

УДК 502/504:551.311.2:551.33

О. Я. МАСЛИКОВА

Институт водных проблем РАН

Д. В. КОЗЛОВ

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования
«Московский государственный университет природообустройства»

ВЛИЯНИЕ ЗИМНИХ И ВЕСЕННИХ УСЛОВИЙ НА РАЗМЫВ РЕК В КРИОЛИТОЗОНЕ

В условиях существенного потепления климата следует ожидать резкого ускорения уже наблюдающегося в настоящее время процесса деградации многолетнемерзлых пород, что может привести к значительной эрозии и оседанию почв. Предложена математическая модель динамики берегового склона при различных внешних факторах, включающих изменения физических свойств мерзлого грунта, льда и снега от температуры во времени.

Криолитозона, береговые деформации, льдистость грунтов, оттаивание грунтов, дождь, снеготаяние.

Under the conditions of significant climate warming we should expect a sharp acceleration of the already available degradation process of permafrost rocks that may lead to a considerable erosion and soils subsidence. There is proposed a mathematical model of the dynamics of the bank slope under different external factors including changes of physical properties of the frozen soil, ice and snow depending on the temperature in time.

Cryolite zone, bank deformation, ice content of soils, soil thawing, rain, snow melting.

Глобальное потепление климата в последние десятилетия вызывает изменения гидрологических и термодинамических процессов, происходящих в гидросфере Земли, особенно на Севере. Криолитозона в большей степени, чем другие регионы, чувствительна к климатическим изменениям, поскольку сдвиги сроков и частоты перехода температуры окружающей среды через 0 °С вызывают фазовые колебания в системе «вода – лед» в аномальные для конкретных северных территорий моменты. Климатические изменения вкупе с хозяйственной деятельностью человека и развернувшимся в криолитозоне гидротехническим и транспортным строительством приводят к нарушениям в гидрологическом балансе сети северных рек.

Повышение температуры воздуха в первую очередь оказывает влияние на термическое состояние верхних горизонтов криолитозоны. Отклик многолетней мерзлоты на изменение климата существенно зависит от исходного термического состояния многолетнемерзлых пород и местного разнообразия ландшафтов. При потеплении климата начинается таяние верхнего льдистого горизонта многолетнемерзлых пород, в связи с чем активизируются деструктивные криогенные процессы: термокарст, термоэрозия, термоабразия, солифлюкция. Чем выше льдистость оттаивающих пород, тем заметнее активизация криогенных геологических процессов, которые меняют свою интенсивность и направленность по-разному в

зависимости от климатических, геолого-геоморфологических и вообще ландшафтных особенностей регионов криолитозоны.

На рисунке 1 показано, как распространяются типы сезонного оттаивания и промерзания пород на территории России. Представлены типы сезонного оттаивания (1...4), оттаивания и промерзания (5), промерзания (6...10) по среднегодовой температуре пород: 1 – арктический и полярный (ниже -10°C); 2 – устойчивый ($-5 \dots -10^{\circ}\text{C}$); 3 – длительно устойчивый ($-2 \dots -5^{\circ}\text{C}$); 4 – полупереходный и длительно устойчивый ($-1 \dots -3^{\circ}\text{C}$); 5 – переходный и полупереходный ($+2 \dots -2^{\circ}\text{C}$); 6 – полупереходный и длительно устойчивый ($1 \dots 3^{\circ}\text{C}$); 7 – длительно устойчивый ($2 \dots 5^{\circ}\text{C}$); 8 – устойчивый ($5 \dots 10^{\circ}\text{C}$); 9 – южный

($10 \dots 15^{\circ}\text{C}$); 10 – субтропический ($15 \dots 20^{\circ}\text{C}$ и выше). Показаны также границы типов сезонного оттаивания и промерзания пород по среднегодовой температуре и амплитуде колебаний температур на поверхности 11, а также южная граница распространения многолетнемерзлых пород – 12. Кроме того, представлены типы сезонного оттаивания и промерзания по амплитуде колебаний температур на поверхности: М – морской (менее $7,5^{\circ}\text{C}$), УМ – умеренно-морской ($7,5 \dots 11^{\circ}\text{C}$), УК – умеренно-континентальный ($11 \dots 13^{\circ}\text{C}$), К – континентальный ($13,5 \dots 17^{\circ}\text{C}$), ПК – повышено-континентальный ($17 \dots 21^{\circ}\text{C}$), РК – резко континентальный ($21 \dots 24^{\circ}\text{C}$), ОРК – особо резко континентальный (выше 24°C) [1].

