

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.326.1

Влияние дождевых осадков на деформации берегового склона русел рек в условиях многолетнемёрзлых пород

© 2012 г. И.И. Грицук¹, Е.И. Дебольская¹, В.К. Дебольский¹, О.Я. Масликова¹, Н.К. Пономарёв²¹Институт водных проблем РАН, Москва; ²Российский университет дружбы народов, Москва

vdebolsky@mail.ru

Статья принята к печати 28 февраля 2012 г.

Береговые деформации, дождь, криолитозона, лабораторный эксперимент, льдистость грунтов, оттаивание грунтов, русла рек.

Coastal deformation, ground thawing, ice content of soils, laboratory experiment, permafrost, rain, riverbeds.

Впервые в лабораторных условиях исследовалось взаимодействие речного стока с мёрзлыми грунтами при изменении термических (потепление) и механических (влияние дождя) внешних воздействий. Определялись время оттаивания грунта, инфильтрация в грунте, перенос наносов в русле под воздействием склоновых потоков, вызванных как естественным оттаиванием мёрзлых грунтов, так и дождевыми потоками. Предложена математическая модель прогнозирования динамики русла рек в многолетнемёрзлых породах под влиянием внешних воздействий.

Восприимчивость грунтов к потокам воды

Русла рек, которые протекают в зоне многолетне-мёрзлых пород (ММП), имеют ряд особенностей. Переход температуры через 0 °С (температура замерзания и плавления влаги, содержащейся в почве) обычно происходит в верхних горизонтах земной коры, что вызывает замерзание и оттаивание почвы. Мощность этого сезонного слоя изменяется от 20–30 см до 2–3 м, ниже обычно залегают мёрзлые толщи. Ещё ниже, часто ближе ко дну потока, находится слой талика. Таким образом, в условиях криолитозоны русло реки можно моделировать как трехслойную породу, которая характеризуется различными физическими свойствами не только грунта, но и входящего в его состав льда.

Количество воды, просачивающейся в почву и стекающей с её поверхности, определяется, главным образом, проницаемостью почвы для воды [4]. Например, через слой глины, содержащей на 1 объём твёрдого вещества 1,67 объёма воды (такая смесь содержит по массе около 60% твёрдых веществ и около 40% воды), в единицу времени воды просачивается в 2600 раз меньше, чем за то же время через слой песка аналогичной толщины с зёрнами размером 0,1 мм. Если глина содержит меньшее количество воды, то её частицы более сближены и в этих условиях она пропускает воду в ещё меньшем количестве. Так, если глина в четырёх объёмах твёрдого вещества содержит один объём воды (т.е. по массе около 90% твёрдого вещества и около 10% воды), то для воды она почти непроницаема. Если

сравнить разные сорта песка, то сквозь равные по толщине слои количество просачивающейся воды пропорционально квадратам размеров их зёрен. Песок, состоящий из мелких зёрен (средний размер 0,01 мм), пропускает за одно и то же время в 100 раз меньше воды, чем такой же слой песка с зёрнами размером 0,1 мм. Смесь крупного и очень мелкого песка пропускает воду столь же медленно, как один мелкий песок.

Смесь глины с песком, если количество глины таково, что заполняет все промежутки между зёрнами песка (для этого необходимо, чтобы в смеси было не менее 30% глины), гораздо менее проницаема для воды, чем чистая глина. Углекислая известь, в зависимости от степени измельчения, приближается в рассматриваемом отношении то к глине, то к песку. Органические вещества, если они аморфны, как в степных почвах, по проницаемости для воды близки к глине. Таким образом, если в одной и той же местности дождь выпадает на разные почвы, то песчаная почва успевает поглотить количество воды в сотни раз большее, чем почва, содержащая много глины, — остальная вода будет стекать поверхностно по склонам в овраги, ручьи и реки.

