

1. Алтае-Саянская горная область//История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 415 с.
2. *Гросвальд М. Г.* Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 155 с.
3. *Гросвальд М. Г.* Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера//Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М.: Наука, 1987. С. 152—171.
4. *Олюшин В. Н.* Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М.: Наука, 1965. 127 с.
5. *Борисов В. А., Минина Е. А.* Плейстоценовые оледенения Алтае-Саянской области, их корреляция и реконструкция//Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 217—223.
6. *Куликов О. А., Мацера А. В.* История четвертичного вулканизма Восточного Саяна//Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1987. № 4. С. 70—76.
7. *Осадчий С. С.* Условия россыпеобразования в Восточном Саяне. Новосибирск: Наука, 1984. 69 с.
8. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. III. Новосибирск, 1979; Ленинград, 1983.
9. *Ямских А. Ф.* К вопросу о хронологии образования террас Енисея в пределах Саяно-Тувинской горной области//Корреляция новейших отложений Севера Евразии. Л.: Изд-во АН СССР. 1971. С. 109—110.
10. *Ямских А. Ф.* Палеогеографические условия Тоджинской котловины в голоцене//Природные условия и ресурсы Юга Средней Сибири. Красноярск: Красноярск. пед. ин-т, 1983. С. 3—19.

Московская сельскохозяйственная
академия им. К. А. Тимирязева

Поступила в редакцию
31.07.90

RELIEF-FORMING ROLE OF GLACIATION IN THE EASTERN SAYAN

A. V. MATSERA

S u m m a r y

At the Pliocene-Pleistocene boundary a cooling of climate resulted in that the broad-leaved forests were replaced by coniferous-birch ones; climatic fluctuations during the Quaternary did not show in species composition. Only the Late Pleistocene glaciations can be identified beyond any doubt. Glacial deposits overlay older loose formations on planation surfaces, therefore old placers would be also expected to conserve under the till.

УДК 551.435

© 1993 г. Г. Н. ПШЕНИН, Р. Е. ПЕРЕСЛЕГИНА

СТРУКТУРНЫЙ БЕДЛЕНД — УСЛОВИЯ ЕГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Бедленд принадлежит к тому редкому типу морфологических ландшафтов, который характеризуется, с одной стороны, яркой индивидуальностью и несхожестью с другими типами рельефа, с другой — полной идентичностью участков бедленда, расположенных в самых разных районах мира. Считается, что бедленд распространен в засушливых районах с малым количеством осадков (до 200 мм/год), неравномерностью склонового и руслового стока, отсутствием растительного покрова и характерен для предгорий или низкогорий, сложенных рыхлыми глинистыми и суглинистыми отложениями. Однако бедленд давно был описан в областях с далеко не аридными условиями, а также на породах, отнюдь не отличающихся слабой прочностью. Так, он был описан на Среднерусской и Приволжской возвышенностях, на Таймыре [1, 2 и др.] и даже на моренах Аляски.

Авторы неоднократно наблюдали бедленд в среднегорном и высокогорном поясах Средней Азии, где сумма осадков превышает 500 мм/год, на породах типа гнейсов и кристаллических сланцев докембрия, на сильнотрещиноватых гранитоидах и на черных сланцах силура. Отсюда возникла необходимость обратить более пристальное внимание на условия происхождения и развития этого типа рельефа. Настоящее сообщение построено на материалах наших наблюдений главным образом в Средней Азии.

В словаре общегеографических терминов [3] приводятся определения многих авторов, большинство которых подчеркивает чрезвычайно важную роль геологического субстрата в образовании бедленда. Большинство авторов образование бедленда связывает с интенсивной эрозией (эрозионный бедленд); Н. А. Флоренсов [4] на примере пьедестальных гор Монголии выделяет тектонический бедленд. Структурный бедленд, по нашему мнению, находится между эрозионным и тектоническим. Его образование обусловлено не только климатическими причинами при готовом в общих чертах исходном рельефе, но также особенностями приповерхностных зон осадочной области земной коры.

