

ТЕНДЕНЦИИ В ЭВОЛЮЦИИ ВАЛДАЙСКОЙ ЛЕДНИКОВОЙ МОРФОСКУЛЬПТУРЫ

Ледниковый рельеф, важнейший компонент ландшафтов Северо-Запада Русской равнины, определяет гидрогеологические свойства территорий, почвенно-растительные комбинации и в значительной степени общий ход эволюции природных процессов. С момента образования ледниковые морфоскульптурные комплексы трансформируются под действием ряда экзогенных процессов: в первую очередь склоновых и эрозионных, и в результате постоянно усиливающейся антропогенной нагрузки.

Оценка морфолитогенной устойчивости ледниковой морфоскульптуры представляется важной задачей для понимания эволюции природных геосистем в целом и для решения практических задач природопользования, принадлежащих сфере сельского хозяйства, строительства, добычи полезных ископаемых, рекреации и туризма.

Различия ледниковой морфоскульптуры, обусловленные размещением, сочетанием и строением элементарных форм, зависящим от типа дегляциации и динамики ледника, а также времени формирования литоморфокомплекса, создают неодинаковые предпосылки для развития ледниковых ландшафтов в различных районах. Холмисто-грядовый рельеф краевых зон и межлопастных радиальных возвышенностей и массивов приобрел современные черты сразу же после его образования. Рельеф гляциодепрессий с моренными, водно- и озерно-ледниковыми равнинами и остаточными озерами несколько запаздывал в своем становлении в связи с постепенным освобождением порогов стока, снижением уровней приледниковых озер и формированием сквозных радиальных ложбин. Эти процессы способствовали заложению отрезков речных долин, постепенно, к концу позднеледниковья соединившихся в единую систему.

Важнейший элемент ледникового рельефа – озерные котловины – полностью связан с деятельностью ледника и его распадом. Наиболее крупные озера, приуроченные обычно к гляциодепрессиям, остались на месте прежних приледниковых водоемов, пережив несколько этапов сокращения в связи с понижением порогов стока, и в голоцене приобрели очертания, близкие к современному. Озера, расположенные в зоне маргинального и ледораздельного холмистого и грядового рельефа, как правило, небольших размеров (инверсионные, эрозионные и др.), сравнительно быстро изменяли конфигурацию из-за освоения новых порогов стока и активно идущих процессов зарастания.

Изучению процессов трансформации ледникового мезорельефа уделялось до настоящего времени меньше внимания, чем вопросам его генезиса. Имеющиеся разработки условно можно разделить на три группы. Первая, наиболее обширная, включает региональные описания ледниковых областей [1–6]. Ко второй относятся работы по анализу возраста ледникового рельефа на основе морфометрических характеристик: густоты эрозионной сети, площади озер, коэффициента ритма рельефа [7–11]. К третьей – интересные, но немногочисленные исследования конкретных процессов, преобразующих поверхность [12–15]. Эти разработки, как правило, выполняли для обширных территорий. Анализ литоморфогенетических свойств не проводили.

Наша работа направлена на исследование процессов преобразования валдайского ледникового мезорельефа, дифференцированного по конкретным типам морфоскульптуры в районах, последовательно освобождавшихся от ледника. На первом этапе авторы ограничили свой выбор двумя типами ледниковой морфоскульптуры, занимающими ведущее место в ледниковом комплексе: моренной равниной и холмистым моренным рельефом, сложенными с поверхности валунным суглинком. В ходе исследований изучалась освоенность выбранных типов рельефа на ключевых участках вторичными процессами, прежде всего эрозионными. Участки выбирали, исходя из наличия достаточно надежных данных о возрасте рельефа, типе морфоскульптуры и ее строения, а также аэрофотоснимков, крупномасштабных топокарт и материалов предшествующего геолого-геоморфологического изучения.

При оконтуривании участков исключали крупные торфяно-болотные массивы и долины рек с широкими поймами, речными и водно-ледниковыми террасами. Задачу решали с помощью определения ряда морфометрических показателей на топокартах м-ба 1 : 50000,

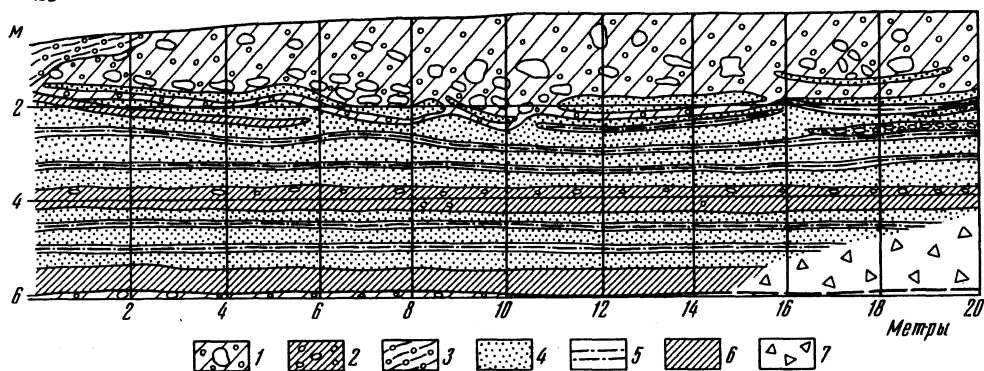


Рис. 1. Разрез верхней толщи четвертичных отложений в стенке карьера у д. Овсянники
Суглинок валунный – основная морена: 1 – верхняя; 2 – нижняя; 3 – абляционная морена; 4 – песок; 5 – алеврит; 6 – суглинок; 7 – осыпь