Мёрзлые породы в отличие от немёрзлых монолитны, поскольку замёрзшая вода, превратившись в лёд, прочно цементирует грунтовые частицы. Среди мёрзлых и морозных пород наиболее трудны для изучения дисперсные породы, т.е. породы, состоящие из множества разных мелких частиц глины, песка и т.п. Самые крупные частицы в таких породах имеют размеры пес-

чинки, а самые мелкие – не превышают микрометров. Внутри таких пород содержится много мелких пустот или пор. Вода в этих порах обычно находится в трёх состояниях: в виде льда, пара и незамёрзшей воды. При этом лёд и вода в мёрзлых породах присутствуют в постоянном равновесии: при повышении температуры лёд плавится и пополняет запасы незамёрзшей воды; при понижении температуры происходит обратный процесс – часть воды замерзает и превращается в лёд. Кроме того, содержащаяся в мёрзлой породе вода может мигрировать и замерзнуть, образуя прослойки льда (шлиры) толщиной от сотых долей миллиметра до нескольких сантиметров и более. При любых изменениях температуры в мёрзлом грунте начинается перемещение незамёрзшей влаги. Там, где теплее, лёд чуть-чуть подтаивает и частично превращается в воду. Плёнка незамёрзшей воды в этом месте становится толще, чем в более холодных частях породы. После этого «лишняя» вода снова перемещается туда, где её меньше, и снова замерзает, увеличиваясь в объёме примерно на 9%. Породы, окружающие такой растущий шпир льда, как бы раздвигаются в разные стороны, причём сильнее всего – вверх. В результате поверхность земли вспучивается, однако там, откуда уходит мигрирующая вода, образуется пустота. Под массой вышележащих пород происходит усадка (сжатие) мёрзлой породы, и пустоты исчезают. Следовательно, мёрзлая порода представляет собой весьма подвижную систему, которая реагирует на любые изменения температуры.

Транспортирующая способность потока в условиях ММП

Транспортирующая способность потока $S_{тр}$ зависит от средней по глубине скорости течения воды, глубины потока и гидравлической крупности частиц [5]:

$$S_{тр} = 2,4 \cdot 10^{-3} U^3 / ghw, \quad (1)$$

где U – средняя скорость потока; h – глубина потока; w – гидравлическая крупность незамёрзшего материала.

Как отмечается в работе [2], существует нижний предел скорости начала подвижности, а именно: при крупности наносов около 0,2 мм и мельче минимальная предельная скорость не уменьшается. Зависимость $S_{тр}$ от льдистости вещества i , слагающего русло, будем определять по следующей формуле:

$$S = K(i)U^3 / ghw, \quad (2)$$

где $K(i)$ – функция льдистости.

При льдистости, равной 1 (частицы грунта сцементированы льдом), размыва грунта не будет и $K(1) = 0$; при нулевой льдистости (обычные условия, не криолитозона) применимо уравнение (1), т.е. $K(0) = 2,4 \cdot 10^{-3}$. В таблице приводится коэффициент уменьшения размывающей скорости потока для грунтов в состоянии оттаивания k_t по сравнению с тальми грунтами в

Величина коэффициента k_t * [8]

Криогенная текстура	Льдистость за счёт ледяных включений	Значение k_t
Атакситовая	Более 0,5	0,3
Слоисто-сетчатая	0,4–0,03	0,3–0,5
Массивная	0,03 и менее	0,5–0,9 (0,75–1)

*Меньшее значение k_t соответствует большей льдистости за счёт ледяных включений; значения k_t приведены для связных грунтов, в скобках – для пылеватого песка с содержанием пылеватых частиц от 20 до 70%.

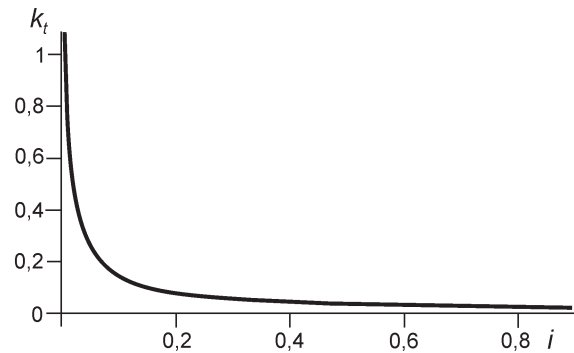


Рис. 1. График зависимости коэффициента уменьшения размывающей скорости потока от льдистости породы для грунтов в состоянии оттаивания