Развитие бедленда любого типа заключается в переформировании значительно более простых по структуре элементов рельефа (склонов, простых форм линейного смыва) в крутые, часто ступенчатые склоны, изрезанные глубокими крутыми рытвинами и кулуарами почти трубообразного или щелевидного профиля. Продольный профиль таких рытвин — крутой (местами до отвесного), ступенчатый. Рытвины и более мелкие промоины вместе с разделяющими их острыми или округлого сечения выступами придают склонам характерный ребристый вид. Вместе все это создает картину крутосклонного рельефа, прихотливо изрезанного глубокими, извилистыми, узкими промоинами, со склонами, осложненными остроконическими выступами типа земляных пирамид, шпилей, минаретов с пилообразными или рваными резкими линиями гребней частных водоразделов, с отпрепарированными в виде карнизов выходами пластов стойких пород. Кроме причудливости самого рельефа, особенно живописный облик придает бедлендам различная, нередко яркая окраска повсеместно обнаженных слоев осадочных пород.

Исходным моментом для возникновения структурного бедленда является наличие в приповерхностных слоях пород или почвогрунтов активных усилий растяжения, способствующих массовому развитию ослабленных зон и открытой трещиноватости. Эта ситуация отвечает совершенно определенным структурным и геодинамическим обстановкам. Они могут быть реализованы в осевых зонах и смыкающих крыльях надразломных антиклиналей и флексур. Однако наиболее широко развит структурный бедленд в пределах подгорных моноклиналей — характерного элемента комплекса орогенных морфоструктур, располагающихся по краям предгорных, межгорных и внутригорных впадин, на переходе от их дниц к краевым хребтам горного обрамления. При этом отметим, что во всех изученных нами районах гор востока Средней Азии массовое развитие структурного бедленда зафиксировано только на тех подгорных моноклиналях, которые располагаются на крыльях крупных межгорных и внутригорных впадин (Афгано-Таджикская, Ферганская, Зеравшанская, Нарынская, Иссык-Кульская). В данном сообщении наиболее подробно рассматриваются материалы по Южно-Иссык-Кульской подгорной моноклинали.

Непосредственная причина явлений массового растяжения в верхних пластовых пакетах подгорных моноклиналей — силы гравитационного воздействия, особенно активные именно в данных морфоструктурах и поэтому уже давно хорошо изученные [5, 6]. Обычно они выражены смещениями пластин мощностью от нескольких десятков до сотен метров при горизонтальных параметрах до десятков километров в длину и первых километров в ширину и представлены двумя типами.

В первом случае перемещаемая пластина испытывает практически равномерное по всей площади смещение без (или почти без) внутренних разрывов сплош-

ности. В нижних частях пластин наблюдаются комплексы структур сжатия и торшения — бескорневые складки, ретрошарьяжи, поддвиги и др.

Во втором случае смещение пластин сопровождается внутренними разрывами сплошности, растяжениями и сопровождающими их различными деформациями: прямыми или опрокинутыми складками изоклиального типа, сбросами. Это связано либо с неровной кровлей автохтона, либо с неравной прочностью пород, составляющих пластину гравитационного аллохтона.

Кроме общего гравитационно-обусловленного растяжения приповерхностной части осадочного покрова подгорных моноклиналей для формирования бедленда большое значение также имеет специфика литохимического состава пород и почвогрунтов. Все они существенно обеднены органическим веществом и соответственно содержат очень мало определяющих структуру и механические особенности почвогрунтов органоминеральных коллоидов. Зато в них широко развиты минерально-коллоидные агрегаты на базе гидрослюд, монтмориллонитов, каолина и других глинистых минералов. Кроме того, и в Прииссыккулье, и в других сходных районах Средней Азии всегда имеет место активная засоленность почв с преобладанием гипса, мирабилита и пр., а также высокая жесткость поровых и пленочных вод. Все это обуславливает высокую поглощающую способность почвогрунтов с увеличением объема на 10—700% при увлажнении [7], и, напротив, столь же резкое уменьшение объема при высыхании, что в целом способствует разрыхлению грунтов при обычной для аридных областей смене периодов высыхания и увлажнения. С другой стороны, высокая жесткость поровых вод, насыщенность почвогрунтов растворимыми солями и сульфатами способствуют активной цементации поверхности с образованием своеобразных корок бозынгово-калькретового типа.