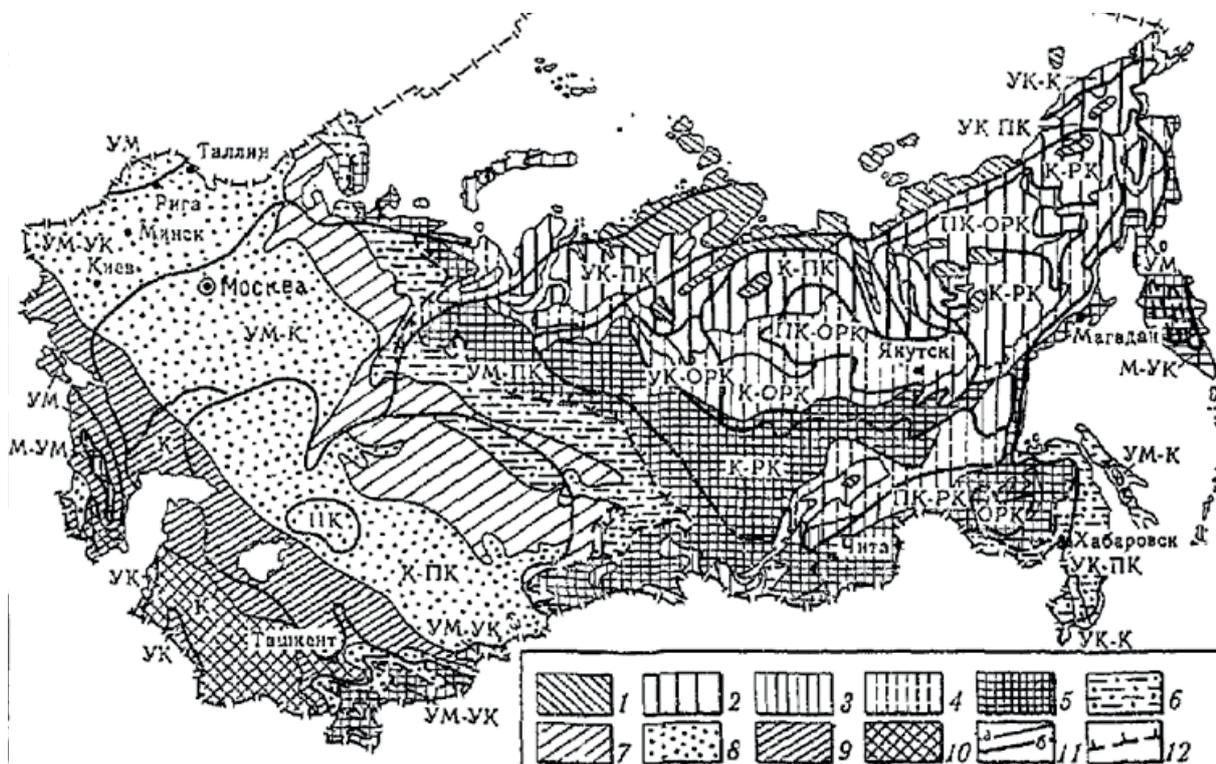


Рис. 1. Распространение типов сезонного оттаивания и промерзания пород на территории России и сопредельных государств (по Е. Н. Дунаевой)

Для простоты моделирования термодинамических процессов на береговых склонах рек в условиях криолитозоны представим русло реки как трехслойную породу – сезонноталый слой, слой многолетнемерзлых пород и талик. Для каждого слоя существуют свои системы уравнений термо- и гидродинамики, адекватно отражающие состояние изменения грунта в совокупности с внешними условиями (изменение температуры окру-

