армении, выглядит следующим образом (рис. 2).

Верхний горизонт представлен супесями или легкими суглинками с незначительным содержанием мелкой щебенки размером 2–3 см и дресвы. Каменный материал не имеет определенной ориентировки. Во всех шурфах отмечается вертикальная микростолбчатая структура, обусловленная трещинами намокания-высыхания и корнями растений. Супеси (суглинки) плотные, с трудом распадаются на отдельные. Поверхность отдельных глянцевая. Мощность горизонта колеблется от 0,2 до 0,4–0,45 м. Это – покровный горизонт. Под последним нами понимается лишь верхний горизонт склоновой



толщи, который сформировался в процессе выветривания или накопился за счет поступления с верхних участков склона, к нему не относим пирокластический материал вулканических склонов.

Второй горизонт представлен щебеночно-глыбовой толщей с дресвяно-супесчано-суглинистым заполнителем. Каменный “скелет” составляет 80–85% объема этой толщи. Мелкая щебенка и мелкоземистый материал заполняют промежутки между глыбами и крупной щебенкой, проникают в трещины глыб. Щебенка обычно выветрелая (особенно мелкая), покрытая глинистой пленкой (сильно пачкает руки), форма ее изометричная со слегка закругленными концами. В ориентировке каменного материала нет определенной закономерности, но иногда отмечается его расположение параллельно склону (особенно у больших удлиненных глыб). Мощность горизонта составляет 0,6–0,8 м.

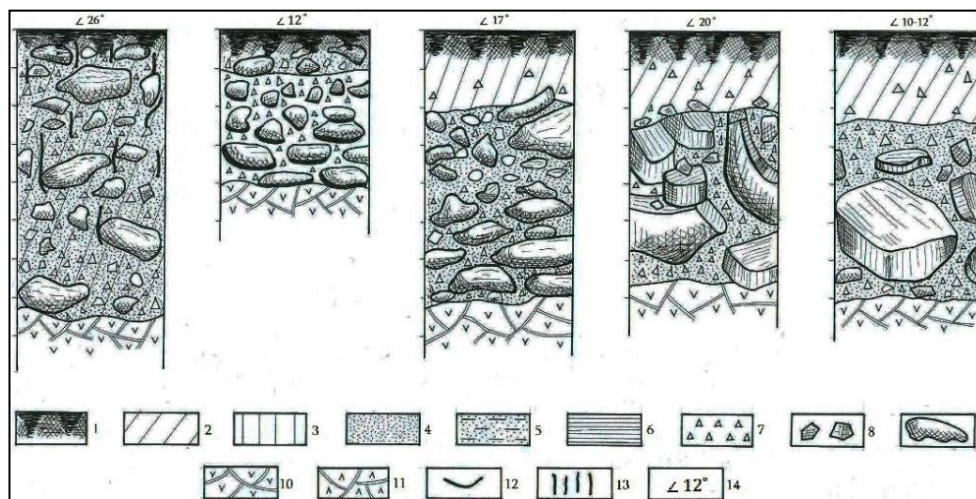


Рис. 2. Характерные разрезы рыхлообломочного чехла вулканических склонов.

Условные обозначения: 1 – почвенно-растительный слой; 2 – суглинки; 3 – супеси; 4 – пески; 5 – глинистые пески; 6 – глина; 7 – дресва; 8 – щебень; 9 – валуны; 10 – выветрелые породы вулканических склонов; 11 – выветрелые породы тектонических склонов; 12 – карбонатная корка на нижней грани крупного каменного материала; 13 – остатки корней; 14 – угол наклона склона, на котором вырыт шурф; глубины в шурфах отмечены через каждые 0,2 м.

Щебеночно-глыбовая толща представляет собой морфодинамический горизонт [5], однако не испытавший в большинстве случаев существенного смещения по склону (в основном нет ориентировки каменного материала вниз по склону, нижние поверхности – грани многих глыб и крупной щебенки покрыты карбонатной коркой толщиной до 2–3 мм – признак того, что они не смещались), что, по-видимому, является следствием незначительной увлажненности мелкоземистого заполнителя (влажность составляет 13–25%) и небольшого содержания глинистых частиц. В этом горизонте рыхлообломочного чехла вулканических склонов Армянского нагорья еще идет в основном выветривание каменного материала и заполнение мелкоземом “карманов” между глыбами.