Fig. 1. A plot of reduction factor eroding velocity for ground thawing taking into account the ice content of rocks

зависимости от криогенной текстуры грунта в мёрзлом состоянии и льдистости за счёт ледяных включений (т.е. отношения объёма ледяных включений к объёму мёрзлого грунта). На рис. 1 данные таблицы обобщены в виде графика зависимости коэффициента k_t от льдистости грунта, который хорошо аппроксимируется как $k_t = 0,01i^{-4/5}$. Тогда зависимость размывающей скорости от льдистости будет иметь следующий вид:

$$U = (0,01i^{-4/5})U_0, \quad (3)$$

где U_0 – размывающая скорость для незамёрзшего грунта (без ледяных включений).

Подставляя (3) в уравнение (2), получим:

$$S = 2,4 \cdot 10^{-9} (i^{-4/5} U_0)^3 / ghw \approx 2,4 \cdot 10^{-9} i^{-2} U_0^3 / ghw.$$

Возможность обобщения этой формулы на случай нулевой льдистости приводит к необходимости введения минимального значения льдистости; в этом случае имеем:

$$S = 2,4 \cdot 10^{-9} U^3 / [ghw(i^2 + 10^{-6})], \quad (4)$$

где i – льдистость за счёт ледяных включений, доли. ед.

Очевидно, что при нулевой льдистости формула (4) принимает вид (1). При увеличении льдистости концентрация влекомого вещества уменьшается,

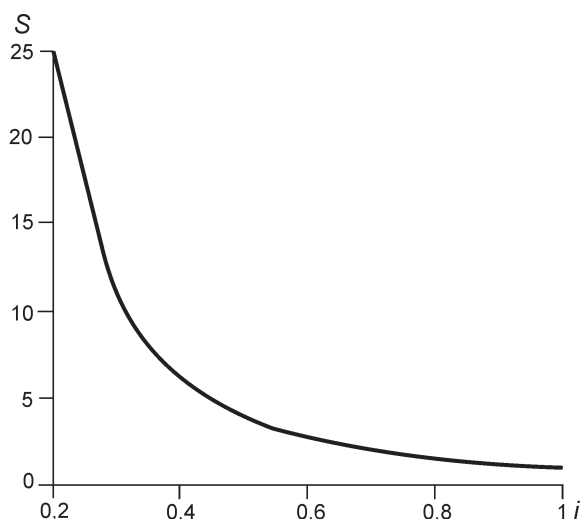


Рис. 2. Зависимость концентрации влекомого вещества от льдистости

Fig. 2. Dependence of the concentration of substance drawn by ice content

стремясь к минимальному (порядка 10^{-9}) при абсолютной скованности грунта льдом. Зависимость концентрации влекомого вещества S от льдистости можно выразить в виде графика (рис. 2). Экспериментально подтверждено, что поперечный транспорт вещества обратно пропорционален льдистости и прямо пропорционален скорости оттаивания грунта.

Теоретические исследования роли склоновых, талых и инфильтрационных потоков под влиянием внешних воздействий

Общий поперечный транспорт наносов $S_{тр}$ происходит под действием талых вод и дождевых потоков. Интенсивность смыва определяется совокупностью различных факторов: количеством атмосферных осадков и их интенсивностью; плотностью растительного покрова; способностью почв к поглощению и фильтрации воды; механическим составом почв и грунтов; крутизной и длиной склона [9]. Интенсивность дождя — это количество осадков, выпавших в единицу времени. Различают интенсивность по слою I и по объёму q . Первую определяют по записям ленты дождемера, пользуясь формулой $I = h/t$ (h — слой выпавших осадков, мм; t — продолжительность выпадения осадков, мин). Вторую измеряют количеством осадков (л/с), выпавших на единицу площади. Её получают, зная интенсивность по слою I (мм/мин), по формуле $q = 166,7 I/1$ га территории. Продолжительность дождя измеряют в часах или минутах. Дождевые потоки, попадающие на мёрзлый или оттаявший грунт, делят на фильтрационные (т.е. те, которые грунт, в зависимости от своей структуры, способен пропустить через себя) и склоновые, интенсивность которых пред-

ставляет собой разность между интенсивностью дождя и способностью к фильтрации данного типа грунта:

$$Q_{д} = Q_{ф} + Q_{с}, \quad (5)$$

где $Q_{д}$, $Q_{ф}$, $Q_{с}$ — соответственно объём дождевых, фильтрационных и склоновых потоков.