Конкретная роль литохимических свойств почвогрунтов в формировании бедленда заключается в том, что высокая поглощающая способность стимулирует быстрое поглощение атмосферной влаги, а высокое содержание сульфатов и водорастворимых солей способствует активному процессу образования склоновых цементированных корок, что тормозит линейную эрозию и транзитный перенос рыхлого материала. Все перечисленные особенности способствуют разрыхлению приповерхностного разреза склоновых почвогрунтов, что дополняет и усиливает общий, заданный гравитационными усилиями, тренд растяжения.

Развитие бедленда в конкретных условиях Южного Прииссыккулья и Ферганы удобнее рассматривать начиная с развития элементарных линейных форм. Глубокие, резкие, обычно щелевидные, линейные рытвины появляются, как уже было сказано выше, в условиях растяжения, пронизывающего толщу пород и почвогрунтов с глубины до самой поверхности. Поэтому форма поперечного профиля и рисунок в плане подчиняются не законам развития струйчатых потоков (закон Хортон), а закономерностям распределения усилий растяжения на однородной поверхности или на различных глубинах, постепенно осваиваемых углубляющейся промоиной-трещиной.

Размельчение и вынос обломков и частиц почвогрунтов приводят к быстрому насыщению размывающего потока глинистой массой довольно густой консистенции. Поэтому процесс размыва и выноса материала из промоин-трещин быстро прекращается. Это усугубляется способностью глинистых минералов активно поглощать влагу, а также ее расходом на растворение солей и сульфатов. Поэтому часть глинистой массы быстро застывает тут же в промоине или чуть ниже, формируя на склонах так называемую лёссовую штукатурку. Другая часть тампонирует открытую трещиноватость и суффозионные каналы, приостанавливая линейное врезание и суффозию. В результате формируется микроступень продольного профиля вреза, вверху ограниченная зоной размыва тальвега и склонов, а внизу — микроконусом застывшей глинистой массы.

Застывающие глинистые массы разделяют развивающиеся промоины на ряд ступеней, замедляющих транзитный линейный размыв. В последующем эта ступенчатость вновь активизирует суффозию, переводят поверхностный размыв в

Температура почвогрунтов (град) на разных глубинах в районе бедленда юго-западного побережья оз. Иссык-Куль

Дата (июль 1988 г.)	Глубина, см				
	0	5	10	15	20
	Температура, град				
10	42	21,2	21,0	20,5	21,0
11	30	23,5	20,5	21,2	20,0
12	35,7	21,5	20,6	20,7	20,0
13	31,5	27,0	22,7	22,0	20,0
14	32,0	30,2	23,7	22,8	20,8
15	32,6	21,4	20,5	20,6	21,0
16	22,4	24,0	22,0	22,0	20,6
17	37,5	23,5	23,7	21,5	21,5
18	32,2	23,6	23,5	21,6	21,6
19	30,0	19,5	19,0	19,0	20,0
20	25,5	25,0	24,5	22,0	21,0
21	30,6	21,6	21,6	20,4	20,0
22	23,5	24,0	23,6	21,5	20,5
23	25,6	23,0	22,4	19,5	18,0
24	21,6	19,7	19,5	19,2	19,6

подземный. Вертикальные суффозионные каналы, использующие ту же скрытую и явную трещиноватость растяжения, переводят большую часть жидкого стока на подповерхностные горизонты, которые выклиниваются существенно ниже зоны активного вреза по трещинам. В целом возникает каскадный, прерывистый тип эрозионного и суффозионного освоения трещиноватости и формирования характерных крупноступенчатых в продольном профиле и линейных или переламывающихся под прямым углом в плане крупных врезов бедленда.