предварительно прошедших стадию дешифрирования, а затем полевого изучения некоторых эрозивных форм. Всего было выбрано 9 участков площадью от 50 до 250 км² в зонах максимальной и вепсовской стадий последнего оледенения с возрастом рельефа от 20 до 15 тыс. лет. В зоне максимальной стадии участки с плоской моренной равниной и мелкохолмистым рельефом находятся на северо-западе Смоленской обл. (бассейны левых притоков р. Каспли); пологохолмистым и крупнохолмисто-грядовым рельефом – на севере Тверской обл. (бассейны левых притоков р. Волчины) и в центре Тверской обл. (бассейны рр. Тверцы, Медведицы и Волчины). В зоне вепсовской стадии выделены три участка с пологонаклонной моренной равниной (до 3–4°) и мелкохолмистым и среднехолмистым рельефом, расположенные в бассейне правых притоков р. Мсты, в 20–50 км севернее границы стадии.

Моренные равнины в бассейне р. Каспли, на междуречье Тверцы, Медведицы и Волчины и в бассейне р. Мсты сложены с поверхности средним и тяжелым валунным суглинком мощностью от 3 до 15 м, уменьшающейся в периферической зоне оледенения до десятков сантиметров. В зоне развития мелкохолмистого рельефа (бассейны рр. Каспли, Волчины и Мсты) присутствует как тяжелый, так и легкий моренный суглинок с большим содержанием песчано-гравийного материала.

Крупнохолмисто-грядовый рельеф на междуречье Тверцы, Медведицы и Волчины приурочен к ледораздельной возвышенности, созданной ледниковым покровом и подвергшейся воздействию валдайских льдов. Здесь развит маломощный пласт моренного суглинка, прослеживающийся сюда с севера, из бассейна Волчины, и надвинутый на более древние ледниковые формы [16]. Широко развиты гляциодислокации: складки, структуры течения и втягивания в верхнюю морену материала из нижележащих слоев (рис. 1).

Валдайская морена представлена тремя фациальными разновидностями: плотным красновато-бурым валунным суглинком, плотно цементированной валуново-галечно-гравийной смесью с суглинистым заполнителем "крепостная стена", маломощной абляционной мореной с меньшим содержанием обломочного материала и рыхлым супесчаным заполнителем. Мощные гляциодислокации, захватывающие часто всю моренную толщу, характерны и для более северных районов с мелкохолмистым рельефом максимального и вепсовского возраста (бассейны рр. Волчины и Мсты).

На пологоволнистых и пологохолмистых равнинах количество замкнутых отрицательных форм в среднем не более 1 на площади 1–2 км², углы наклона склонов не превышают 1–2°, размах относительных высот – до 5–10 м. В области мелкохолмистого рельефа не менее 2–3 замкнутых контуров на площади 1 км², углы наклона склонов составляют от 1–3 до 5°, а относительные высоты – 5–10, местами – 15 м. Среднехолмистый рельеф характеризуется увеличением размера холмов и замкнутых понижений до 0,5–0,8 км², относительных высот до 15–20 м и углов наклона склонов до 5° и в нижней части склона местами более 20°. Крупнохолмисто-грядовый рельеф отличается большой площадью замкнутых форм (1 км² и более), углами наклона склона от 1–2° в верхних частях склонов до 3–5° и более в нижних, относительными высотами от 15–20 до 30–35 м.

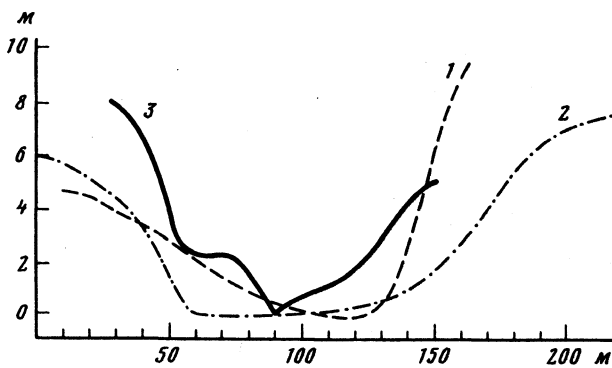


Рис. 2. Поперечные профили эрозионных форм
1 – ложбины; 2 – лощины; 3 – овраги

На ключевые участки составлены карты современного состояния ледниковой морфоскульптуры. На топооснову м-ба 1 : 50000 нанесены ложбины стока талых ледниковых вод, замкнутые межхолмные понижения, термокарстовые западины, террасы современных озер, формы реликтового криогенного микрорельефа, а также эрозионные формы разных рангов. Одновременно рассчитаны: густота эрозионной сети и относительная длина освоенных эрозионными формами отрезков ложбин стока; площадь озер и заболоченных участков; количество озеровидных понижений, имеющих сток.