Фильтрационные (просачивающиеся) потоки описываются уравнением, предложенным И.О. Васильченко [5]:

$$U_{\Delta} = U_{z=0} \exp\left(\frac{-z}{\sqrt{k}}\right) - U_{\text{фильтр}},$$

где U_{Δ} — скорость подповерхностного течения; $U_{z=0}$ — средняя скорость потока на поверхности; z — расстояние, отсчитываемое от поверхности склона в глубину грунта; $U_{\text{фильтр}}$ — скорость фильтрации; k — коэффициент проницаемости грунта.

Подповерхностное течение отмечается только при наличии поверхностного потока, к которому относится склоновый. Внутрисклоновые подповерхностные потоки не способствуют выносу вещества и размыву берега, но они могут влиять на интенсивность стока поверхностных вод. Теоретические и экспериментальные исследования [6], выполненные к настоящему времени, не дают однозначного ответа на вопрос о влиянии фильтрационного потока на основной. Следует учесть, что просачивающиеся дождевые потоки встречаются в грунте с тальми водами, причём тальные воды способствуют более быстрому насыщению породы водой. Поэтому при расчёте части дождя, приходящейся на поверхностный склон, следует учитывать скорость таяния грунта.

Количество воды $Q_{ф}$, просачивающейся в почву и стекающей с её поверхности, определяется, главным образом, проницаемостью почвы для воды. Транспорт наносов, влекомого склоновым потоком, рассчитывается по уравнению (1), где за скорость поверхностного течения принимается удельный расход воды вдоль склона в единицу времени. Скорость течения талых потоков определяется на основе расхода талых вод или объёма оттаявшего льда на единицу площади поперечного сечения. Объём оттаявшего льда устанавливается, базируясь на изменении льдистости.

Льдистость — показатель, характеризующий общее содержание подземного льда в мёрзлой породе. Объёмная льдистость i_v — это отношение объёма льда к объёму монолита мёрзлого грунта [6]:

$$i_v = V_{л}/(V_{л} + V_{п}), \text{ доли. ед.},$$

где $V_{л}$ — объём льда; $V_{п}$ — объём мёрзлой породы.

Изменение льдистости равно отношению изменения объёма льда, содержащегося в грунте, к объёму всего вещества:

$$\Delta i_v = \Delta V_{л}/(V - \Delta V_{л}),$$

где V — начальный объём мёрзлого грунта.

Отсюда, с учётом плотности льда, объём образовавшихся потоков

$$Q_T = 1,1\Delta iV/(1 + \Delta i). \quad (6)$$

Площадь поперечного сечения рассматриваемого участка F изменяется в зависимости от скорости протаивания грунта. Скорость протаивания определяется по [3]:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{1}{F\rho L_c} \left(\lambda_T \left. \frac{d\theta}{du} \right|_+ - \lambda_M \left. \frac{d\theta}{du} \right|_- \right),$$

где $L_c = 33,3 \cdot 10^4$ Дж/кг – теплота плавления или кристаллизации; λ_T и λ_M – коэффициенты теплопроводности соответственно талой и мёрзлой толщи; $\left. \frac{d\theta}{du} \right|_+$ и $\left. \frac{d\theta}{du} \right|_-$ – интенсивность теплоотдачи соответственно талой и промёрзшей почвы; ρ – плотность породы; F – содержание незамерзшей воды в мёрзлых грунтах.

Вместе с тем, согласно закону Дарси, скорость фильтрации

$$V = k_\phi J,$$

где J – гидравлический градиент.