Заметное смещение щебеночно-глыбовой толщи отмечается лишь на относительно крутых склонах (более  $25^\circ$ ). Оно фиксируется наклонами стволов деревьев, разворотами крупных глыб длинной осью по направлению падения склона, а также значительным изгибом корней многолетних растений. Ниже по разрезу щебеночно-глыбовая толща заменяется “разборной скалой” – трещиноватой лавой.

На склонах шлаковых и пемзовых конусов разрез сформировавшегося склонового чехла выглядит следующим образом.

Верхний горизонт представлен трухлявой глинистой массой разложившихся под действием инфильтрующихся вод шлаков и пемзы с отдельными прослоями, линзами и гнездами супеси, суглинка, глины, а также лучше сохранившихся от выветривания и разложения отдельных обломков шлаков, лапиллий, вулканических песков и бомб, пемзы. Обычно такие сохранившиеся обломки и составные части пирокластического материала в этом верхнем горизонте покрыты глинистой пленкой и имеют “грязный” внешний вид (в отличие от свежих шлаков и пемзы, которые имеют красно-бурый, красный, черный, ржавый и т.п. яркие цвета). Глинистый материал формируется в самой толще шлаков и пемзы за счет их выветривания, а также приносится извне (подробнее см. выше). Накопление глинистого материала способствует удержанию влаги в верхнем горизонте и более интенсивному дальнейшему выветриванию (разложению) пирокластического материала. Эта верхняя оглиненная толща серого (до грязно-серого) цвета представляет собой формирующийся покровный горизонт. Мощность его возрастает от 0,1 м в верхней части склона до 0,5–0,6 м – в нижней.

Ниже следует незатронутая выветриванием и оглиниванием толща пирокластического материала с первоначальным (полученным в процессе извержения и формирования насыпного конуса) цветом составляющих ее песков, шлаков, лапиллий, вулканических бомб, пемзы. На нижней грани вулканических бомб, крупных обломков шлаков и пемзы отмечается наличие карбонатной корки толщиной 1,5–2,0 мм. Толща в целом сухая, глинистого материала мало, крупные обломки не имеют четкой ориентировки в пространстве. Лишь иногда отмечается их разворот длинной осью вниз по склону. Переход от верхнего серовато-грязного оглиненного горизонта обычно постепенный, однако все же заметный (но не четкий). По-видимому, в верхней части этой толщи идет формирование морфодинамического горизонта, но из-за сухости толщи (ее большой инфильтрационной возможности) этот процесс ослаблен в условиях Армянского нагорья, и поэтому склоны насыпных конусов в целом изменились мало. Хорошо сохранилась первоначальная форма конусов.

На обнаженных участках склонов насыпных конусов отмечается делювиальный смыв мелкоземистого материала и зачатки линейного размыва (основная масса атмосферных вод все же инфильтруется без формирования поверхностного стока).

На крутых участках намечается десерпционное смещение пирокластического материала – его ссыпание вниз под действием силы тяжести вследствие изменения объема при изменении температуры слагающих частиц,

что отмечалось нами неоднократно на шлаковых конусах Мец Шараилер, Армаган и др.

В привершинной зоне высоких насыпных конусов процесс выветривания и разложения пирокластического материала более активный, поэтому сформировавшаяся здесь склоновая толща смещается более активно в виде различных проявлений солифлюкции (например, на Армагане, Аждааке, Шиштепе и др.) на высотах более 2500–2800 м.

Склоновый чехол на перлитовых склонах имеет аналогичное с насыпными конусами строение, т.е. формирующийся (еще только зарождающийся) покровный горизонт и лишь местами зачатки морфодинамического горизонта.

Перлитовые склоны в основном слегка выпуклые или имеют близкий к прямому поперечный профиль, что связано с интенсивным врезанием водотоков, производящих в период ливней значительную глубинную эрозию в легко размываемых перлитах. Поэтому довольно активно формируются новые и углубляются старые овраги. Основной водоток осуществляет вынос снесенного со склонов материала.

Там, где перлитовые склоны опираются на горизонтальную поверхность (имеют промежуточный базис денудации) и где нет выноса осыпающегося материала, формируется вогнутый склон за счет накопления у его подножия снесенного материала; отдельные осыпи здесь сливаются в шлейф (рис. 3).



Рис. 3. Разрушение склона, сложенного перлитами.