Основное внимание уделялось процессам эрозионной переработки ледникового мезорельефа, связанной с временными водотоками как ведущим в рассматриваемых районах. Проведено ранжирование эрозионных форм по морфоскульптурным признакам. С этой целью использовали работы Д.Л. Арманда [17], М.Н. Заславского [18] и результаты собственных наблюдений. Выделены эрозионные формы следующих рангов: промоины и ложки, ложбины, лощины, овраги и долины постоянных водотоков (1–2 порядков). На картах используемого масштаба не могли быть показаны и поэтому не включались в подсчеты эрозионные формы самого низкого ранга, а именно промоины шириной до 2–3 м и глубиной до десятков сантиметров, струйчатые размывы, размоины, а также самые мелкие (десятки метров) замкнутые понижения. Однако указанные элементы эрозионного микрорельефа часто образуют густую сеть и определенным образом связаны с другими формами.

Промоины и ложки характеризуются шириной до нескольких метров и глубиной вреза до 1–1,5 м, их продольный профиль пассивно приспособляется к продольному профилю сопряженных с ними склонов. Промоины имеют V-образный поперечный профиль, ложки – мягкий U-образный, без четких бровок. Ширина ложбин от 10–15 до 100–150 м, глубина до нескольких метров, днище плоское или слабоогнутое, часто заболоченное, борта пологие (до 2–3°) с нечеткими бровками, поперечный профиль "растянутый" U-образный ("ваннообразный") (рис. 2). Будучи первоначально, как правило, каналами кратковременного стока талых ледниковых вод, они подвергались позже эрозионной переработке, но часто без образования вложенных врезов. Такие ложбины составляют особую группу, отличаясь от ложбин длительного стока талых вод, выполненных водно-ледниковыми осадками и впоследствии часто используемых речными водами.

Лощины отличаются от ложбин более четким переходом от днища к бортам и мягкой, но заметной бровкой (рис. 2). Овраги на исследуемых территориях редки и приурочены в основном к участкам среднехолмистого рельефа с большими уклонами местности, где высота их бортов может достигать 8–10 м.

Постоянные водотоки протяженностью от 2–3 до 10–20 км имеют слабо разработанные речные долины. Надпойменные террасы прослеживаются только у самых крупных из них – Черebesны в Смоленской обл. и Судомли в Тверской.

Приведенное выше описание эрозионных форм может дать некоторое представление о характере изменения молодого ледникового рельефа. С одной стороны, относительно высокие значения коэффициента увлажнения (соответственно 1,2–1,3 и 1,0–1,1) и модуля стока [19] в северо-западной части Русской равнины, по сравнению с ее центром, в сочетании со слабой водопроницаемостью пород способствовали образованию густой, но в то же время слабо врезанной сети водотоков. С другой – здесь преобладают линейные

Морфометрические показатели, полученные по аэрофотоснимкам

Морфометрические показатели	Максимальная стадия		Вепсовская стадия		
	пологоволнистая равнина	мелкохолмистый рельеф	пологонаклонная равнина	мелкохолмистый рельеф	среднехолмистый рельеф
Густота, км/км ²					
промоин и ложков	0,05	0,05	0,49	0,31	0,40
ложбин	0,09	0,22	0,26	0,03	0,03
лощин	0,33	0,27	0,13	0,03	0,30
речных долин (1–2 порядков)	0,36	0,34	0,81	0,27	0,42
Всего	0,99	0,80	1,73	0,66	1,25
Длина освоенных эрозией участков ложбин стока, %	78	68	нет ложбин стока		100
Количество сточных межхолмных понижений, % от общего количества	82	25	50	73	90
Густота эрозионной сети в межхолмных понижениях, км/км ²	0,40	0,38	0,70	0,32	0,60
Заболоченность, %	4,1	5,1	1,3	10,0	4,0
Заозеренность, %	0,05	0,08	0,6	3,57	3,0
Коэффициент ритма, км	0,32	0,20	0,30	0,17	0,20

Таблица 2

Морфометрические показатели, полученные по топокартам 1 : 50000 (Тверская обл., максимальная стадия)

Морфометрические показатели	Периферическая зона		Основная зона	
	пологохолмистый рельеф	крупнохолмистый рельеф	пологохолмистый рельеф	мелкохолмистый рельеф
Густота, км/км ²				
ложбин и лощин	0,46	0,91	0,62	0,56
оврагов	0,00	0,02	0,01	0,00
речных долин (1–2 порядков)	0,35	0,27	0,27	0,23
всего	0,81	1,20	0,90	0,79
Длина освоенных участков ложбин стока	87	73	80	93
Количество сточных межхолмных понижений, в % от общего количества	100	нет замкнутых понижений	50	61
Густота эрозионной сети в понижениях, км/км ²	0,50	–	0,2	0,4
Заболоченность	8,6	0,8	6,7	8,0
Заозеренность	0,12	0,00	1,7	4,55
Коэффициент ритма	0,40	0,35	0,35	0,18