Зная коэффициент фильтрации, можно вычислить предельный объём насыщения почвы влагой. Изнутри он будет насыщаться за счёт талых потоков, дополняясь извне частью дождевых (инфильтрационных) потоков. Следовательно, разницу между предельным объёмом насыщения и образующимися талыми потоками дополняет та часть дождевых потоков, которая впитается в грунт:

$$Q_\phi = Q_\pi - Q_T,$$

где Q_π – предельный объём насыщения почвы влагой.

Подставляя Q_ϕ в формулу (5), получим:

$$Q_d = Q_\pi - Q_T + Q_c.$$

Отсюда склоновые потоки рассчитываются следующим образом:

$$Q_c = Q_d - Q_\pi + Q_T. \quad (7)$$

Способность мёрзлой почвы впитывать воду определяется размером крупных пор и степенью заполненности их льдом. Данных по водопроницаемости мёрзлых почв очень мало, тем не менее, согласно имеющимся материалам, можно заключить, что характер зависимости водопроницаемости от гранулометрического состава и структуры почвы зимой такой же, как и летом. Поэтому разделение почвы на классы по их водопроницаемости в летний период сохраняет свою значимость и для мёрзлых почв. Численные же значения водопроницаемости зимой будут меньше. Для пересчёта водопроницаемости в летний период на водопроницаемость мёрзлой почвы Д.Л. Арманд предложил коэффициент 0,6 [1]. В условиях меняющейся

во времени льдистости (в нашем случае – линейно) коэффициент фильтрации будет плавно изменяться во времени от $0,6k_\phi$ при льдистости, равной 1, до k_ϕ при полном оттаивании. По такому же закону будет изменяться и доля предельного фильтрационного потока:

$$Q_\pi = (0,4t/T + 0,6)k_\phi \text{ при } t < T;$$

$$Q_\pi = k_\phi F \text{ при } t > T, \quad (8)$$

где T – время полного оттаивания грунта; рассчитывается по В.М. Мишону [7].

Скорость потока на склоне определим через закон сохранения энергии. Потенциальная энергия дождя $E_p = mgH = \rho Qgh$. Она полностью переходит в кинетическую энергию стекающей воды $E = mV^2/2$, или $\rho Q_d gH = \rho Q_c U^2/2$.

Отсюда средняя скорость склонового потока, учитывая выражение (7), составит:

$$U = (2Q_d gH/Q_c)^{0,5} = [2Q_d gH/(Q_d - Q_\pi + Q_T)]^{0,5}, \quad (9)$$

где Q_π рассчитывается из соотношения (8); Q_T – из (6); остальные величины – входящие условия.

Подставляя (9) в (4), можно рассчитать транспортирующую способность склонового потока и, как следствие, деформации склона. Таким образом, полученная система уравнений полностью описывает движение породы по склонам в условиях криолитозоны с учётом интенсивности дождя в условиях изменяющейся во времени льдистости грунта.

Лабораторные исследования влияния интенсивности дождя и льдистости грунта на скорости таяния и фильтрации

Эксперименты проводились на установке, позволяющей моделировать дождевые потоки разной интенсивности, одновременно измеряя как скорость и объём инфильтрационных потоков, так и объём бокового стока (рис. 3).

I. Проведена серия экспериментов для определения доли инфильтрационных и доли потока талых вод при известных начальных льдистостях и интенсивностях дождя. На выходе измерялись объёмы фильтрационных и склоновых (стекающих в боковой резервуар) потоков.

Основные результаты при постоянной интенсивности дождя. На рис. 4, а представлена зависимость суммарного объёма инфильтрационного потока от времени при различной льдистости грунта и постоянной интенсивности дождя 1 мм/мин. Видно, что при большей начальной льдистости грунта суммарная фильтрация сначала растёт медленно (сказывается влияние льда – проницаемость отличается в 0,6 раз). По мере оттаивания увеличивается и коэффициент фильтрации.