Основной процесс преобразования перлитовых склонов происходит следующим образом.

1. На задернованных участках дерновый покров мощностью 0,1–0,2 м в целом хорошо предохраняет склон от размыва и делювиального смыва; здесь отмечается слабое почвообразование. Покровный горизонт практически отсутствует, намечается лишь его зарождение (накопление мелкозема, оглинивание верхов перлитов, что проявляется в изменении цвета – белые перлиты

становятся серыми, мутными, покрываются глинистой пленкой). Перлитовые склоны на таких участках изменяются мало.

2. На обнаженных пологих участках отмечается интенсивная линейная эрозия, обусловленная неоднородной устойчивостью к выветриванию и размыву перлитов и обсидианов (последние составляют значительную по объему часть перлитовых склонов), приводящая к формированию многочисленных промоин, овражков причудливых очертаний в плане.

3. На крутых обнаженных склонах идет интенсивное выветривание перлитов, отличающихся большой пористостью и меньшей устойчивостью по сравнению с обсидианами; развитие осыпных и обвальных процессов с формированием классических форм осыпных конусов, ложбин стока и т.п., формируются останцы выветривания и эрозионные останцы, рельеф типа микробедленд. На таких склонах отмечается десерпция – ссыпание сухого грунта, а дефлюкция в целом сводится к нулю из-за сухости склона.

**Развитие вулканических склонов.** Тип развития склона определяется (при прочих равных условиях) его крутизной. Крутые и отвесные склоны будут развиваться по обвально-осыпному типу, и если скорость удаления рыхлообломочного материала от их подножия будет больше скорости разрушения склонов и поступления новых “порций” материала, то они долго сохранят свою крутизну и отступят параллельно самим себе с сохранением крутизны.

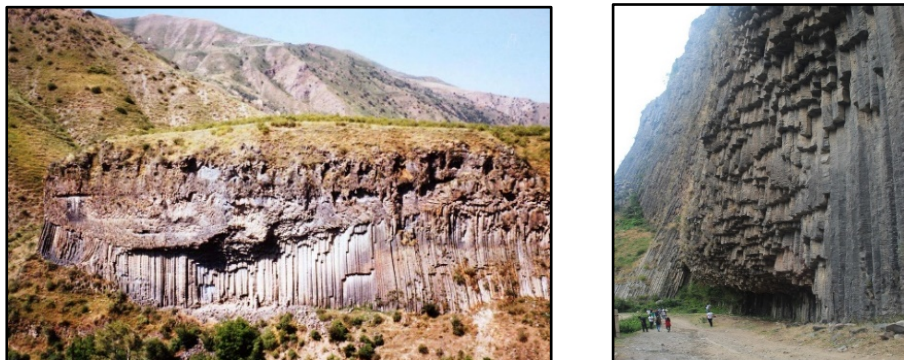


Рис. 4. Столбчатые отдельности лавового потока у с. Гарни.

На Армянском нагорье параллельное отступление вулканических склонов без значительного выполаживания отмечается у краев лавовых плато и потоков, которые непосредственно обрываются к руслу реки, а последняя успевает удалять обваливающийся материал (склоны вдоль русла р. Арпа, столбчатые базальты в бортах каньона р. Раздан, окончание лавового потока у с. Гарни (рис. 4–8) и др. – все в Армении; окончания лавовых потоков в Грузии; Тартарский поток в Арцахе; в турецкой части нагорья); оно облегчается наличием у лав столбчатых отдельностей, которые возникают при их остывании [46], и боковым перемещением этих отдельностей под воздействием гидростатического давления [47]. Такое перемещение столбчатых отдельностей отмечается, например, в Алаверди на краю базальтового лавового покрова,

образующего Санаинское плато, и вызвано тем, что при катастрофических ливнях дренирующая способность системы вертикальных трещин оказывается недостаточной, трещины заполняются водой и соответствующее давление вызывает боковое перемещение базальтовых блоков.



Рис. 5. Пример параллельного отделения столбчатых отдельностей.



Рис. 6. Останец разрушения лавового потока в ущелье у Гарни в результате параллельного отделения столбчатых отдельностей.



Рис. 7. Разрушение склона шлакового конуса путем параллельного обрушения пирокластического материала.