эрозионные формы большой протяженности со слабо развитым продольным и поперечным профилем. Так, большинство лощин, привязанных, как правило, к поймам озер или рек, представляют собой переходные формы от ложков и ложбин. Четкими, часто крутыми, но задернованными бортами и плоским нередко заболоченным днищем характеризуются лишь низовья лощин, где продольный уклон практически отсутствует. По-видимому, большинство форм, развившихся до стадии лощин, вступило в период стагнации. Только в весеннее время происходит локальный размыв берегов и накопление в днище терригенного и органогенного материала. Такой ход развития обусловлен комплексом причин: неболь-

шими уклонами, густым растительным покровом, затрудненным стоком в результате подпруживания при зарастании озер. Кроме того, из-за высокой устойчивости морены к линейной эрозии для эволюции эрозионной формы до стадии развитой ложины необходим достаточно постоянный водоток.

Показательно, что степень эрозионного освоения межхолмных понижений меняется не столько в зависимости от возраста, гляциального рельефа, сколько от типа морфоскульптуры. Так, густота расчленения замкнутых овальных межхолмных понижений в области мелкохолмистого рельефа растет – от 0,32 км/км² в зоне вепсовской стадии до 0,38–0,40 км/км² в зоне максимальной стадии (табл. 1, 2). В то же время для пологоволнистой моренной равнины этот показатель изменяется значительно – от 0,40 до 0,62 км/км².

Обращает также на себя внимание, что большинство сточных озер находится в зоне вепсовского рельефа. Это можно объяснить двумя причинами: деградацией озер из-за недостаточной обеспеченности их стоком в зоне рельефа максимальной стадии и благоприятными условиями для консервации вепсовских озерных ванн, многие из которых приурочены к зоне Балтийско-Каспийского водораздела. В настоящее время большинство водотоков на участках вепсовского рельефа, создающих густую (особенно на пологонаклонной равнине), но неглубоко врезанную эрозионную сеть, берут начало из таких не осушенных озерных котловин.

Сочетание межхолмных замкнутых понижений и связанных с ними водотоков создает в зоне вепсовского рельефа своеобразный рисунок гидросети. Многочисленные замкнутые понижения (западины) округлой формы с диаметром, как правило, не более нескольких десятков метров, расположенные на разных гипсометрических уровнях, часто обводненные, соединены между собой ложками и промоинами. Прослеживается четкая зависимость поперечных профилей эрозионных форм от уклона местности – при крутизне склонов до 1–2° формируются мягкие ложки, на более крутых – V-образные промоины. Западины, расположенные на водораздельных участках, часто имеют сток в двух направлениях. В целом область вепсовского рельефа отличается не оформившимися водоразделами и четковидным характером линейных эрозионных форм. Крупные ложбины и ложины встречаются только на достаточно ровных и выположенных поверхностях, вблизи речных долин и озерных котловин.

Для периферических областей зоны максимальной стадии типичны, напротив, сглаженные приводораздельные поверхности и развитые линейные эрозионные формы, характеризующиеся последовательным изменением формы поперечного профиля от верховьев к низовьям. Эрозионные формы, расчленяющие склоны озерных котловин, также, как правило, находятся в более зрелой стадии развития. Например, к уровню приледникового озера в окрестностях с. Микулино (севернее Смоленска), спущенного в позднеледниковое время, привязаны пологие плоскodonные ложины (делли) и крупные овраги, впоследствии задернованные. Современные овраги, вложенные в эти древние эрозионные формы, привязаны к уровню современных озер [20].

Формирование эрозионных врезов в области последнего оледенения началось уже с конца позднеледниковья и было связано, главным образом, с периодами кратковременных, но существенных изменений природных условий. Наиболее крупными событиями, обуславливавшими изменения гидрологического и гидрогеологического режима, были образование крупных ложбин стока в период таяния ледника и спуск озер, следствием чего стало понижение локальных базисов эрозии. Поэтому эрозионные формы приурочены главным образом к бортам осушенных и заболоченных озерных котловин, террасам современных озер и ложбинам стока талых ледниковых вод. В дальнейшем часть эрозионных врезов деградировала, часть развилась до стадии ложин, значительно реже образовывались овраги, преимущественно в результате антропогенной деятельности.

Последовательность формирования эрозионного рельефа, характерная для Северо-Запада Русской равнины, подтверждается данными по южной Финляндии (рельеф стадии сальпаусселькя) и северной Польши (рельеф поморской стадии) [15, 21, 22], где развиты V-образные формы, существующие ныне и погребенные, привязанные к древним водно- и озерно-ледниковым уровням. Их формирование и наиболее интенсивное развитие приходится уже на позднеледниковье. Вторичная активизация связана с антропогенным влиянием. Активизация эрозионных врезов на севере Польши в субатлантическую фазу голоцена была связана с деградацией лесных массивов и сельскохозяйственной деятельностью. По нашим наблюдениям, наиболее густая сеть промоин формируется в средних и нижних частях склонов на пашнях. В зоне вепсовской стадии (север Тверской обл.) на