жающей среды и скоростей течения). Наиболее сильным (температурным и механическим) воздействиям подвергается верхний, сезонноталый слой грунта. Его рыхлость и подвижность объясняются воздействием не только колебаний температуры (годовых и суточных), но и влиянием внутрисклоновых, фильтрационных и сезонных атмосферных осадков. Слой многолетнемерзлых пород за счет высокой степени цементирования

разрушается гораздо медленнее, для него характерны другие временные интервалы (десятки и сотни лет). Слой талика часто не размывается из-за небольших придонных скоростей.

Модель размыва сезонного слоя берега водного объекта в условиях многолетнемерзлых пород. В условиях оттаивания породы происходит перераспределение долей жидкости в грунте и на поверхности, а именно: увеличивается доля талых потоков, при этом изменяется коэффициент проводимости грунта, соответственно и предельно возможный объем влаги для данного вида почв. Как следствие, изменяется возможная инфильтрация в грунт и доля склоновых потоков во времени. По окончании оттаивания грунта процесс движения влаги внутри склона стабилизируется, и доля склоновых потоков в дальнейшем зависит только от атмосферных осадков. Рассмотрим каждый фактор, участвующий в этом процессе.

1. **Атмосферные осадки.** Атмосферные осадки, приходящие к поверхности грунта в процессе его оттаивания, состоят из тающего снега и/или дождя. Таяние снега происходит, когда температура его поверхности становится равной 0 °С [2]. Скорость таяния M (кг/м²с, или мм/с), для водно-эквивалентной толщины слоя определяют так:

$$M = E_{\text{melt}}/L_i, \quad (1)$$

где L_i – удельная теплота таяния (замерзания), Дж/кг; E_{melt} – затраты теплоты на таяние, Вт/м².

Снеготаяние разделяют на конвекционное (тепловое) и радиационное. Конвекционное снеготаяние происходит при пасмурной погоде за счет притока теплых воздушных масс. Этот вид снеготаяния был исследован в гидравлической лаборатории РУДН на установке, позволяющей получать значения инфильтрационных потоков в реальном времени в зависимости от внешних факторов: температуры окружающей среды и наличия дождя заданной интенсивности [3]. Интенсивность дождя – это количество осадков, выпавших в единицу времени. Вид установки приведен на рис. 2.

Общий вид графиков тающего снега при наличии дождя приведен на рис. 3.



Рис. 2. Дождевальная установка (лаборатория РУДН)

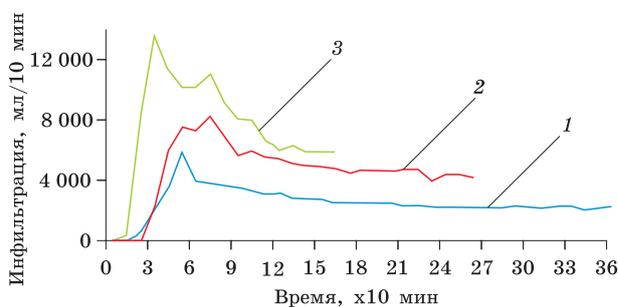


Рис. 3. Инфильтрация талой и дождевой воды в грунт при воздействии дождя на процесс таяния снега: 1 – интенсивность дождя, 0,5 мм/мин; 2 – интенсивность дождя, 1 мм/мин; 3 – интенсивность дождя 1,5 мм/мин

Как видно из графиков, чем больше интенсивность дождя, тем быстрее наступает таяние. Скорость инфильтрации в данном случае асимптотически стремится не к нулевому значению, а к значению интенсивности дождя, выбранному для данного эксперимента.

Графики функций зависимости инфильтрации от интенсивности дождя имеют несколько максимумов. Особенно это заметно при большей интенсивности

дождя, поскольку дождь, с одной стороны, ускоряет таяние за счет притока теплоты в снег, с другой – вызывает накопление и обрушение накопленной влаги за счет механического добавления жидкости в фирново-снеговую толщу.