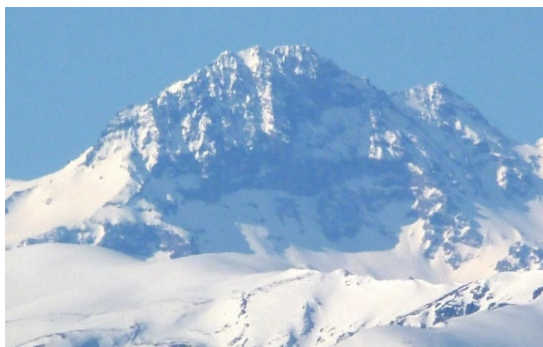


Рис. 8. Разрушение северного склона Арагаца путем параллельного обрушения пирокластического материала.

Параллельное отступление склонов характерно также для экструзивных куполов (Артени и др.) и некков (Кероглы, Иландаг, Бердык и др.) крутых участков склонов массивов Арагац, Сипан, Саракн и др. По мере накопления у подножия уступов обвалившихся глыб профиль склона начнет выполаживаться и становиться вогнутым. Следовательно, параллельное отступление некоторых вулканических склонов Армянского нагорья характерно для ранней стадии их развития. В дальнейшем оно постепенно заменится выполаживанием склонов. Параллельное отступление может продолжаться лишь в том случае, если весь обваливающийся материал будет быстро удаляться от подножия этих склонов.

В то же время многочисленные примеры убеждают нас в том, что одновременно в развитии вулканических склонов Армянского нагорья отмечается и их выполаживание по [2]. Это относится, в первую очередь, к склонам вулканических конусов, опирающихся на промежуточный базис денудации (см. выше). Вогнутый угол между склоном и основанием, на котором стоит конус, постепенно заполняется смещаемым со склона материалом, что и ведет к выполаживанию последнего, хотя в целом вулканические конусы долго сохраняют свою первоначальную форму и крутизну ввиду сухости склонов и слабой интенсивности смещения рыхлообломочного материала.

**Выводы.** На Армянском вулканическом нагорье распространены разнообразные формы вулканического рельефа с соответствующими склонами. Последние отличаются друг от друга по морфологическим признакам, составу слагающего склон материала, форме профиля. Формирование и развитие вулканических склонов нагорья имеет ряд особенностей: относительная молодость (в основном плиоцен-четвертичный возраст); быстрое их формирование, опережающее во много раз темпы выветривания вулканогенных пород; состав пород (лавы, пирокластический материал), что имеет существенное значение в образовании склона определенной морфологии; водопроницаемость вулканогенных пород; промежуточный базис денудации для большинства вулканических склонов.

Склоновый чехол на большинстве вулканических склонов нагорья в целом развит очень слабо (находится на начальной стадии формирования). Преобладают в основном базальный горизонт и, реже, морфодинамический. Покровный горизонт встречается преимущественно в нижней, более пологой части склона.

На нагорье параллельное отступление склонов без значительного выполаживания отмечается у краев лавовых потоков и плато, которые непосредственно обрываются к руслу реки, которая успевает удалять обвалившийся материал. Параллельное отступление облегчается наличием у лав столбчатых отдельностей. Аналогичное развитие склонов характерно также для экструзивных куполов и некков, крутых участков склонов массивов Арагац, Сипан, Саракн и др. Однако на нагорье отмечается и выполаживание склонов. Оно встречается в случае, когда склон опирается на промежуточный базис денудации.

Поступила 05.06.2024

Получена с рецензии 19.06.2024

Утверждена 15.07.2024

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Strahler A. Statistical Analysis in Geomorphic Research. *Journal of Geology* **62** (1954), 1–25.
2. Davies V.M. *Geomorphological Essays*. Moscow, IL (1962).
3. Louis H. *Allgemeine Geomorphologie. 3. Auflage (West)*. Berlin (1968).
4. Büdel J. Pedimente, Rumpfflachen und Ruckland-Steilhänge, Deren Active und Passive Rückverlegung in Verschiedenen Klimaten. *Zeitschrift für Geomorphologie* **14** (1970).