Интервалы преобладающей активности эрозионного и суффозионного освоения трещиноватости растяжения и формирования крупных элементарных эрозионных форм бедленда сменяются, как правило, более длительными интервалами отсутствия поверхностного или подповерхностного стока. Атмосферные осадки, выпадающие в такие перерывы, недостаточны для формирования потока размывающей силы, однако их достаточно для активизации процесса сорбции в поверхностном слое, а также частичного растворения солей и сульфатов, способствующих развитию и упрочнению склоновых корок. Процесс коркообразования усугубляется вертикальной (или по нормали к поверхности склона) миграцией почвенной влаги, связанной с разницей межсезонных или суточных температур между поверхностью и глубиной порядка 10—20 см. Наши измерения (табл. 1) показывают, что эти различия достаточно значительны и вполне обеспечивают, во-первых, регулярность указанного механизма вертикальной миграции почвенной влаги и почвенных растворов, и, во-вторых, дополнительную конденсацию влаги в подповерхностном слое. Поэтому подкорковый горизонт характеризуется постоянным выносом солей вверх и формированием глинистых и минерально-коллоидных комковатых агрегатов в слое конденсации и иллювиального выноса тонких частиц и солей. Вследствие этого упрочняющаяся из-за цементации карбонатно-сульфатным заполнителем склоновая корка отделяется от нижележащей массы почвогрунтов относительно разрыхленным слоем. С этим связаны многочисленные случаи обвалов или медленного разрушения и осыпания фрагментов

Год	I	II	III	IV	V	VI
1975	1,3	4,5	12,2	8,8	20,0	56,6
1976	4,2	4,6	3,3	10,8	17,4	35,0
1977	16,2	3,7	0,0	4,7	27,4	12,3
1978	0,0	0,0	22,5	20,3	22,4	32,7
1979	1,7	6,7	17,9	43,1	23,9	41,4
1980	2,4	13,8	14,3	8,7	23,6	60,5
1981	0,0	4,2	8,1	18,1	120,4	54,0
1982	7,6	0,4	1,1	2,4	26,8	14,2
1983	2,5	0,6	2,9	6,3	68,7	41,6
1984	6,8	7,9	10,9	32,4	19,5	31,0
1985	0,8	12,5	12,3	4,4	49,5	34,9
1986	—	3,7	28,4	19,1	31,7	49,6
1987	—	10,0	36,7	27,2	12,1	52,6

корки. Однако чаще корковые образования дают агрегаты высокой прочности, постепенно полностью одевающие склоны и блокирующие мелкие рытвины и промоины-трещины.

Повторными фотосъемками одних и тех же участков в течение 1981—1987 гг. установлено как прогрессирующее развитие, так и периодическое возникновение этих образований вновь (после обваливания части корки). Сам факт возникновения прочных склоновых корок, постепенно выключаящих мелкие линейные врезы, указывает на процесс своего рода самозалечивания склонов бедленда, т. е. на отсутствие некоей однонаправленности в эрозионном разрушении этого типа рельефа.

Многолетние стационарные наблюдения за режимом микроморфогенеза склонов бедленда в Южном Прииссыккулье [8, 9], а также наличие большого числа новых точных радиометрических дат по этому же региону позволяют выявить и установить некоторые временные рамки этапов (циклов) преимущественно линейного размыва и интервалов линейных врезов и преимущественного образования склоновых корок, редуцирующих линейное расчленение склонов бедленда, а также создать некоторую модель пространственно-временной микроморфологической эволюции этих склонов.

