

Summary

The mountain belt of the Andes was subdivided (using formalized attributes) into mountain countries, megablocks and blocks which are divided with lineaments of 1st, 2nd and 3rd rank and main shift zones. The established transversal lineaments are manifested in relief by system of linear depressions (including linear reaches of valleys), steps and scarps. The lineaments divide regions differing in the relief's appearance (altitudes and direction of topographic elements as well as their combinations), in rocks age and thickness, in volcanism type. In general the large subdivisions (mountain countries) coincide with regions distinguished by other research workers. Many of transversal lineaments (mostly those of the 3rd rank) are first established by the author. Epicentres of strong crustal earthquakes are situated at lineaments junctions. The earthquakes of that type are not known in volcanic mountain countries.

УДК 551.432.8(574.2)

ИЛЛАРИОНОВ А. Г.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ СТУПЕНЧАТОСТИ ПЛАСТОВЫХ РАВНИН АРАЛО-ТОБОЛЬСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

К востоку от Мугоджар и Южного Урала располагается обширная область пластовых равнин, обособленная от территорий Западной Сибири и Турана высокими отметками поверхности. С севера на юг — от широты г. Кургана до северного побережья Арала — она протягивается почти на 1200 км и пересекается несколькими природными зонами: лесостепной, степной, полупустынной и пустынной. Первые две зоны характеризуются семигумидными, третья — семиаридными и четвертая — аридными климатическими условиями. По климатическим показателям наибольшие различия между зонами наблюдаются в летний период. Например, по сумме годовых осадков они выражаются приблизительно соотношением 2,8 : 1,6 : 1,0, а по сумме летних — 3,6 : 1,7 : 1,0. Различен и характер летних осадков. В семиаридной и аридной зонах — это преимущественно ливни. 1—2 раза в 30 лет бывают случаи выпадения за один ливень почти половины годовой суммы атмосферных осадков. Существенны различия в плотности проективного покрытия поверхности растительностью: в семигумидной зоне она составляет 70—100, в семиаридной — 20—80%.

Зональность, близкая к климатической, наблюдается в морфологии пластовых равнин. Впервые на это обратил внимание Л. С. Берг [1]. Южную часть Арало-Тобольского междуречья он выделил в особую ландшафтно-морфологическую единицу под названием Тургайской столовой страны. Рельеф приобретает здесь резко выраженные черты столово-ступенчатого строения. В местах интенсивного расчленения столово-ступенчатый рельеф меняется на столово-останцовый, или турткуле-вый, как, например, в Северном Приаралье.

Проблема происхождения и возраста столово-ступенчатого и турткулевого рельефа этой территории решается до сих пор неоднозначно. Интенсивную расчлененность Тургайской столовой страны, не соответствующую ее современной маломощной и редкой гидросети [1, 2] связывали с деятельностью позднепалеогеновых и неогеновых рек, функционировав-

ших в условиях гумидного климата. Ступенчатость равнин многие объясняли эрозионно-денудационной препарировкой пластовой структуры пород платформенного чехла. Иная точка зрения на эту проблему была высказана И. П. Герасимовым [3, 4]. Пластовые равнины региона, по его представлению, претерпели двойную переработку: сначала в условиях гумидного климата позднего палеогена и неогена — глубокое эрозионное расчленение, а затем — в плиоцен-четвертичное время — арид-но-денудационную моделировку, в ходе которой произошло замещение выположенных гумидных склонов крутыми аридными склонами.

В 1960—1970-х годах в результате поисково-съёмочных и специальных тематических работ, в которых участвовал и автор этой статьи, были получены новые данные, позволившие уточнить возраст и происхождение ступенчатости пластовых равнин Арало-Тобольского междуречья.

Геологическое строение региона, уточненное в процессе этих работ [5], явилось принципиально важной основой для правильного понимания эволюции рельефа пластовых равнин Арало-Тобольского междуречья. Выяснилось, что эта территория даже после отступления мел-палеогеновых морей была областью преобладающей аккумуляции осадков. На последних этапах континентального развития здесь фиксируются две эпохи широкой аккумуляции водных осадков — миоценовая и поздне-плиоценовая — раннеплейстоценовая. В последнюю эпоху в обширных зонах, прилегающих к Казахскому щиту, и несколько ограничено в Зауралье, накопилась мощная (30—50, максимально до 70—90 м) толща алевроитистых глин жушиликской свиты. Именно эта толща, а местами миоценовые осадки слагают исходные водораздельные поверхности. Выходы более древних пород приурочены, как правило, к вторичным водоразделам и обусловлены плейстоценовым размывом.