При радиационном снеготаянии под действием проникающих солнечных лучей снег тает не только на поверхности, но и в верхнем слое толщиной 20...40 см. Используя закон Бугера–Ламберта, по которому интенсивность приходящей солнечной радиации ослабевает с глубиной, учитывая изменение альбеда снега в процессе таяния и рассматривая уравнение (1) как интегральную сумму возникающих по толщине снежного покрова потоков, получаем:

$$M = \frac{I}{L_i(1 - e^{-\beta z})(1 - A(t))}, \quad (2)$$

где $A(t)$ – изменение альбеда от времени; β – коэффициент экстинкции (ослабления, m^{-1}) радиации на глубине z м от поверхности снега.

2. Инfiltrация в грунт. Атмосферные осадки, попадающие на мерзлый или оттаявший грунт, делят на фильтрационные (это те осадки, которые грунт, в зависимости от своей структуры, способен пропустить через себя – максимальная водоудерживающая способность почвы) и склоновые, интенсивность которых представляет собой разность между интенсивностью дождя и способностью к фильтрации данного типа грунта:

$$q_{атм} = q_{ф} + q_{ск}, \quad (3)$$

где $q_{атм}$ – расход атмосферных (дождевых или тающего снега), $q_{ф}$ – фильтрационных и $q_{ск}$ – склоновых потоков.

Зная коэффициент фильтрации, можно определить максимальную водоудерживающую способность грунта. Изнутри грунт будет насыщаться за счет талых потоков, извне – частью дождевых (инfiltrационных) потоков. Значит, разницу между предельным объемом насыщения и образующимися талыми потоками дополняет та часть дождевых потоков, которая впитается в грунт:

$$q_{ф} = q_{п} - q_{т}, \quad (4)$$

где $q_{п}$ – предельный объем насыщения почвы влагой.

3. Доля талых потоков. Скорость течения талых потоков определяется на основе расхода талых вод или объема оттаявшего льда на единицу площади поперечного сечения. Объем оттаявшего льда

устанавливают, базируясь на изменении льдистости i [4]:

$$q_{т} = 1,1 \frac{\Delta i V}{1 + \Delta i}, \quad (5)$$

где V – начальный объем мерзлого грунта.

Площадь поперечного сечения рассматриваемого участка F изменяется в зависимости от скорости протаивания грунта. Скорость протаивания определяют так [5]:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{1}{F\rho L_c} \left(\lambda_a \frac{d\theta}{du} \Big|_+ - \lambda_n \frac{d\theta}{du} \Big|_- \right), \quad (6)$$

где $L_c = 33,3 \cdot 10^4$ Дж/кг – теплота плавления или кристаллизации; λ_a и λ_n – коэффициенты теплопроводности соответственно талой и мерзлой толщи; $\frac{d\theta}{du} \Big|_+$ и $\frac{d\theta}{du} \Big|_-$ – интенсивность теплоотдачи соответственно талой и промерзшей почвы; ρ – плотность породы; F – содержание незамерзшей воды в мерзлых грунтах.

Вместе с тем, согласно закону Дарси, скорость фильтрации

$$v = k_{ф} J,$$

где J – гидравлический градиент.

Для пересчета водопроницаемости в летний период на водопроницаемость мерзлой почвы Д. Л. Арманд предложил коэффициент 0,6 [6]. В условиях меняющейся во времени льдистости (в нашем случае – линейно) коэффициент фильтрации будет плавно изменяться от $0,6k_{ф}$ при льдистости, равной 1, до $k_{ф}$ при полном оттаивании. По такому же закону будет изменяться и доля предельного фильтрационного потока:

$$q_n = \left(\frac{0,4t}{T} + 0,6 \right) k_f F \quad (\text{при } t < T);$$

$$q_n = k_f F \quad (\text{при } t > T), \quad (7)$$

где T – время полного оттаивания грунта.

