

УДК 556.537

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МОДЕЛЕЙ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ ТЕРМОЭРОЗИЕЙ, НА РЕКАХ КРИОЛИТОЗОНЫ¹

© 2020 г. Е. И. Дебольская^{a, b, *}, А. В. Иванов^c

^aИнститут водных проблем РАН Москва, 119333 Россия

^bНациональный исследовательский Московский
государственный строительный университет
Москва, 129337 Россия

^cТуринский политехнический университет (Politecnico di Torino)
Турин, 10129 Италия

*e-mail: e_debolskaya@yahoo.com

Поступила в редакцию 22.03.2019 г.

После доработки 22.03.2019 г.

Принята к публикации 11.04.2019 г.

Дан обзор исследований эрозионных процессов, протекающих в руслах рек криолитозоны. Рассмотрены математические модели термоэрозии и вызванных ею деформаций в разных постановках, проведено сравнение результатов численных расчетов по двум моделям и с данными лабораторных измерений. Выявлены основные факторы, влияющие на русловые переформирования рек криолитозоны.

Ключевые слова: математическое моделирование, криолитозона, русловой поток, деформации, термоэрозия.

DOI: 10.31857/S0321059620010058

ВВЕДЕНИЕ

Активное освоение арктических регионов, связанное с добычей и транспортировкой углеводородов, привело к расширению исследований природных процессов, характерных для криолитозоны. Несомненно и то, что заметные климатические изменения, к которым приполярные зоны оказались наиболее чувствительны, вызвали возросший интерес ученых, работающих в разных областях науки. Несмотря на актуальность проблемы, ее практическую значимость и научную привлекательность, исследований русловых процессов, обусловленных в том числе и термоэрозией, не так много. Это, возможно, объясняется тем, что проведение натурных наблюдений в районах крайнего севера затруднительно, особенно в период подъема уровня воды в реках, для которого и характерно явление термоэрозии. Лабораторное моделирование такой многопараметрической задачи ограничено необходимостью учета слишком большого числа условий, действующих сил и сложностью их масштабирования. Исходя из этого, наиболее подходящими методами ис-

следования представляются математическое моделирование и анализ космических снимков. Тем более, что современное развитие информационных технологий постоянно расширяет их возможности. Тем не менее калибровка и верификация моделей невозможна без обращения к данным натурных или лабораторных наблюдений.

ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Важность исследований феномена термоэрозии сформулирована в [34], где отмечена необходимость точного определения и количественной оценки процесса развития термоэрозионных форм рельефа, поскольку термическая эрозия вызывает физические, химические и биологические изменения как в пространственном, так и во временном масштабе.

Деформационные процессы в руслах рек криолитозоны в период весеннего половодья, сопровождающегося прогреванием береговых склонов и резким подъемом уровня воды, в значительной степени обусловлены термоэрозией, а точнее речной или флювиальной термической эрозией. Одно из определений термоэрозии применительно к береговой зоне было дано в [10].

¹ Работа выполнена в рамках темы № 0147-2019-0001 (№ государственной регистрации АААА-А18-118022090056-0) Государственного задания ИВП РАН и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00178).

В геоморфологии речная термическая эрозия — это комбинированная механическая и термическая эрозия оттаявших берегов реки, сложенных многолетнемерзлыми породами. Речная термоэрозия проявляется в боковом подмыве аллювиальных террас или коренных уступов. Особенности ее развития в основных чертах сходны с размывом берегов водоемов. Коренное изменение структурных связей многолетнемерзлых пород при оттаивании существенно меняет их устойчивость к размыву. Этот вид эрозии иногда приводит к обрушению берегов в реку. По определению в [18], термический процесс включает в себя оттаивание замороженного осадочного материала под воздействием турбулентного потока воды, после оттаивания субстрата происходит механическая эрозия, если гидравлические силы превышают прочность материала.