В настоящее время абс. отметки исходных аккумулятивных равнин превышают 200 м. Наиболее поднятая (до 380 м) их часть (Тургайское плато) совпадает с неотектонической структурой — Центральнотургайским поднятием, расположенным на широтах (50—52°) максимального сближения Южного Урала и северо-западной окраины Казахского щита [5—7]. Судя по амплитуде плейстоценовых эрозионных врезов и последовательности перестройки эрозионной сети [8], эта структура испытала максимальное поднятие во второй половине среднего плейстоцена одновременно с заложением сквозной Тургайской ложбины, объединившей гидросеть Арало-Сибирских равнин в одну систему. Погребенный тальвег ложбины, как бы наложившийся на воздымающуюся структуру, на всем своем протяжении по отношению к поверхности исходных равнин врезан на 120—150 м, в пределах Центральнотургайского поднятия — почти на 300 м, а современное днище ложбины — соответственно на 70—100 и 200 м.

Таким образом, значительные амплитуды новейших тектонических движений обусловили высокое гипсометрическое положение поверхностей неогеновых и раннеплейстоценовых исходных аккумулятивных равнин и глубокое их расчленение, начиная лишь со второй половины среднего плейстоцена. Большая амплитуда молодых эрозионных врезов обеспечивает высокую энергию многих рельефообразующих процессов. Тем не менее столово-ступенчатый рельеф пластовых равнин наблюдается лишь к югу от 52° с. ш., т. е. в пределах семиаридной и аридной климато-ландшафтных зон. Эта особенность строения пластовых равнин связана с неодинаковым проявлением экзогенных процессов в разных природных зонах, которое наглядно выявляется при изучении склонов.

Морфологический анализ склонов, удовлетворяющий требованиям решаемой задачи, проведен нами в Тургайской ложбине. Ложбина пересекает упомянутые климато-ландшафтные зоны, и склоны ее на всем протяжении вскрывают одинаковые по составу и возрасту горизонтально залегающие осадки платформенного чехла. Выше современного днища

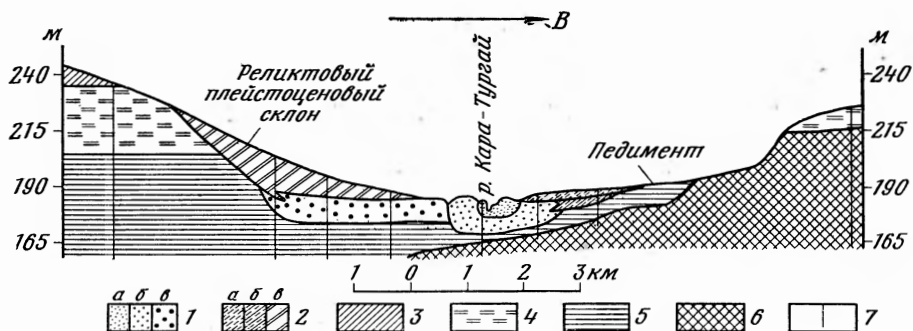


Рис. 1. Речная долина со следами перигляциального и семиаридного типов морфогенеза
1 — аллювий: а — современный, б — позднелейстоценовый, в — среднелейстоценовый;
2 — делювий: а — современный, б — позднелейстоценовый, в — средне-позднелейстоценовый. Осадки платформенного чехла — континентальные: 3 — верхнелейстоцено-нижнелейстоценовые, 4 — верхнеолигоцен-миоценовые; морские: 5 — мел-палеогеновые, 6 — складчатый фундамент, 7 — скважины

ложбины они последовательно представлены палеогеновыми морскими, а также континентальными верхнепалеогеновыми и неоген-четвертичными глинистыми и алевроито-глинистыми отложениями. Глины весьма тонкодисперсны, иногда солоносны и в значительной части представляют собой продукты переотложения древних кор выветривания. Песчано-гравийный материал характерен лишь для базальных горизонтов континентальных толщ.