Для формирования почти полностью прекращающих активную линейную эрозию по промоинам-трещинам склоновых корок «лёссовой штукатурки», а также медленного обваливания — осыпания склоновых масс не требуется значительного увеличения суммы атмосферных осадков. Напротив, для удаления всех вышеперечисленных образований на склонах бедленда необходимо значительно большее количество осадков, чем для первоначального размыва промоин-трещин. Для реставрации активных линейных врезов и их отмывания из-под чехла склоновых отложений и склоновых корок сумма осадков и руслоформирующих расходов по линейным врезам должны, во-первых, превысить огромный влагопоглощающий потенциал склоновых масс; во-вторых, обеспечить эффективный кольматаж вновь открывающихся при размыве трещин и суффозионных каналов; в-третьих, поскольку при удалении склонового коллювия он первоначально будет замещаться новыми порциями такого же материала, обваливающегося сверху, расход потока должен обеспечивать и удаление начального объема коллювия, и вынос последующих объемов, поступающих с более высоких частей склона.

В условиях аридного климата обеспечение таких расходов могут дать лишь экстремальные годы, повторяемость которых сравнительно невелика (табл. 2). А

данным ГМС Боконбаево

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма
24,3	67,0	20,4	14,0	0,1	1,6	232,7
46,6	11,5	27,4	8,7	2,2	16,6	188,3
40,2	24,2	8,3	15,4	7,2	1,4	161,0
37,0	4,5	0,5	5,2	2,8	4,5	152,4
34,4	15,2	5,0	0,1	0,0	0,5	189,9
13,1	33,0	6,2	14,7	18,2	0,0	208,5
52,3	50,7	16,0	7,0	2,7	7,4	340,9
48,8	47,2	10,1	31,7	8,1	0,0	198,4
25,0	16,8	2,5	3,2	0,4	—	170,5
11,4	15,0	18,0	0,5	6,9	1,5	161,8
22,7	111,5	8,0	8,4	1,4	2,3	258,7
44,4	28,6	7,5	3,6	10,5	4,8	221,9
28,3	7,0	10,9	7,9	2,9	6,1	211,2

между тем в маловодные и засушливые интервалы мощность десерпционно-коллювиальных и натёчных склоновых образований будет прогрессивно нарастать. Из таблицы следует, что повторяемость влажных лет в наших условиях порядка 2—3 в десятилетие. Следовательно, для почти полной пассивности склона бедленда достаточно нескольких десятилетий, а для его окончательной редукции и перехода склона в качественно другой тип и режим склонового микроморфогенеза требуется несколько сотен или даже тысяч лет.

Радиоуглеродные даты [10] по Южному Прииссыккулю и Фергане свидетельствуют о том, что циклы пассивного самозалечивающегося состояния бедленда в районах с сохранявшейся на протяжении нескольких тысячелетий стабильной сухостью климата действительно характеризуются длительностью от нескольких сотен до первых тысяч лет (примерно 0,5—1,5 тыс. лет). В несколько более увлажненных районах этапы образования пассивных склонов сокращаются, измеряясь временем от 0,3 до 0,5—1,0 тыс. лет. Самый короткий интервал существования пассивных склонов бедленда, порядка 0,1—0,2—0,4—0,5 тыс. лет, установлен для прибрежной зоны Южного Прииссыккуля, а также для некоторых районов Восточной Ферганы и Дарвазского хребта, известных более высокой влажностью благодаря общей западной экспозиции. Кроме того, можно выделить районы с наиболее древними — порядка 10 или 20—15 тыс. лет. назад — проявлениями бедленда, к которым, например, относятся участки Южно-Иссык-Кульской подгорной моноклинали, примыкающие к тыловым хребтам горного обрамления, а в Южной Фергане (Шорсу, Нижний Сох, Ляйляк), напротив, примыкающие к выходам более древних пород среди наиболее подверженных расчленению типа бедленд рыхлых пород мезозоя-кайнозоя. Зоны молодого (порядка 4—5 тыс. лет) бедленда, в большинстве подновленные самыми молодыми циклами активности этого рельефа (порядка 0,5—1 тыс. лет, редко до 1,5—2 тыс. лет) занимают наибольшую часть всей площади бедленда и не только в Иссык-Кульской и Ферганской, но и в Афгано-Таджикской и Нарынской впадинах, а также на Копетдаге, Балхане. Для береговой зоны Иссык-Куля активное развитие бедленда, кроме того, определяется колебаниями уровня озера, которые обеспечивали либо общее врезание прибрежных сухих долин, либо усиление в них процессов аккумуляции пролювиальных отложений [11—13].