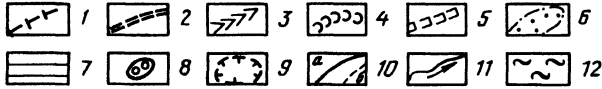
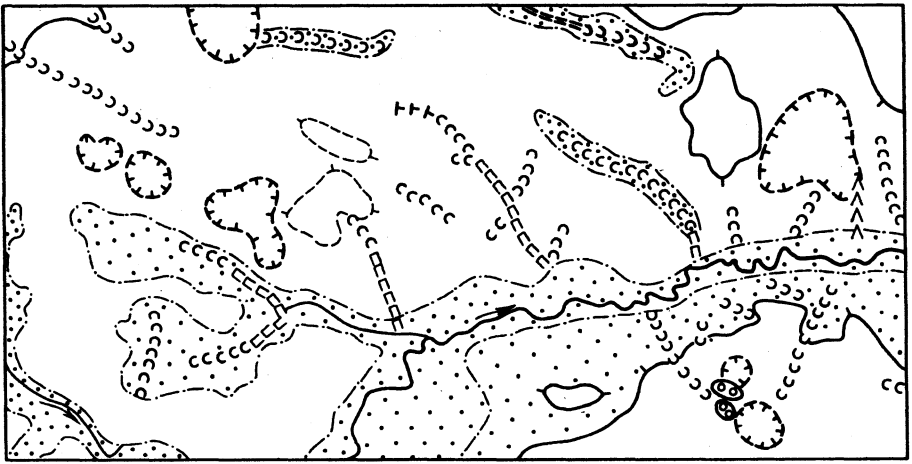


Рис. 3. Пологоволнистая моренная равнина зоны максимальной стадии валдайского оледенения
 1 – промоины; 2 – ложки; 3 – овраги; 4 – ложбины; 5 – лоцины; 6 – древние ложбины стока талых ледниковых вод; 7 – озерные террасы; 8 – формы реликтового криогенного рельефа; 9 – западины; 10 – изогипсы: а – через 10 м, б – через 5 м; 11 – реки и направление их течения; 12 – озера

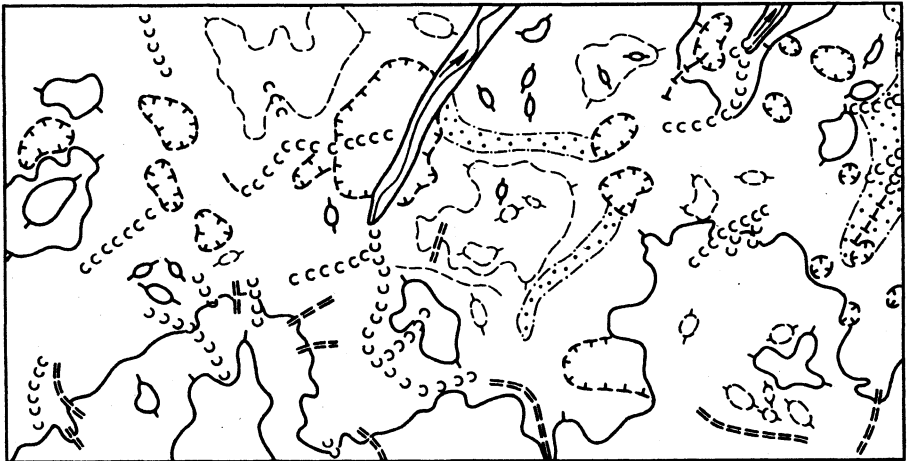


Рис. 4. Мелкохолмистый рельеф зоны максимальной стадии валдайского оледенения
 Условные обозначения см. рис. 3

пашнях местами развита густая, решетчатая в плане сеть промоин, в том числе крупных (до 2–3 м глубиной и до 5–6 м шириной), заложение которой связано с хозяйственной деятельностью, а прямоугольная конфигурация предопределена криогенным микрорельефом.

В отличие от густоты эрозионного расчленения, другие показатели, характеризующие измененность первичного ледникового рельефа – заболоченность, заозеренность, коэффициент ритма рельефа обнаруживают более простую зависимость от возраста. Заболоченность плавню, но заметно уменьшается от молодого к более древнему валдайскому рельефу. То же происходит с суммарными площадями озер: коэффициент ритма рельефа последовательно увеличивается (табл. 1, 2).

Интенсивность вторичной переработки определяется, главным образом, типом ледникового рельефа. Здесь выявляются различия более существенные, чем при сравнении однотипного рельефа, формировавшегося на разных стадиях последней дегляциации.