Склоны ложбины и сочленяющихся с нею речных долин по своей морфологии независимо от геологического строения и структурного положения разделяются на два типа: 1 — выположенные с выпукло-вогнутым профилем и 2 — ступенчатые.

Выположенные склоны занимают доминирующее положение в семигумидной зоне; в семиаридной зоне выположены чаще склоны северных и восточных экспозиций. В переходной части от семиаридной зоны к аридной (48—49° с. ш.) их становится меньше, а в пределах аридной зоны они исчезают. Профиль выположенных склонов подразделяется на три части. Верхняя часть с углами наклона до 3—5° сочленяется с относительно крутой (7—13°, реже до 17—21°) средней частью очень плавно, вследствие чего зона их сопряжения приобретает пологую выпуклость. Выпалаживание склона вниз идет постепенно, чем обусловливается вогнутость нижней части профиля. Нижняя часть склона в отличие от верхней и средней, сложенных коренными породами, сформирована супесчано-суглинистой плейстоценовой толщей. Последняя характеризуется грубой, иногда ритмичной слоистостью, согласной в целом с наклоном поверхности склона. Слоистость теряется в верхней части разреза за счет облёсования. В склоновых отложениях нередко мерзлотные текстуры.

При одинаковом геологическом строении, расчленении и продолжительности развития склоны северных и восточных экспозиций более выположены. Они имеют и большую (до 25 м) мощность супесчано-суглинистой толщи.

Супесчано-суглинистые отложения нижней части выположенных склонов замещаются фациально аллювием тыловых частей плейстоценовых террас и перекрывают их поверхности (рис. 1). Характер соотношения супесчано-суглинистой толщи с аллювием, особенности ее слоистости свидетельствуют, очевидно, об одновременных и причинно связанных процессах выпалаживания склона и накопления осадков в его основании. Судя по наличию в рассматриваемой толще мерзлотных текстур и редких остатков арктической фауны и флоры, пологие склоны формировались в эпохи плейстоценовых оледенений. Ведущими склоновыми процес-

сами были, по-видимому, солифлюкция и делювиальный смыв. Таким образом, для данного района эти склоны являются реликтовыми.

Аналогичные склоны широко распространены в разных частях Европейской равнины, располагавшихся в эпохи плестоценовых оледенений в перигляциальной зоне [9]. В настоящее время в гумидной зоне умеренного пояса реликтовые перигляциальные склоны перерабатываются под действием эрозии, оползневых явлений и крипа [9]. Воздействие этих процессов испытывают реликтовые склоны и семигумидной зоны. Те же процессы наряду с гравитационными (обваливание, осыпание) участвуют в выработке профилей голоценовых семигумидных склонов. Поверхности последних по достижении угла естественного откоса покрываются сплошным почвенно-растительным покровом. В местах отсутствия подмыва и оползней профили современных заросших склонов, как и профили реликтовых, перерабатываются в основном под воздействием крипа. Однако роль последнего в моделировке профилей обоих типов склонов ничтожна [10]. Следовательно, сравнительно узкий спектр современных склоновых процессов в семигумидной зоне, их пространственная ограниченность и слабые темпы развития обуславливают относительную стабильность и длительную сохранность реликтовых перигляциальных и голоценовых семигумидных склонов. В рельефе семигумидной зоны мы наблюдаем их сосуществование. В пространственном же отношении доминирующее положение занимают реликтовые перигляциальные склоны.

Ступенчатые склоны на рассматриваемой территории наблюдаются к югу от 52° с. ш. В северной части семиаридной зоны они встречаются совместно с реликтовыми перигляциальными склонами. Южнее, вплоть до Северного Приаралья, ступенчатые склоны господствуют в рельефе пластовых равнин. В переходной полосе от семигумидного климата к семиаридному по простиранию одного и того же эрозионного вреза можно наблюдать возникновение ступенчатого склона за счет переформирования профиля реликтовых перигляциальных склонов. Эта переработка начинается обычно в зоне сочленения средней и нижней частей реликтовых склонов при небольшой мощности супесчано-суглинистой толщи. Здесь согласно простиранию зоны сочленения закладываются потяжины, обуславливающие возникновение в профиле склона заметного перегиба. В дальнейшем этот перегиб сохраняется благодаря своеобразию склоновых процессов в семиаридном климате. Их проявление лучше всего прослеживается на примере формирования современных семиаридных склонов.