На рис. 4, б показана зависимость инфильтрационного расхода и расхода поверхностного потока от времени при разной льдистости и постоянной интен-

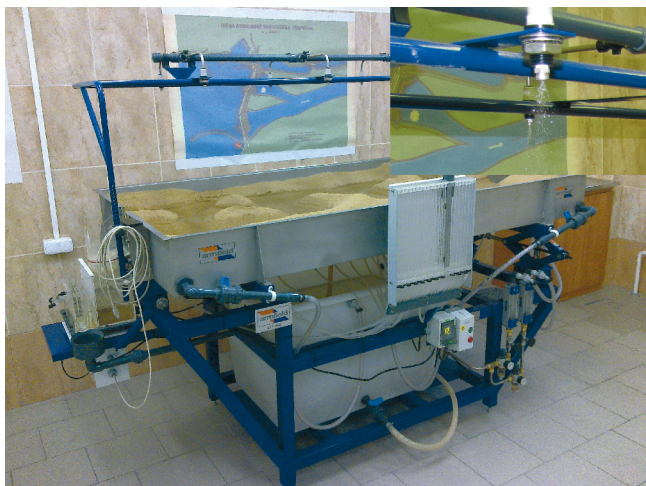


Рис. 3. Дождевальная установка (РУДН)
Fig. 3. Sprinkler installation

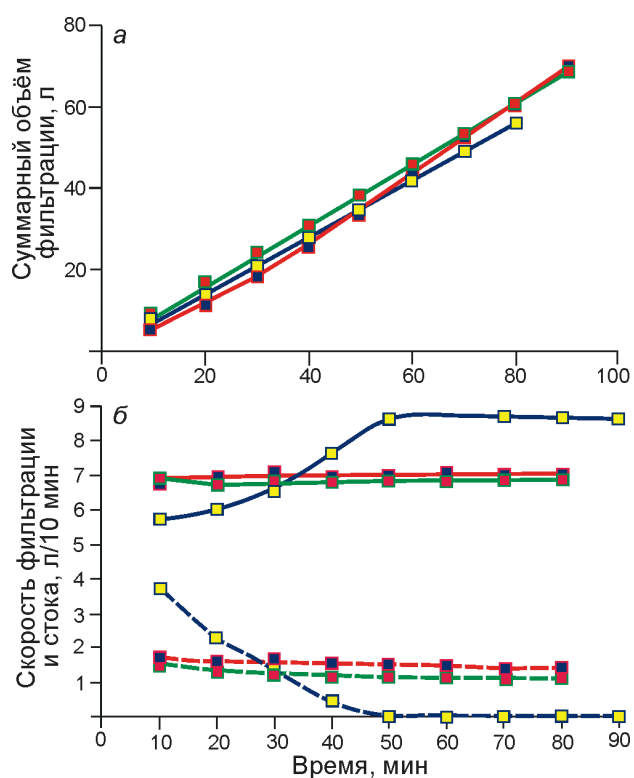


Рис. 4. Зависимости при постоянной интенсивности дождя (1 мм/мин) и различной льдистости грунта:

a – суммарного объёма инфильтрационного потока от времени (синяя линия при $i = 0,05$, зелёная – при $0,08$, красная – при $0,1$); *б* – инфильтрационного расхода (сплошные линии) и расхода поверхностного потока (пунктирные линии) от времени (красные линии – при $i = 0,05$, зелёные – при $0,08$, синие – при $0,1$ (доли. ед.))

Fig. 4. Dependence at a constant rain intensity (1 mm/min) and varying ice content of soil:

a – of the total volume of the infiltration flux versus time (blue line – for $i = 0,05$, green – for $0,08$, red – for $0,1$); *б* – of the infiltration rate (solid lines) and rate of surface flow (dashed lines) versus time (red line – when $i = 0,05$, green – for $0,08$, blue – for $0,1$ (AE))

сивности дождя 1 мм/мин. При большей льдистости коэффициент фильтрации грунта отличается в 0,6 раз, пропускная способность грунта меньше, значит, доля склонового потока сначала максимальная. По мере оттаивания грунта пропускная способность увеличивается, уменьшая тем самым долю склонового потока.

Основные результаты при постоянной льдистости.