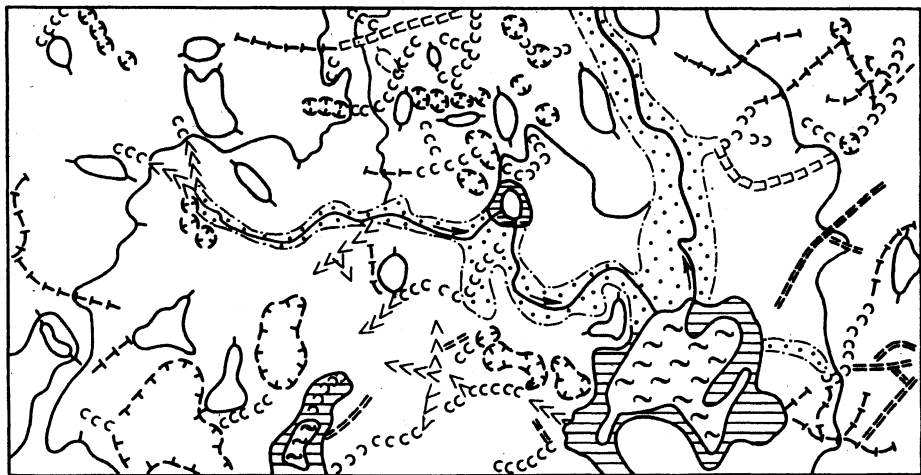


Рис. 5. Среднехолмистый рельеф зоны вепсовской стадии
Условные обозначения см.рис. 3

На моренных равнинах (рис. 3) практически везде густа эрозионных форм всех рангов (от промоин до речных долин) больше, а площадь озер и заболоченных участков меньше, чем на мелкохолмистых поверхностях (рис. 4). Коэффициент ритма рельефа с возрастом также увеличивается в большей степени для первого типа морфоскульптуры. Обращает на себя внимание, что степень преобразования пологонаклонной моренной равнины вепсовской стадии выше, чем одновозрастного и даже более древнего мелкохолмистого рельефа. Пологохолмистая равнина на севере зоны максимальной стадии отличается большей густотой расчленения, чем более древний мелкохолмистый рельеф.

Таким образом, мелкохолмистый моренный рельеф оказывается наиболее устойчивым по отношению к процессам линейной эрозии. А скорость преобразования среднехолмистого рельефа (рис. 5), напротив, выше, о чем свидетельствует более густая сеть лощин, оврагов и балок, чем для одновозрастных ему мелкохолмистого рельефа и пологонаклонной равнины и даже более древних пологоволнистых и пологохолмистых равнин. Максимальными же значениями густоты ложбинно-лощинной сети характеризуется крупнохолмисто-грядовый рельеф (рис. 6) – $0,93 \text{ км/км}^2$.

Указанные различия могут объясняться тем, что объем сноса материала, судя по имеющимся данным о темпах денудации [18], зависит в первую очередь от площади водосбора и длины склона, а не от продольного профиля склона, при крутизне менее 4° . Исходя из этого, более интенсивная расчлененность пологоволнистых и пологохолмистых равнин становится вполне понятной. В свою очередь максимальная густота расчленения средне- и, особенно, крупнохолмистого рельефа с относительными высотами от 15–20 м и углами наклона, в нижних частях склонов превышающими $4-5^\circ$, связана с большей энергией рельефа при сохранении достаточно обширных площадей водосборов.

Процесс преобразования разных типов ледникового мезорельефа характеризуется не только количественными, но и качественными различиями. В силу морфологических особенностей, определяющих высокую степень организованности эрозионной сети, на пологоволнистых и пологохолмистых равнинах и участках крупнохолмистого рельефа материал быстрее выносится на низкие гипсометрические уровни. На участках мелкохолмистого рельефа значительная часть сноса направлена в замкнутые межхолмные понижения, что приводит к их заболачиванию и сглаживанию перепадов высот. Таким образом, не исключена несколько парадоксальная ситуация, когда крупнохолмистый рельеф, характеризующийся максимальной интенсивностью склоновых и эрозионных процессов, при наибольших темпах снижения абсолютных высот может сохранить достаточно стабильные относительные превышения, т.е. оставаться довольно неизменным в своих общих очертаниях. В свою очередь для пологоволнистого и пологохолмистого типов рельефа можно ожидать снижения абсолютных высот при некотором увеличении относительных, т.е. приближения к крупнохолмистому типу. Для мелко-среднехолмистого рельефа – как наименее открытой системы по отношению к сопряженным с ним морфоскульптурным

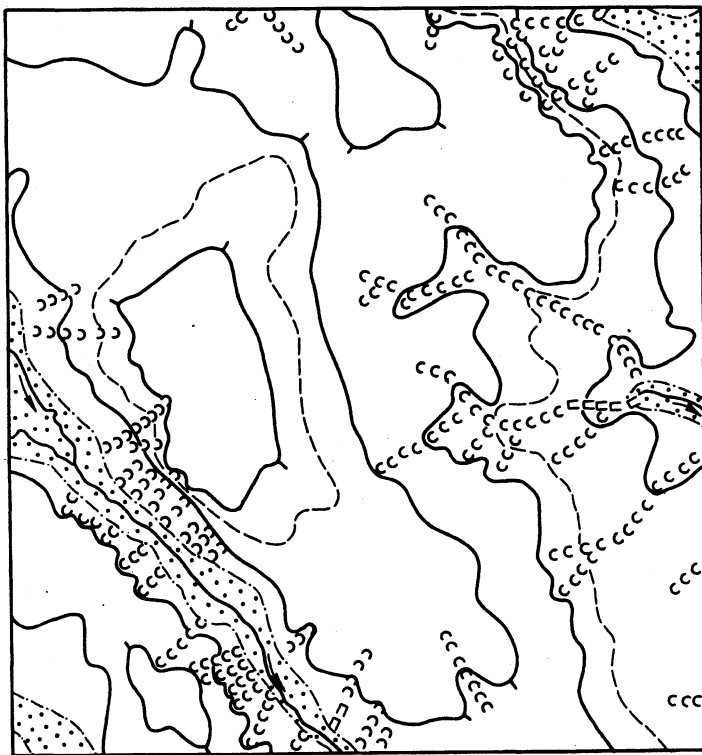


Рис. 6. Крупнохолмисто-грядовый рельеф зоны максимальной стадии валдайского оледенения
Условные обозначения см. рис. 3