5. Симонов Ю.Г. Развитие склонов в холодном резко континентальном климате. Склоны, их развитие и методы изучения. Москва, Мысль (1971), 52–73.
6. Поздняков А.В. Развитие склонов и некоторые закономерности формирования рельефа. Москва, Наука (1976), 112.
7. Wood A. The Development of Hillside Slopes. *Proc. Geol. Assn.* **53** (1942).
8. Жоли Ф. Площадная и линейная эрозия в полупустынном ландшафте. *Вопросы климатической и структурной геоморфологии.* Москва (1959), 118–132.
9. Кайе А. Плоскостной сток и выравнивание. *Вопросы климатической и структурной геоморфологии.* Москва (1959), 83–117.
10. Пенк В. *Морфологический анализ.* Москва, Географгиз (1961).
11. Кинг Л. *Морфология Земли.* Москва, Прогресс (1967).
12. Воскресенский С.С. *Динамическая геоморфология. Формирование склонов.* Москва, МГУ (1971), 230.
13. Carrion-Mero P. Volcanic Geomorphology: A Review of Worldwide Research. *Geosciences* **10** (2020), 347.  
<https://doi.org/10.3390/geosciences10090347>
14. Parrot J.-F. Tri-dimensional Parameterisation: an Automated Treatment to Study the Evolution of Volcanic Cones. *Relief. Processes. Environment* **13** (2007), 247–257.  
<https://doi.org/10.4000/geomorphologie.2723>
15. Karatson D., Telbisz T., Singer B.S. Late-Stage Volcano Geomorphic Evolution of the Pleistocene San Francisco Mountain, Arizona (USA), Based on High-resolution DEM Analysis and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Chronology. *Bull. Volcanol.* **72** (2010), 833–846.  
<https://doi.org/10.1007/s00445-010-0365-8>
16. Grosse P., Vries B.W., et al. Morphometry and Evolution of Arc Volcanoes. *Geological Society of America* **37** (2009), 651–654.  
<https://doi.org/10.1130/G25734A.1>
17. Kopachkova-Strnadova V., Rapprich V., et al. Slope Dependent Morphometric Analysis as a Tool Contributing to Reconstruction of Volcano Evolution. *Earth and Environment Sciences* (2011), 220–240.  
<https://doi.org/10.5772/29466>
18. Traglia F.D., Fornaciai A., et al. Catching Geomorphological Response to Volcanic Activity on Steep Slope Volcanoes Using Multi-Platform Remote Sensing. *Remote Sens.* **12** (2020), 438.  
<https://doi.org/10.3390/rs12030438>
19. Malawani M.N., Handayani T. Comparative Morphological Differences of Stratovolcanoes in Indonesia. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* **451** (2020). Article Number 012016.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/451/012016>
20. Avci V., Sunkar M., Toprak A. Morphometric Analysis of Mount Ararat (Eastern Anatolia, Turkiye). *Journal of Advanced Research in Natural and Applied Sciences* **8** (2022), 505–526.  
<https://doi.org/10.28979/jarnas.1037716>
21. Kawamura S., Miura S. Rainfall-Induced Failures of Volcanic Slopes Subjected to Freezing and Thawing. *Soils and Foundations* **53** (2013), 443–461.  
<https://doi.org/10.1016/j.sandf.2013.04.006>
22. Salazar-Jaramillo S., Camacho R., et al. Geomorphology of the SW Flank of the Dona Juana Volcanic Complex, Colombia: Interplay of Fluvial, Denudational, Structural, and Volcanic Processes. *Journal of Maps* **18** (2022), 508–518.  
<https://doi.org/10.1080/17445647.2022.2101948>
23. Voight B., Elsworth D. Failure of Volcano Slopes. *Geotechnique* **47** (1997), 1–31.  
<https://doi.org/10.1680/geot.1997.47.1.1>
24. Potro R., Hurlimann M. Geotechnical Classification and Characterization of Materials for Stability Analyses. *Engineering Geology* **98** (2008), 1–17.  
<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.11.007>
25. Friant A., Ishizuka O., et al. Submarine Record of Volcanic Island Construction and Collapse in the Lesser Antilles Arc: First Scientific Drilling of Submarine Volcanic Island Landslides by IODP Expedition 340. *Bulletin Volcanology* **48** (2015), 349–372.  
<https://doi.org/10.1002/2014GC005652>