Тезис о том, что одновременное воздействие механической эрозии, вызванной непосредственно воздействием водного потока, и таяния береговых склонов приводит к их более значительным деформациям и разрушениям, как следует из [31], не очевиден. Эта работа заслуживает особого внимания, так как представляет собой подробное исследование воздействия многолетней мерзлоты на водотоки Аляски. В ней сформулированы тезисы о зависимости скоростей деформаций от внешних воздействий, параметров самих потоков и характеристик грунта. Автор определяет два основных вопроса, которые вызывают постоянный интерес к изучению поведения арктических водотоков. Каково влияние многолетней мерзлоты на скорости береговой эрозии — препятствует ли многолетняя мерзлота латеральной миграции, или реки криолитозоны имеют более высокие скорости боковой эрозии, чем можно было бы ожидать для водотоков, которые имеют эффективный сток менее полугода? И какова роль весеннего половодья в определении русловых параметров?

При рассмотрении первого вопроса некоторые авторы поддерживают вывод в [27], сделанный в самом начале серьезных исследований этой проблемы, что боковая эрозия, как правило, замедляется при наличии мерзлого грунта. Из наблюдений, являющихся одним из первых натуральных исследований арктических рек, автор делает заключение: хотя действие проточной воды почти прекращается в течение восьми или девяти месяцев в году, определенное количество годовых осадков в течение короткого лета, вероятно, имеет больший эрозионный эффект, чем если бы поток существовал в течение всего года. При замерзшей почве, по предположению автора, вероятно, сокращается разрушение аллювиальных берегов. Медленные деформации могут продолжаться по мере таяния льда в почве, но во время наводнения, когда в умеренных регионах проис-

ходит интенсивная эрозия берегов, замерзшая земля не может быть быстро разрушена. Таким образом, можно ожидать, что арктические реки должны меандрировать медленнее, чем в более теплых регионах.

В [15] отмечено, что многолетняя мерзлота стабилизирует береговой материал, который, если его разморозить, будет иметь низкую устойчивость к эрозии. Однако авторы [28] считают, что мерзлота замедляет эрозию только в течение коротких периодов времени.

С другой стороны, в [30, 36] подчеркивается роль мерзлоты в распространении заметной боковой эрозии (в среднем 10 м в одной области) за счет бокового обрушения берегов во время ледоходного подъема уровня воды на р. Колвилл в северной части Аляски. В [35] приведено общее убеждение, что боковая эрозия значительно влияет на реки арктической Аляски из-за многолетней мерзлоты. Автор [31] приходит к выводу, что для окончательного решения, чрезвычайно ли стабильны потоки криолитозоны или они имеют выше средних показатели боковой миграции, — очевидно необходимы более полные исследования, которые и проведены на различных водотоках Аляски. В результате установлены связи скорости таяния мерзлого грунта с размерами его частиц и с содержанием льда. Показано, что скорость таяния пропорциональна размеру частиц мерзлого грунта и обратно пропорциональна содержанию льда. Очевидным результатом этого исследования стал вывод, что при изучении арктических речных потоков многолетнюю мерзлоту лучше всего рассматривать как важную дополнительную переменную.

Немало работ посвящено изучению зависимости скорости термической эрозии в реках, пересекающих районы многолетней мерзлоты, от содержания льда [9, 10, 21].

Оценка роли содержания грунтового льда в формировании термоэрозионных ниш дана в [23, 24]. Согласно [5], быстрое механическое удаление оттаявшего материала происходит с берегов рек с влажностью 75–90%. В [25] изучена статистическая связь между содержанием грунтового льда и скоростью эрозии прибрежных районов Арктики для 545 прибрежных сегментов. Их анализ показал, что скорости отступления (0–9 м в год) слабо возрастают при объемном содержании грунтового льда (0–70%), и поэтому следует обратить внимание на роль других факторов. Наблюдения показывают, что иногда происходит обратное. Например, результаты наблюдений массивных ледяных пластов на берегах р. Лены подтверждают, что чистый лед был менее разрушен, чем мерзлые породы с более низким содержанием льда [20].