комплексам, возможно сохранение средней абсолютной высоты при уменьшении относительных превышений, т.е. некоторое приближение очертаний к пологохолмистым равнинам.

Отдельные формы рельефа внутри морфоскульптурных типов – межхолмные понижения и ложбины стока, трансформируются также, как и весь комплекс мезорельефа. Например, густота расчленения в межхолмных понижениях увеличивается с возрастом в пределах одного типа морфоскульптуры, но при этом максимальной густотой эрозионного расчленения отличаются межхолмные понижения на пологонаклонной равнине и участке среднехолмистого рельефа вепсовской стадии (соответственно 0,70 и 0,60 км/км²). Таким образом, способ определения возраста поверхности по густоте расчленения замкнутых понижений, предложенный И.А. Чукленковой [11], может не работать для территорий разновозрастных этапов дегляциации в пределах зоны одного оледенения.

Для ложбин стока зависимость густоты расчленения от возраста меньше, чем для межхолмных понижений. В целом ложбины стока характеризуются высокой степенью освоенности эрозионной сети (от 68 до 100% общей протяженности на разных участках), определяющей, главным образом, расположением ложбины в ледниковом комплексе и ее строением. Водотоками осваиваются прежде всего широкие незамкнутые ложбины, включенные в систему водосборных бассейнов крупных рек и водоемов. Небольшие слепые ложбины, приуроченные обычно к более высоким и плоским приводораздельным поверхностям, в большинстве случаев остаются неосвоенными.

На процесс эрозионной переработки, кроме гляциоморфологического влияет также гляциодинамическое строение территории. Так, крупнохолмисто-грядовый рельеф Тверской обл. сформирован в ледораздельной зоне. Это предопределило развитие здесь мощных гляциодислокаций, выраженных в рельефе часто в виде линейных незамкнутых понижений, разделенных увалоподобными выступами, причленяющимися к основному ледораздельному массиву. Ложбины и лоцины (а в зоне вепсовской стадии в основном промоины) часто связаны с местами выхода на поверхность чешуй наименее устойчивых легко размываемых пород. Участки пологоволнистой равнины на северо-западе Смоленской и Тверской обл.

(где отмечено увеличение густоты эрозионного расчленения) расположены в периферической зоне последнего оледенения с небольшой мощностью морены, при размыве которой вскрываются горизонты с эрозионно неустойчивыми водно- и озерноледниковыми осадками.

При суммировании полученных данных выявлены следующие тенденции в преобразовании древнеледниковой морфоскульптуры после ее формирования.

1. Все рассматриваемые типы ледниковой морфоскульптуры достаточно устойчивы к эрозии. Суммарная густота эрозионной сети может достигать довольно высоких значений (до 1 км/км² и более), но при этом преобладают неглубоко врезанные формы со слабо развитыми продольными и поперечными профилями, как правило, пассивно приспосабливающиеся к существующему морфоскульптурному плану.

2. Скорее всего, максимальная активизация процессов линейной эрозии была связана с позднеледниковьем и началом голоцена, когда происходило заложение гидросети и активный спуск озер. Позднее многие эрозионные формы вступили в стадию стагнации и даже деградации. В настоящее время наблюдается локальная активизация эрозионных процессов, связанная с деятельностью человека – распашкой, выемкой грунта в карьерах, заложением дорог и т.д.

3. С возрастом эрозионная сеть приобретает более организованный характер, меняется соотношение суммарных длин линейных эрозионных форм в пользу более крупных – лощин и долин водотоков 1–2 порядков, четче оформляются водоразделы, но густота эрозионной сети не меняется. Площадь озер и болот уменьшается, значения коэффициента ритма рельефа растут.