26. Yoshida H. Magnitude Frequency Distribution of Slope Failures in Japan: Statistical to a Approach True Perspective on Volcanic Mega Collapses. *Updates in Volcanology* (2016). <https://doi.org/10.5772/63131>
27. Török A., Barsia, et al. Slope Stability and Rock Fall Hazard Assessment of Volcanic Tuffs Using RPAS and TLS with 2D FEM Slope Modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences* (2017). <https://doi.org/10.5194/nhess-2017-56>
28. Gonzalez-Gallego J. A Simple Methodology for Hazard Assessment of Slopes in Volcanic Rocks from the Canary Islands: First Steps. MACASTAB Project. *ISRM European Rock Mechanics Symposium. EUROCK 2018*. St. Petersburg (2018).
29. Rault C., Thiery Y., et al. Landslide Processes Involved in Volcano Dismantling from Past to Present: The Remarkable Open-Air Laboratory of the Cirque de Salazie (Reunion Island). *Journal Geophysical Research: Earth Surface* **127** (2021). Article Number e2021JF006257. <https://doi.org/10.1029/2021JF006257>
30. Crescenzo G.D., Santangelo N., et al. Geomorphological Approach to Cliff Instability in Volcanic Slopes: A Case Study from the Gulf of Naples (Southern Italy). *Geosciences* **11** (2021), 289. <https://doi.org/10.3390/geosciences11070289>
31. Traglia F.D., Roverato M., et al. Flank Dynamics, Sector Collapses, Lahars, and Rockfalls: Analysis, Monitoring, and Modelling of Small to Large Scale Volcanic Slope Instability. *Int. J. Earth Sci (Geol. Rundsch.)* **109** (2020), 2615–2618. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01930-9>
32. Hernandez-Gutierrez L.E., Rodriguez-Losada J.A., et al. Classification of Geotechnical Units and Their Associated Slope Movements for Application to Civil Engineering in Volcanic Territories. *Environmental Earth Sciences* **83** (2024). <https://doi.org/10.1007/s12665-024-11507-2>
33. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. *Сейсмотектоника Армянской ССР*. Ереван, ЕГУ (1981), 283.
34. Оллиер К. *Выветривание*. Москва, Недра (1987), 348.
35. Карапетян Н.К. Блоковое строение земной коры Армянского нагорья. *Известия АН Арм.ССР. Науки о Земле* **6** (1988), 19–28.
36. Cisternas A., Philip H., et al. The Spitak (Armenia) Earthquake of 7 December 1988: Field Observations, Seismology and Tectonics. *Nature* **339** (1989), 675–679.
37. Karakhanyan A., Vernant P., et al. GPS Constraints on Continental Deformation in the Armenian Region and Lesser Caucasus. *Tectonophysics* **592** (2013), 39–45.
38. Mkrtychyan A.K. Collision Tectonics of the Arabian and Eurasian Plates on the Territory of the Armenian Highlands, the Iranian and Anatolian Plateaus. *Proc. of the YSU. Natural Sciences* **2** (2000), 102–111.
39. Koçyiğit A., Yilmaz A., et al. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for Transition from Thrusting to Strike-Slip Faulting. *Geodinamica Acta* **14** (2001), 177–195. <https://doi.org/10.1080/09853111.2001.11432443>
40. Softa M., Emre T., et al. Geomorphe Beweise Für Aktive Tektonische Verformung im Küstenteil des östlichen Schwarzen Sees. Östliche Pontiden, Türkei. *Geodätisches Geset* **30** (2018), 249–264. <https://doi.org/10.1080/09853111.2018.1494776>
41. *Geological Map of Turkey*. Scale 1:2000000. General Director Orhan Baysal. Compiled by: Erguzer Bingol / General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA). Turkey (1989).
42. Ле Дык Ан *Геоморфология Вьетнама*. Автореф. дисс. на соискание уч. степ. доктора геогр. наук. Москва (1985), 33.
43. Суходровский В.Л. Склоновые процессы в перигляциальной зоне Земли Франца-Иосифа. *Известия АН СССР. Серия географическая* **6** (1962), 85–93.
44. Махинов А.Н. *Формирование склонов со сдвигающимися базисами денудации (на примере горных районов юга Дальнего Востока)*. Владивосток, ДВНЦ АН СССР (1985), 124.
45. Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г., и др. *Геоморфологический анализ областей древнего вулканизма (на примере Северного Приохотья)*. Владивосток, АН СССР (1988), 234.
46. Макдональд Г. *Вулканы*. Москва, Мир (1975), 431.
47. Тер-Степанян Г.И. *Глубоко расположенные гравитационные деформации горных склонов*. Ереван, АН АрмССР (1977), 32.