Этап активного развития бедленда в начале раннего голоцена (10—12, может быть, до 15 тыс. лет назад) совпадает с низким (на 7—10 м ниже современного уреза) положением уровня озера. Переуглубление прибрежных врез

стимулировало активизацию структурного бедленда вследствие падения уровня подземных вод и оживления массовой суффозии. Пассивность бедленда достигла своего максимума около 4—5 тыс. лет назад. Активность, с которой связано заложение наиболее молодого и ярко выраженного комплекса форм современного бедленда, совпадает с позднеголоценовой трансгрессией — около 3 тыс. лет назад. Импульсы активности бедленда исторической стадии отвечают кратковременным ускорениям общей регрессивной тенденции, наметившейся примерно с 2—2,5 тыс. лет назад, которая при всех приостановках и даже кратковременных трансгрессивных интервалах падения уровня озера обеспечивала неуклонное падение уровня верховодки в прибрежных врезях. Последнее активизировало вертикальный дренаж, усиление вертикальной циркуляции по открытым трещинам и суффозионным каналам. Эти факторы стимулировали и поддерживали перманентную активность позднеголоценового бедленда. Если бы не постоянное падение уровня озера и связанное с ним понижение уровней верховодки и эрозионного врезания в тальвегах прибрежных сухих долин, то бедленд деградировал бы за 1—1,5 тыс. лет. Об этом можно судить хотя бы по тому, что пролювиальные отложения в прибрежных врезях мощностью более 4—5 м, накопленные, судя по радиоуглеродным датам, за время не менее 1000 лет, выполняют все мелкие и мельчайшие врезы бедленда в прибрежной зоне, который именно на этих участках чаще всего обнаруживает пассивность за счет интенсивного развития корковых и десертционно-коллювиальных склоновых отложений.

Вкратце резюмируем вышесказанное

1. Хотя сумма экзогенных и чисто литологических факторов рельефообразования, естественно, оказывает определенное влияние на формирование и развитие бедленда, тем не менее эти факторы не могут быть решающими. Бедленд служит примером прямого отражения геомеханических и геохимических особенностей приповерхностных зон осадочной оболочки или земной коры, т. е., строго говоря, бедленд является результатом не эрозионного, а экзотектонического процесса, специфическим воплощением в рельефе растяжения горных пород и почвогрунтов.

2. Система линейных врезов бедленда характеризуется тенденцией к самозалечиванию. Изложенный материал наглядно указывает на то, что бедленд является скорее не открытой, а замкнутой относительно климатогенных и вообще экзогенных влияний морфосистемой, характеризующейся своим режимом развития, в частности цикличностью, не обнаруживающей прямых связей ни с эндогенными, ни с экзогенными факторами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бронгулеев В. В. Мелкая складчатость платформы (Опыт структурного анализа) // МОИП. Нов. сер. 1951. Вып. 14(18). 152 с.
2. Мирошников Л. Д. «Бедленд» на севере Таймырского полуострова. // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1961. № 3. С. 86—88.
3. Словарь общегеографических терминов. Т. 1. Пер. с англ. М.: Прогресс, 1975. 407 с.
4. Флоренсов Н. А. О тектоническом бедленде // Геоморфология. 1983. № 1. С. 85—88.
5. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня // Зап. ВГО. Нов. сер. Т. 3. М.: ОГИЗ, 1948. 222 с.
6. Резвой Д. П. Некоторые особенности складчатых дислокаций древних сухих дельт Южной Ферганы // Землеведение. 1957. Т. 4(44). С. 76—79.
7. Арипов З. А. Природные и минеральные сорбенты, их активизирование и модифицирование. Ташкент: ФАН, 1970. 251 с.
8. Переслегина Р. Е. Количественная оценка плоскостного поверхностного сноса методом избыточной поверхностной концентрации обломочного материала // Геоморфология. 1986. № 1. С. 95—100.
9. Переслегина Р. Е. Исследование плоскостного поверхностного сноса в районе юго-западного побережья оз. Иссык-Куль // Геоморфология. 1990. № 3. С. 90—99.
10. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины / Под ред. К. К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1971. 164 с.