На рис. 5, *a* дана зависимость суммарного объёма инфильтрационного потока от времени при постоянной льдистости грунта $i = 0,08$ и при интенсивностях дождя 0,5, 1 и 1,5 мм/мин. Очевидно, что при небольших расходах дождя доля инфильтрационного потока пропорциональна дождевому – сколько получено, столько и отдано. При возрастании интенсивности дождя грунт становится водонасыщенным и пропускает максимально возможный объём (остальная

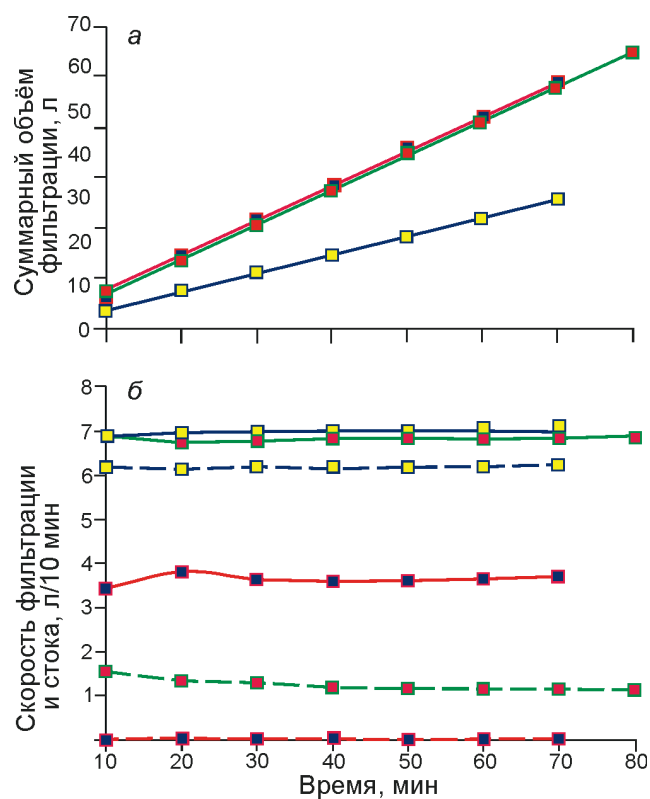


Рис. 5. Зависимости при постоянной льдистости грунта $i = 0,08$ и различной интенсивности дождя:

a – суммарного объёма инфильтрационного потока от времени (синяя линия – при 0,5, зелёная – при 1, красная – при 1,5 мм/мин); *б* – инфильтрационного расхода (сплошные линии) и расхода поверхностного потока (пунктирные линии) от времени (красные линии – при 0,5, зелёные – при 1, синие – при 1,5 л/мин)

Fig. 5. Dependence at constant ice content of ground $i = 0,08$ and different intensity of rain:

a – of the total volume of infiltration flow with time (blue line – at 0.5, the green – at 1, the red – at 1.5 mm/min); *б* – of the infiltration rate (solid lines) and rate of surface flow (dashed lines) versus time (red line – at 0.5, the green – at 1, blue – at 1.5 mm/min)

часть стекает по склону), поэтому два верхних графика практически совпадают.

При постоянной начальной льдистости скорости фильтрации и стока зависят только от интенсивности дождя. В случае малой интенсивности (красные линии) грунт не успевает насыщаться, поэтому на поверхностный сток ничего не остаётся. Это видно из рис. 5, б, где показана зависимость инфильтрационного расхода и расхода поверхностного потока от времени при постоянной льдистости грунта $i = 0,08$ и при интенсивностях дождя 0,5, 1 и 1,5 л/мин.

II. Проводился эксперимент с двумя склонами: один склон был безо льда, другой склон содержал замороженный песок. Интенсивность дождя и в том, и в другом случае была одинакова. Эксперимент показал, что склон безо льда, при прочих равных условиях, разрушается быстрее, а замороженный склон в процессе таяния за счёт неизменного объёма и цементированного грунта практически не подвергся изменениям.

Заключение

1. Русло реки в условиях криолитозоны можно моделировать как трёхслойную породу — сезонноталый слой, ММП и талик. Для каждого слоя существуют свои системы уравнений термо- и гидродинамики, адекватно отражающие состояние изменения грунта в совокупности с внешними условиями (изменение температуры окружающей среды и скоростей течения).