В гидравлической лаборатории РУДН была проведена серия экспериментов для определения доли инfiltrационных и доли потока талых вод при известных начальных значениях льдистости и интенсивности дождя. На выходе измеряли объемы фильтрационных и склоновых (стекающих в боковой резервуар) потоков [4]. Один из графиков проведенных исследований приведен на рис. 4. При большей льдистости коэффициент фильтрации грунта отличается в 0,6 раза, пропускная способность грунта меньше, а значит, доля склонового потока сначала максимальная. По мере оттаивания грунта пропускная способность увеличивается, уменьшая тем самым долю склонового потока.

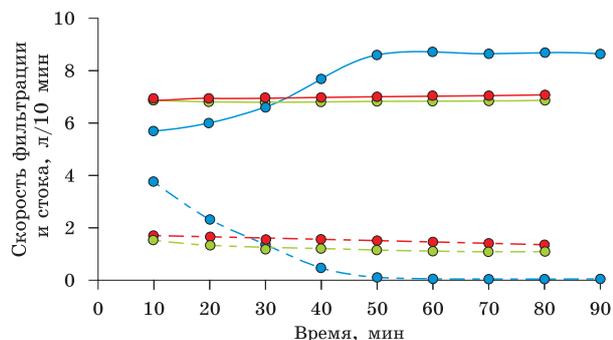


Рис. 4. Зависимости инфильтрационного расхода (сплошные линии) и расхода поверхностного стока (пунктирные линии) от времени при постоянной интенсивности дождя (1 мм/мин) и различной льдистости грунта (красные линии – при $i = 0,05$, зеленые – при $i = 0,08$, синие – при $i = 0,1$)

4. Доля склонового потока. Если интенсивность атмосферных осадков, каковыми являются сезонные дожди или тающий снег (а зачастую и то, и другое), не превышает скорости инфильтрации, то вся влага уходит на пропитывание грунта и никакого поверхностного размыва не происходит.

Если интенсивность таяния превышает скорость инфильтрации, то излишки талой воды уходят в сток. На самой вершине склоновый расход равен разности интенсивности дождя и скорости инфильтрации:

$$q_{скл} = q_t - q_{инф}$$

5. Транспортирующая способность потока на склоне. Из формулы транспорта наносов [7] и формулы Дарси–Вейсбаха для потока на склоне с учетом льдистости получаем формулу размыва твердого вещества поверхностным стоком:

$$S = \frac{6 \cdot 10^{-9}}{w(i^2 + 10^{-6})\lambda} \sqrt[3]{gq_{ск}} \operatorname{tg} \alpha \propto^{4/3}, \quad (8)$$

где S – транспортирующая способность потока; $q_{ск}$ – удельный расход склонового потока; w – гидравлическая крупность незамерзшего материала; i – льдистость за счет ледяных включений, доля единицы; λ – коэффициент сопротивления (потери энергии на трение по длине) – определяется экспериментально; α – тангенс угла наклона берега.

Выводы

В условиях оттаивания породы изменяется возможная инфильтрация в грунт и, как следствие, изменяется во времени доля склоновых потоков. По окончании оттаивания грунта процесс движения вла-

ги внутри склона стабилизируется, и доля склоновых потоков будет зависеть только от атмосферных осадков.

Смыв грунта с откоса берега русла изменяется во времени и по длине откоса. Объем смываемого грунта определяется интенсивностью осадков (или интенсивностью оттаивания снега), характеристиками материала откоса, состоянием материала (льдистость), а также углом наклона откоса к горизонту водной поверхности.

Экспериментально подтверждено, что при большей начальной льдистости пропускная способность грунта меньше и доля склонового потока сначала максимальная. По мере оттаивания грунта пропускная способность увеличивается, уменьшая тем самым долю склонового потока. При постоянной льдистости скорости инфильтрации и стока зависят только от интенсивности дождя. При малой интенсивности дождя грунт не успевает насыщаться, поэтому поверхностный сток весьма мал. Данные лабораторных экспериментов полностью согласовались с расчетами по предложенной системе уравнений.

Приведенная математическая модель (1)...(8) полностью описывает размыв сезонно-талого слоя русла рек, расположенных в криолитозоне, в условиях сезонного изменения температуры окружающей среды и под воздействием влияния атмосферных осадков.