4. Различия в степени трансформации ледникового моренного рельефа определяются в первую очередь типом морфоскульптуры и гляциодинамическими особенностями территории. Мелкохолмистый моренный рельеф наиболее консервативен. Он более устойчив к эрозии по сравнению с пологоволнистой моренной равниной. В то же время средне- и крупнохолмистый рельеф оказывается более измененным линейной эрозией, чем последняя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мандер Е.П. Антропогенные отложения и развитие рельефа Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973. 124 с.
2. Проблема палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1978. 224 с.
3. Санько А.Ф. Неоплейстоцен Северо-Востока Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 1987. 178 с.
4. Шевченко П.Г. История формирования рельефа Смоленской области // Уч. зап. Смоленского гос. пед. ин-та. 1963. Вып. 12. С. 157–199.
5. Шкаликов В.А. Опыт мелиоративного районирования территорий на основе ландшафтных исследований // Вопросы ландшафтоведения. М.: Мысль, 1974. С. 143–159.
6. Шкаликов В.А., Пацканг К.В. Стационарное изучение природно-территориальных комплексов для целей мелиорации земель // Вопросы географии. Сб. 121. М.: Наука, 1982. С. 101–107.
7. Васильев В.Г. Морфометрическая характеристика рельефа Смоленской области // Уч. зап. Смоленского гос. пед. ин-та. 1963. Вып. 12. С. 198–211.
8. Лехт Э.Э., Чеботарева Н.С. Оценка степени сохранности ледниковых форм московского оледенения на Русской равнине // Геоморфология. 1986. № 2. С. 64–70.
9. Маккаеве А.Н., Лукина Е.Н. Опыт морфометрического анализа разновозрастного ледникового рельефа (на примере территории Белоруссии) // Геоморфология. 1982. № 3. С. 29–35.
10. Серебрянный Л.Р., Чукленкова И.Н. Густота озер как показатель возраста гляцигенной морфоскульптуры // Геоморфология. 1973. № 4. С. 79–85.
11. Чукленкова И.Н. Морфометрические исследования древнеледниковой морфоскульптуры. М.: Наука, 1982. 76 с.
12. Асеев А.А. Влияние климатических ритмов четвертичного периода на развитие эрозионной сети // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1963. № 1. С. 8–14.
13. Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука, 1981. 278 с.
14. Соколов Н.Н. К вопросу о генезисе и эволюции ледниковых форм равнин // Проблемы физ. географии. 1934. Вып. 1. С. 65–85.
15. Koutaniemi Leo, Rachocki Andrzej. Palaeohydrology and landscape development in the middle course of the Radunia basin, North Poland // Fennia. 1981. V. 159. № 2. P. 335–342.

16. Дегтярев К.С., Лобанов А.И., Фаустова М.А. Гляциоморфологическое строение центральной части Тверской области в связи с границей последнего оледенения // Тез. докл. 6 литол. школы. Саранск, 1993. С. 34–35.
17. Арманд Д.Л. Естественный эрозионный процесс // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1955. № 6. С. 3–17.
18. Заславский М.Н. Эрозиоведение. М.: Высш. шк., 1983. 224 с.
19. Физико-географический атлас мира. М.: АН СССР–ГУГК, 1964. 298 с.
20. Фаустова М.А. Рельеф и отложения Ловатской лопасти последнего ледникового покрова. Автореферат дис. ... канд. геогр. наук. М.: Институт географии АН СССР, 1972. 228 с.
21. Geomorphology of Finland // Norden. Man and environment. Berlin. Stuttgart: Gebruder Borntraeger, 1987. P. 127–134.
22. Szupryczynsky J. The development of Holocene erosional valleys on the slopes of the river Wda outwash plain // Biul peryglacialny. 1986. № 31. P. 261–273.

Институт географии РАН

Поступила в редакцию
15.03.94

TENDENCIES IN EVOLUTION OF THE VALDAI GLACIAL MORPHOSCUPTURE

K.S. DEGTYAREV, M.A. FAUSTOVA

S u m m a r y

Glacial morphosculpture at the north-west of the Russian Plain is transformed by exogenic processes since the late glacial up to the present time. The rate and direction of the transformation appeared to be different in different type of the morphosculpture, the type of relief being of more importance than the age.

УДК 551.435.11(477.75)

© 1996 г. А.А. КЛЮКИН

БАЛАНС НАНОСОВ В БАСЕЙНЕ р. ВОРОН (КРЫМСКИЕ ГОРЫ)

Баланс наносов – важнейшее звено в изучении динамики речных бассейнов – фундаментальной проблемы географии [1]. Попытки составления баланса предпринимались неоднократно [2]. Стационарные исследования показали, что для балансовых расчетов необходимы скорости экзогенных процессов, оценки бассейновой и русловой, механической и химической, поверхностной и подземной денудации и аккумуляции. Баланс рассчитывают для конкретных лет или периодов по фактическим или средним значениям денудации и аккумуляции, полученным с помощью прямых и косвенных методов. В связи с несовершенством методов исследования, расчеты баланса наносов являются пока весьма примерными – ориентировочными. Они выполнены, как правило, для бассейнов малых рек, где в течение многих лет велись стационарные исследования [3–9]. Несмотря на известные недостатки, балансовые исследования позволяют увидеть целостную систему экзогенных процессов, их роль в нисходящем литодинамическом потоке вещества, выявить неучтенные статьи прихода и расхода, долю денудации и аккумуляции, установить тенденции изменения структуры и динамики эрозионных систем, получить результаты, необходимые для решения многих прикладных задач.

Бассейн р. Ворон (54,38 км²) находится на юго-восточном склоне Главной гряды и является типичным речным бассейном Крымских гор. Его дренирует небольшая р. Ворон, впадающая в Черное море. В 5 км от устья она принимает левый приток – р. Ай-Серез.