2. Сильнее всего размывается верхний, сезонноталый слой, что объясняется большей рыхлостью и подвижностью грунта этого слоя, который подвергается воздействию не только максимальных скоростей потока на поверхности, но и влиянию внутрисклоновых, фильтрационных и дождевых потоков. Слой ММП за счёт его высокой цементированности разрушается гораздо медленнее, для него характерны другие временные интервалы (десятки и сотни лет). Слой талика часто не размывается из-за небольших придонных скоростей.

3. Предложено соотношение для определения величины транспорта наносов в зависимости от льдистости и изменения льдистости материала, слагающего береговой склон русла реки в условиях ММП. Экспериментально подтверждена обратная пропорциональность поперечного транспорта наносов льдистости и прямая пропорциональность скорости оттаивания грунта.

4. Лёд, находящийся между сплочённых частичек песка, при оттаивании и фильтрации не вызывает поперечный транспорт наносов. Таким образом, при отсутствии изменения объёма исследуемого участка наличие льдистости не влияет на размыв.

5. Дождевые потоки, попадающие на мёрзлый или оттаявший грунт, делятся на фильтрационные, т.е. те, которые грунт в зависимости от своей структуры способен пропустить через себя, и склоновые, интенсивность

которых представляет собой разность между интенсивностью дождя и способностью к фильтрации данного вида грунта. Получена система уравнений, описывающая движение породы по склонам в условиях криолитозоны с учётом интенсивности дождя в условиях изменяющейся во времени льдистости грунта.

6. Экспериментально установлено, что при большей начальной льдистости пропускная способность грунта меньше, поэтому сначала доля склонового потока бывает максимальной. По мере оттаивания грунта пропускная способность увеличивается, а доля склонового потока уменьшается. При постоянной льдистости скорости инфильтрации и стока зависят только от интенсивности дождя. При малой интенсивности дождя грунт не успевает насыщаться, поэтому поверхностный сток весьма незначителен. Данные лабораторных экспериментов полностью отвечали предложенной системе уравнений.

Работа выполнена по проектам РФФИ № 10-08-01010-а и 11-08-00202-а.

Литература

1. Арманд Д.Л. Географическая среда и рациональное использование природных ресурсов. М.: Наука, 1983. 238 с.
2. Белолипецкий В.М., Генова С.Н. Вычислительный алгоритм для определения динамики взвешенных и донных наносов в речном русле // Вычислительные технологии. 2004. Т. 9. № 2. С. 9–24.
3. Винников С.Д., Проскураков Б.В. Гидрофизика. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 248 с.
4. Воронин А.Д. Основы физики почв. М.: Изд-во МГУ, 1986. 244 с.
5. Динамика русловых потоков и литодинамика прибрежной зоны моря. М.: Наука, 1994. 303 с.
6. Котляков А.В., Грицук И.И., Масликова О.Я., Пономарев Н.К. Экспериментальное исследование влияния льдистости грунтов, слагающих русло рек, на динамику берегового склона // Лёд и Снег. 2011. № 2. С. 92–98.
7. Мишон В.М. Практическая гидрофизика. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 127 с.
8. СП 32-102-95 Сооружения мостовых переходов и подтопляемых насыпей. Методы расчета местных размывов (Нормативные документы, 29.08.2008 г.). Принят и введен в действие Корпорацией «Трансстрой» (№ МО-298 от 22.12.95).
9. Хомяков П.Н., Конищев В.Н., Пегов С.А., Смолина С.Г., Хомяков Д.М. Моделирование динамики геосистем регионального уровня. М.: Изд-во МГУ, 2000. 381 с.

Summary

We studied in the lab the interaction of river runoff from frozen soil, simulating the upper, active-layer, changing the thermal (warming) and mechanical (impact of rain) external influences. We determined the time of thawing of ground and infiltration in soil, sediment transport along the lines under the influence of slope flows, caused by both natural thawing permafrost and storm flows. A mathematical model for predicting the dynamics of river channels in the permafrost under the influence of external factors is suggested.