Современные семиаридные склоны представляют собой весьма динамичные формы рельефа, состоящие из нескольких частей. Основной их элемент — крутой обнаженный склон, резким перегибом сочленяющийся с базисом денудации. В последующем при отступании этого перегиба в основании обнаженного склона формируется следующая составная часть семиаридных склонов — денудационная площадка (денудационный скат подножий склонов) [11]. Эта площадка по существу представляет собой педимент [12, 13], описанный в семиаридных зонах других областей Земли [14, 15 и др.]. Отступающий склон, педимент и перегиб на месте сочленения их поверхностей являются элементами единой системы склон — педимент. Последний из этих элементов — перегиб в дальнейшем будем называть главным перегибом системы. Форма этого перегиба определяет морфологическую выраженность ступенчатости профиля семиаридных склонов.

Основной склоновый процесс в семиаридной зоне — поверхностный смыв под действием талых и дождевых вод¹ [9, 11—15]. Его значение в

¹ В формировании семиаридных склонов в узколокальных местах возможно участие нивальных, оползневых и других экзогенных процессов. Однако их роль в выработке характерного профиля семиаридных склонов ничтожна и здесь не рассматривается.

Величина твердого и жидкого стока в разных климатических зонах Арало-Тобольского региона

Климатические зоны	Реки	Плотность растительности, %	Площадь водосбора, км ²	Объем годового стока, тыс. м ³	Сток наносов за год, м ³	Денудация, м ³ /км ²
Семигумидная	Алабуга	80	887	6 840	1400	1,57
	Карангалык		825	5 850	820	0,99
	Ащи		1170	5 750	1540	1,32
	Чили		500	5 260	1000	2,0
	Среднее		820	5 925	1190	1,47
Семиаридная	Аккушук	45	701	8 840	4000	5,7
	Маркасай		446	7 560	2800	6,28
	Карасу		1210	13 680	3400	2,81
	Муккыр		882	15 100	4000	4,51
	Среднее		810	11 145	3550	4,81

выработке профиля склона возрастает здесь вследствие разреженности растительного покрова. Семиаридный климат оказывает на растительность как прямое воздействие, так и опосредованное — через геологический субстрат, обуславливая засоление его приповерхностного горизонта. Известно [16], что последнее по своему влиянию на растительность сопоставимо с иссушением климата. Поэтому даже при равных условиях увлажнения и теплообмена на участках склона, сложенных соленосными глинами палеогена и неогена, почвы и растительность беднее. На оголенных склонах продукты выветривания глин разрыхлены только в сухом состоянии. При смачивании даже незначительным количеством воды они быстро разбухают, становятся водонепроницаемыми, превращая поверхность склона в благоприятную арену для проявления плоскостного стока талых и дождевых вод. Плохая водопроницаемость глинистого субстрата при отсутствии почвенно-растительного покрова обуславливает большую величину жидкого и твердого стока в семиаридной зоне даже при меньшем количестве осадков. Эта закономерность хорошо прослеживается в бассейнах малых рек, расчленяющих склоны Тургайской ложбины (таблица).

Климатически обусловленное проявление литогенного фактора в дифференциации процессов выветривания коренного субстрата и его сноса предопределяет возникновение перегибов в профиле склона, приуроченных не только к базисам эрозии, но и к литологическим контактам. Так появляется ступенчатость, обязанный препарировке пластовой структуры пород платформенного чехла. Структурные ступени в виде локальных террас и площадок участвуют в строении пластовых равнин, но не определяют их морфологию.

Происхождение ступенчатости пластовых равнин региона может быть понято лишь при анализе закономерностей формирования и развития педиментов. Анализ морфологии семиаридных склонов, а также данные стационарных наблюдений [13, 17] показывают, что развитие педиментов определяется высотой и экспозицией склона, составом слагающих его пород и условиями транспортировки продуктов смыва на уровне базиса денудации.

Высота склонов, в основании которых формируются педименты, зависит от амплитуд эрозионных врезов и является в основном функцией тектоники. Высотой и экспозицией склона определяется энергия стока талых и дождевых вод. Высокие хорошо прогреваемые склоны западных и южных экспозиций, при прочих равных условиях, характеризуются большими скоростями отступления и резкой выраженностью главного перегиба.