11. *Забиров Р. Д., Коротав В. Н., Никифоров Л. Г.* Некоторые вопросы четвертичной истории Иссык-Куля // Геоморфология. 1973. № 4. С. 63—68.
12. *Трофимов А. К., Григина О. М.* К палеогеографии озера Иссык-Куль // Прибрежная зона озера Иссык-Куль. Фрунзе: Илим, 1979. С. 94—102.
13. *Алешинская З. В., Бондарев Л. Г.* Новое о колебаниях уровня оз. Иссык-Куль в историческое время // Изв. ВГО. 1969. Т. 101. № 2. С. 104—108.

Институт географии РАН

Поступила в редакцию
05.06.92

STRUCTURAL BADLAND — CONDITIONS OF DEVELOPMENT

G. N. PSHENIN, R. E. PERESLEGINA

Summary

The authors consider badland to be a result of an exotectonic process and a manifestation of tension stresses of rocks and soils in the morphostructure. In their opinion the badland is rather closed than open morphosystem with respect to climatic, and exogenic in general, factors. It does not relate directly neither to endogenic nor to exogenic factors.

УДК 551.4.042

© 1993 В. М. ФИРСЕНКОВА

ДИНАМИКА СОВРЕМЕННЫХ ПРОЦЕССОВ СНОСА И АККУМУЛЯЦИИ НА КУРСКОМ ОПЫТНОМ ПОЛИГОНЕ

Курский опытный полигон Института географии РАН находится в левобережной части бассейна р. Сейм, протекающей по юго-западным склонам Среднерусской возвышенности.

В комплекс исследований строения и функционирования основных геосистем Центральной лесостепи, проводимых на полигоне, входило изучение современных экзогенных процессов рельефообразования, развивающихся в условиях мощного антропогенного пресса вследствие многовекового хозяйственного освоения региона и прежде всего сведения естественной степной и лесной растительности и распашки земель. Начало сельскохозяйственного освоения территории Центральной лесостепи датируется эпохой бронзы. Как пишут С. А. Сычева и др., «... происходила антропогенная трансформация не только локальных мест поселений, ... но практически всех типов геосистем — от поймы до водораздела» [1, с. 215]. К настоящему времени более или менее не тронутые естественные геосистемы сохранились только в заповеднике. Распаханные поверхности и склоны становятся ареной интенсивного развития сноса, который в условиях Центральной лесостепи осуществляется преимущественно эрозийными процессами в форме плоскостного смыва и линейного размыва.

С 1962 по 1988 г. на стационарных объектах полигона изучалось влияние естественных и антропогенных факторов на интенсивность поверхностного стока и смыва, его пространственно-временная изменчивость и др. Наблюдения проводились на серии стоковых площадок и малых логов или элементарных экспериментальных бассейнов [2—5]. За достаточно длительный период наблюдений был накоплен обширный фактический материал, который позволил выявить особенности формирования стока и смыва в условиях Центральной лесостепи, в том числе в зависимости от агротехнических приемов обработки почвенного покрова. Считается, что в данном регионе зябь обладает лучшими водорегулирующими