Վ. Ռ. ԲՈՅՆԱԳՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ՀՐԱԲԵՄԱՅԻՆ ԿԱՌՈՒՅՑՆԵՐԻ  
ԼԱՆՁԵՐԻ ՁԵՎԱՎՈՐՈՒՄՆ ԵՎ ՉԱՐԳԱՑՈՒՄԸ

## Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում առանձնացվում են Հայկական լեռնաշխարհի հրաբխային լանջերի առանձնահատկությունները՝ հաշվի առնելով այն հանգամանքը, որ դրանց ձևավորումն ու զարգացումը տեղի է ունեցել հարաբերական խոնավության դեֆիցիտի պայմաններում (բացառությամբ բարձր լեռնային գոտու): Գիտական գրականության մեջ վերջիններս օժվում են բավականին սակավ, ուստի հեղինակի ուսումնասիրությունները ինչ-որ չափով լրացնում են առկա բացը: Հրաբխային ռելիեֆը՝ համապատասխան լանջերով, այստեղ ձևավորվել է հիմնականում պլիոցեն-զորոտրոպական ժամանակաշրջանում և պատկանում է, այսպես կոչված, հայկական հրաբխային լեռնաշխարհին: Լեռնաշխարհի հրաբխային լանջերի ձևավորումն և զարգացումը ունի մի շարք առանձնահատկություններ. հարաբերական երիտասարդություն; դրանց արագ ձևավորումը, որը շատ անգամ գերազանցում է հրաբխային ապարների եղանակային տեմպերը. ժայռերի կազմը (լավա, պիրոկլաստիկ նյութ), ինչը էական նշանակություն ունի որոշակի ձևաբանության լանջի ձևավորման գործում. հրաբխային ապարների ջրի թափանցելիություն; հրաբխային լանջերի մեծ մասի համար դենուդացիայի միջանկյալ հիմքը: Հրաբխային ապարների արագ ձևավորումը տեղի է ունենում այն ժամանակ, երբ հրաբխային ապարները քայքայվում են:

Լեռնաշխարհի հրաբխային լանջերի մեծ մասում լանջի ծածկը, որպես ամբողջություն, գտնվում է ձևավորման սկզբնական փուլում: Գերակշռում են հիմնականում բազալ հորիզոնը և ավելի հազվադեպ՝ մորֆոդինամիկը: Ծածկող հորիզոնը հանդիպում է հիմնականում լանջի ստորին, ավելի մեղմ մասում: Բարձրավանդակում լանջերի զուգահեռ նահանջը, առանց զգալի տարածման, նշվում է լավայի հոսքերի և սարահարթերի եզրերին, որոնք ուղղակիորեն կտրվում են գետի հունին, և վերջինս հասցնում է հեռացնել փլուզված նյութը: Այս դեպքում զուգահեռ նահանջը հեշտացվում է սիրո մեջ սյունակային առանձնությունների ամկայությամբ:

V. R. BOYNAGRYAN

FORMATION AND DEVELOPMENT OF SLOPES OF VOLCANIC  
STRUCTURES OF THE ARMENIAN HIGHLANDS

## Summary

The article identifies the features of the volcanic slopes of the Armenian Highlands, taking into account the fact that their formation and development

occurred under conditions of relative moisture deficiency (with the exception of the high-mountain belt). The latter are rather poorly sanctified in the scientific literature, so the author's research to some extent fills the existing gap. The volcanic relief with the corresponding slopes was formed here mainly in the Pliocene-Quaternary period and belongs to the so-called Armenian volcanic Highlands. The formation and development of the volcanic slopes of the highlands has a number of features: relative youth; their rapid formation, which is many times faster than the rate of weathering of volcanogenic rocks; the composition of rocks (lava, pyroclastic material), which is essential in the formation of a slope of a certain morphology; water permeability of volcanogenic rocks; intermediate denudation basis for most volcanic slopes.

The slope cover on most volcanic slopes of the highlands as a whole is at the initial stage of formation. The basal horizon prevails mainly and the morphodynamic horizon is less common. The cover horizon is found mainly in the lower, more gentle part of the slope. In the highlands, a parallel retreat of the slopes without significant flattening is noted at the edges of lava flows and plateaus, which directly break off to the riverbed, and the latter manages to remove the collapsed material. Parallel retreat in this case is facilitated by the presence of columnar separations in the lavas.