Литология пород непосредственно или через продукты выветривания влияет на форму и гидравлику стока на всем профиле системы склон — педимент. С нею связан также объем и механический состав смытого материала, поступающего на поверхность педимента. Сток талых и дождевых вод в зависимости от состава коренных пород может приобретать плоскостную, струйчатую и мелкокорытвинную форму. Результатом его проявления в любой форме является поверхностный смыв, обуславливающий параллельное отступление обнаженного склона и формирование в его основании педимента. В равных условиях высоты и экспозиции главный перегиб склона, сложенного грубообломочными и литифицированными породами, имеет более плавную форму из-за образования шлейфа современного делювия. В особом морфологическом ряду стоят склоны, сложенные каолиновыми глинами. Последние образуют с талыми и дождевыми водами растворы типа суспензий. Смыв и аккумуляция суспензионного материала происходят в специфических гидравлических условиях [13]. Такие склоны отличаются резкой выраженностью главного перегиба и сильно выположенным беспокровным денудационным педиментом (рис. 2).



Рис. 2. Общий вид педимента (на первом плане), формирующегося на уровне лихвинской (тобольской) террасы за счет отступления склона, сложенного миоценовыми каолиновыми глинами (задний план)

Условия транспортировки продуктов смыва на уровне базиса денудации определяют мощности делювиальных отложений [18]. Основными транспортирующими агентами являются временные водотоки. При беспрепятственной транспортировке продуктов смыва педимент является зоной их транзита. В таких условиях мощность делювиальных отложений по периферии ныне формирующихся педиментов не превышает 3—5 м.

Педименты, за исключением частных случаев, возникают на уровне определенных базисов эрозии и привязаны к поверхностям террас. Они растут одновременно вширь, сужая водоразделы рядом расположенных долин, и вглубь, вклиниваясь вдоль речных долин в сторону водоразделов. Эти педименты являются цикловыми² и срезают под единый геоморфологический уровень различные толщи пород платформенного чехла и фундамента (рис. 1). Геоморфологические уровни, образованные цикло-

² Кроме цикловых в рассматриваемом регионе можно выделить еще несколько типов педиментов: структурные (литогенные), приуроченные к литологическим контактам пластовых структур; аструктурные, срезающие крылья антиклиналей и флексур, на которых они возникают, и педименты дефляционных впадин. Все они, за исключением цикловых, имеют локальное распространение. Формируются также под действием плоскостного смыва и лишь в образовании педиментов дефляционных впадин существенную роль играют солончаковая «абразия» [19] и ветер.

выми педиментами, представляют собой денудационные поверхности выравнивания, находящиеся на стадии активного развития. В южной части Тургайского прогиба и в Северном Приаралье широко представлены два уровня педиментов: нижний, формирующийся на отметках верхнеплейстоценовых днщ речных долин, и верхний, сопряженный с поверхностью среднеплейстоценовой лихвинской (тобольской) террасы. Средние абсолютные отметки нижнего уровня 80—120 м, верхнего — 200—240 м (рис. 2, 3). В зонах новейших структур в соответствии со знаком их движений поверхности педиментов могут быть деформированы на несколько десятков (максимально до 50—70) метров.

Рост педиментов в ширину происходит за счет «съедания» поверхностей вышележащих уровней. Верхний уровень педиментов, начиная со среднего плейстоцена, уничтожил обширные поверхности исходных аккумулятивных равнин. На месте последних образовалась и продолжает расти денудационная поверхность выравнивания типа педиплена. В Северном Приаралье от поверхности исходной равнины и верхнего уровня педиплена сохранились лишь отдельные изолированные останцы —