1. Романовский Н. Н. Основы криогенеза литосферы: учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 336 с.

2. Шмакин А. Б., Турков Д. В., Михайлов А. Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. – 2009. – № 4. – Т. XIII. – С. 69–79.

3. Грицук И. И., Дебольский В. К., Масликова О. Я., Пономарев Н. К., Синиченко Е. К. Лабораторное исследование снеготаяния как составляющей сезонного процесса деформаций русла // Вестник РУДН. – Сер. Инженерные исследования. – 2013. – № 3. – С. 83–91.

4. Грицук И. И., Дебольский В. К., Масликова О. Я., Пономарев Н. К. Влияние осадков в виде дождя на деформации берегового склона русел рек в условиях многолетнемерзлых пород // Лед и снег. – 2012. – № 3 (119). – С. 73–78.

5. Котляков А. В., Грицук И. И., Масликова О. Я., Пономарев Н. К. Экспериментальное исследование влияния льдистости грунтов, слагающих русло рек, на динамику берегового склона // Лед и снег. – 2011. – № 2 (114). – С. 92–98.

6. Арэ Ф. Э. Основы прогноза термоабразии берегов. – Новосибирск: Наука, 1985. – 171 с.

7. Динамика русловых потоков и литодинамика прибрежной зоны моря; под ред. В. К. Дебольского, Р. Зайдлера, С. М.

Масселя. – М.: Наука, 1994. – 303 с.

Материал поступил в редакцию 05.12.13.

Масликова Оксана Яковлевна, кандидат технических наук, старший научный сотрудник

Тел. 8(499) 135-72-01

E-mail: oksana68@mail.ru

Козлов Дмитрий Вячеславович, доктор технических наук, профессор, ректор

Тел. 8(499) 976-29-62

E-mail: kozlovdu@mail.ru

УДК 502/504:556.3.01

С. Н. КАРАМБИРОВ, Ю. Г. БУРКОВА, П. М. УМАНСКИЙ

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Московский государственный университет природообустройства»

АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПО ДЕБИТУ СКВАЖИН ДЛЯ СИСТЕМЫ ВОДОСНАБЖЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Приводятся результаты анализа натурных замеров фактических подач водозаборных скважин. Изучение закономерностей водопотребления относится к задачам неполной определенности. Исходные данные обрабатывались методами анализа временных рядов. Предложенные модели являются основой для моделирования и прогнозирования значений исследуемого ряда.

Водозаборные скважины, стохастический процесс, временные ряды, функция спектральной плотности, автокорреляционные функции.

The paper presents an analysis of field measurements of water wells actual feed. Studying of the patterns of water consumption relates to the problem of incomplete certainty. The initial data were processed by methods of time series analysis. The proposed models are the basis for simulation and prediction of the values of the analyzed data series.

Water wells, stochastic process, time series, spectral density function, autocorrelation function.

Водопотребление небольших объектов водоснабжения неравномерно и зависит от многих факторов: этажности и степени благоустройства зданий, состояния установленного водоразборного оборудования, числа потребителей, видов местной промышленности, климатических условий, времени года и т. п. Режим водопотребления, т. е. изменения величины расходов воды в течение суток, года неравномерен и также зависит от многих факторов. Величина и режим водопотребления всей совокупности потребителей оказывают решающее влияние на работу водопроводной сети и, следовательно, на качество и бесперебойность водоснабжения.

Промышленные предприятия и жители предъявляют свои заявки (открывая краны) независимо один от другого в произвольные моменты времени и в течение любых промежутков времени. Такие заявки образуют случайный поток событий. Со стороны водопроводного предприятия нельзя в директивном порядке задать условия расходования воды для потребителей.

Величины всех видов расхода воды определяют, исходя из норм водопотребления. Так, расход воды населением рассчитывают с учетом норм хозяйственно-питьевого водопотребления на одного человека в сутки, согласно СНиП 2.04.02–84*, в зависимости от степени благоустройства