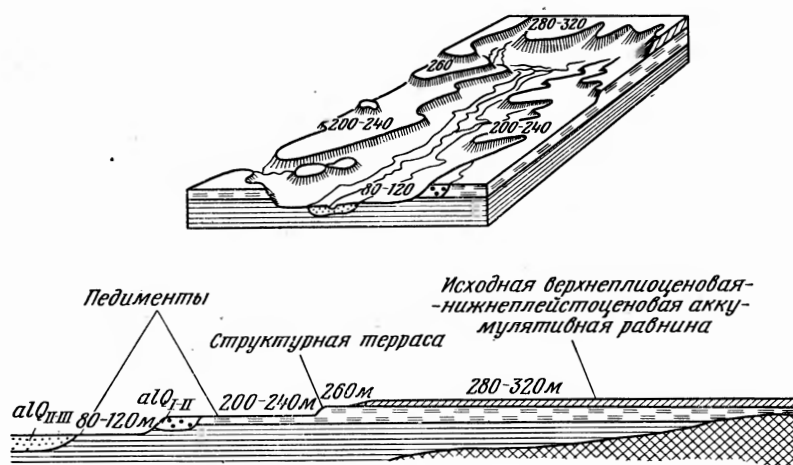


Рис. 3. Ступенчатость платовых равнин Тургайской столовой страны, представленная уровнями четвертичных педиментов
Усл. обозн. на рис. 1

турткули. Поверхность, на которой в виде островов возвышаются останцы, представляет собой по существу нижний (позднеплейстоценовый) уровень педиментов, переросший здесь в обширный педиплен. Становится очевидным, что столово-ступенчатый рельеф Южного Тургая и Северного Приаралья обусловлен и представлен уровнями плейстоценовых педиментов и педипленов.

Формирование столово-ступенчатого и столово-останцового рельефа происходит в настоящее время в условиях семиаридного климата — в зоне сухих степей и полупустынь. Ступенчатые склоны и их производные встречаются, однако, и в аридной зоне. Но уже в Северном Приаралье появляются признаки изменения профиля, типичные для семиаридных склонов. Они выражаются в захоронении основного перегиба системы склон — педимент мощными шлейфами делювиально-пролювиальных, а иногда эоловых осадков, в изменении профиля отступающего склона за счет корразионных ниш и в появлении на фронтальных частях педиментов дефляционных форм. Все эти признаки как бы свидетельствуют об ослаблении процесса отступления аридных склонов. Это дает нам основание высказать предположение о реликтовом характере ступенчатых склонов и всего столово-ступенчатого рельефа в аридных и экстрааридных

условиях и искать объяснение его происхождения в иной климатической обстановке.

Роль климата в образовании рельефа пластовых равнин региона впервые была отмечена и оценена И. П. Герасимовым [3, 4]. Его представления легли в основу соответствующих теоретических положений современной климатической геоморфологии [9], согласно которым именно климат в конечном итоге формирует «тип морфогенеза», характеризующийся определенным «спектром» экзогенных процессов и созданных ими форм рельефа.

В соответствии с новыми данными о времени расчленения пластовых равнин формирование и развитие их рельефа необходимо увязывать со специфическим климатом четвертичного периода. Циклические изменения климата плейстоцена, сопоставимые по времени с оледенениями, обуславливали неоднократную перестройку структуры климато-ландшафтных зон и смену типов морфогенеза. Климато-ландшафтные зоны, напоминающие по характеру и положению современные, существовали, по-видимому, только в эпохи межледниковий. Близки к современным были, очевидно, и типы морфогенеза. В эпохи оледенений типы морфогенеза и; в частности, склоновых процессов, существенно отличались от современных и межледниковых. В начале оледенений холодная влажная перигляциальная зона [20] сдвигалась до современной аридной зоны. Одновременно в пределы последней смещался семиаридный тип морфогенеза. Формирование ступенчатости, являющейся здесь в настоящее время в значительной степени реликтовой, происходило наиболее активно, по всей вероятности, именно в эпохи оледенений. Во второй половине оледенений упрощалась структура климато-ландшафтных зон [21]; исчезали до повторного возрождения в межледниковья некоторые типы морфогенеза (гумидный, возможно, и семиаридный).

Наиболее значительными для региона были перигляциальный и семиаридный типы морфогенеза. Первый сопровождался активным выполаживанием склонов и формированием разнообразных мерзлотных форм на водоразделах, второй — образованием ступенчатости за счет педипленизации междуречий.

Различия в темпах, продолжительности и направленности склоновых процессов предопределили преобладание в современном рельефе пластовых равнин северной части Арало-Тобольского междуречья форм рельефа, образовавшихся в условиях перигляциального, а в южной части семиаридного типов морфогенеза. Несмотря на то что в пределах Тургайской столовой страны семиаридный морфогенез обуславливает наиболее характерные морфологические черты рельефа пластовых равнин, их эволюцию нельзя понять, если оставить вне поля зрения реликтовые формы, свидетельствующие о существовании и неоднократной смене других типов морфогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берг Л. С. Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области. В сб.: В честь 70-летия Д. Н. Анучина. М.: 1913, с. 122.
2. Пригоровский М. М. Краткий геологический очерк Мугоджарских гор и смежных частей Тургайской и Уральской степей. Изв. Геолкома, 1914, т. 33, № 259, с. 889.
3. Герасимов И. П. Основные черты развития современной поверхности Турана. М.—Л.: Изд-во АН СССР. Тр. Ин-та географии АН СССР, 1937, вып. 25, с. 3.
4. Герасимов И. П. Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Алма-Ата: Изд-во Каз. фил. АН СССР, 1943, с. 54.
5. Геология СССР, т. XXXIV. Тургайский прогиб. М.: Недра, 1971, кн. 1, с. 536; кн. 2, с. 312.
6. Доскач А. Г. Основные черты неотектоники Тургайского прогиба. В сб.: Неотектоника СССР, Рига, АН. Латв. ССР, 1961, с. 173.
7. Городецкая М. Е. О субширотной новейшей структуре Тургайского прогиба. Геоморфология, 1975, № 4, с. 60.
8. Илларионов А. Г. Особенности строения и формирования речных долин Тургайского прогиба. В сб.: История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука, 1979, с. 22.

9. Дедков А. П., Мозжерин В. И., Ступишин А. В., Трофимов А. М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1977, с. 233.
10. Дедков А. П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1970, с. 255.
11. Николаев В. А. Аридно-денудационные склоны полупустынного Тургая. Вестн. МГУ, География, 1966, № 4, с. 72.
12. Илларионов А. Г. Некоторые новые данные о происхождении столовых равнин Тургайского прогиба. Казань: Тр. Казанск. ун-та, Геогр. сб., 1966, № 1, с. 60.
13. Илларионов А. Г. Происхождение и возраст рельефа Тургайского прогиба. Автореф. канд. дис. Казань: Казанск. ун-т, 1972, с. 30.
14. Кайе А. Плоскостной сток и выравнивание. В сб.: Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, с. 83.
15. Кинг Л. С. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967, с. 559.
16. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975, с. 341.
17. Козлова А. Е. Количественная оценка процессов плоскостного смыва в аридной зоне Тургайского прогиба (на примере плато Кизильтау). Геоморфология, 1977, № 2, с. 70.
18. Доскач А. Г. К вопросу о некоторых формах рельефа пустынной степи. В сб.: Структурная и климатическая геоморфология. М.: Наука, 1966, с. 132.
19. Аристархова Л. Б., Федорович Б. А. Склоновые процессы в пустынях и полупустынях. В сб.: Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, 1971, с. 25.
20. Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972, с. 335.
21. История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелиценное и четвертичное время. Новосибирск: Наука, Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1970, вып. 92, с. 270.

Удмуртский государственный университет

Поступила в редакцию
30.1.1980

CLIMATIC ASPECTS OF FORMATION AND EVOLUTION OF STEPPED STRUCTURAL PLAINS OF THE ARAL-TOBOL INTERFLUVIAL AREA

ILLARIONOV A. G.

Summary

The climate is considered to be a main factor controlling type of morphogenesis, the latter being characterized by a certain «spectrum» of exogenous processes and resulted landforms. «Stepped» structure of the structural plains was formed during the Quaternary under condition of cyclic changes of climate which resulted in repeated changes of climatic-landscape zones and morphogenesis' types. Stepped structure is associated (in time and space) with semiarid morphogenesis, the main manifestation of the latter being an active planation process of the pediplanation type.

УДК 551.435.24

ЛИТВИН Л. Ф.

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ В МИКРОРУСЛАХ НА СКЛОНАХ

Интенсивное развитие ирригации сопровождается вовлечением в сферу поливного земледелия значительных территорий, где поля располагаются на склонах. Поливные воды производят деформацию склонов, что в конечном счете приводит к своеобразному изменению мезорельефа. Потоки в поливных бороздах, характерной чертой гидравлики которых является убыль расходов воды вниз по течению, можно рассматривать как аналоги некоторых видов склоновых потоков, таких, например, как потоки талой воды ниже зоны фуркации, потоки талой воды из снежников, а