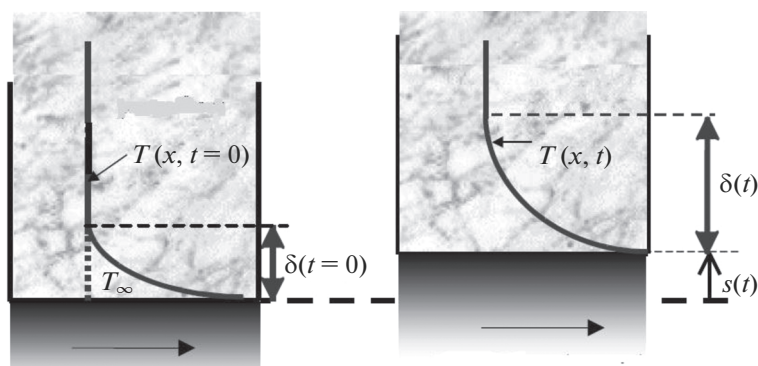


Рис. 1. Схема постановки задачи для модели абляции [17], $\delta(t)$ — мгновенная толщина термического пограничного слоя.

Эти противоречивые выводы о связи между содержанием льда и скоростью эрозии показывают, что процесс сложный и его термические и механические аспекты требуют дальнейшего изучения.

Оценка влияния термического и механического воздействия водного потока на деформацию берегового склона — другой важный аспект изучаемой проблемы. В [31] на основе анализа данных натурных измерений показано, что соотношение глубин протаивания и механической эрозии существенным образом зависит от состава грунтов. Для связных грунтов процесс таяния развивается быстрее и является определяющим, для несвязных — они равноправны.

Изучение речной термоэрозии особенно актуально при решении проблем деструктивных деформационных явлений на больших реках северных областей и приполярной зоны в связи с наличием на их берегах протяженных участков, содержащих мерзлые породы и ледяные пласты. Исчерпывающий обзор исследований, посвященных геоморфологии больших рек и, в частности, рек криолитозоны, дан в работах [11, 26], из анализа которых очевидно, что изучению именно речной термоэрозии, в отличие от термоэрозии морских берегов, посвящено не слишком много работ. К основным достижениям в решении этой проблемы на сегодняшний день следует отнести работы французских исследователей [12–14, 16, 17, 19, 29]. На них же ссылаются и авторы обзора [4], посвященного криогенным процессам. Авторы отмечают, что эрозионный размыв берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами с большим содержанием льда, по наблюдениям [32], может дополняться термоденудацией на береговых уступах.

Число исследований, основанных на натурных и лабораторных наблюдениях речной термоэрозии, невелико, что объясняется сложностью их проведения и многопараметричностью задачи. В связи с этим особую ценность представляет ряд

русских [3, 6–8, 33] и французских [12–14, 16, 17, 19, 20] исследований, посвященных изучению речной термоэрозии и основанных на наблюдениях на р. Лена, лабораторных экспериментах в холодильной камере и математическом моделировании.

МОДЕЛИ АБЛЯЦИИ И ПОЛНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

В исследованиях французских авторов ключевое понятие — термической абляции, отражающее процесс немедленного переноса оттаявших частиц турбулентным потоком воды. Модели тепловой абляции с постоянной [12] и переменной [29] скоростью разработаны и подтверждены экспериментами на образцах льда в лабораторных условиях.

В модели абляции предполагается, что образец льда или мерзлого грунта прямоугольного сечения полубесконечной длины (рис. 1), имеющий изначально однородно распределенную отрицательную температуру T_∞ , начинает нагреваться турбулентным потоком воды, имеющим постоянную температуру T_w и расход Q_w (рис. 1). После быстрой переходной фазы поверхность раздела достигает температуры плавления ($T_m = 0^\circ\text{C}$). Затем начинается термическая эрозия, и поверхность раздела начинает двигаться. Ее мгновенное положение и скорость эрозии определяются как $s(t)$ и ds/dt . Предполагается, что все частицы, из которых состоит образец, немедленно сносятся потоком.

Уравнение для переноса тепла внутри образца записывается в виде:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{k}{\rho c_p} \right) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad x \geq s(t), \quad (1)$$

$$h(T_w - T_m) = \rho L \frac{\partial s}{\partial t} - k \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_{x=s} \quad x = s(t), \quad (2)$$

где k , ρ , c_p , L — теплопроводность, плотность, удельная теплоемкость и скрытая теплота плавления мерзлого образца; h — коэффициент теплопередачи между турбулентным водным потоком и мерзлым образцом. Решение системы уравнений (1)–(2) получено с помощью интегрального метода теплового баланса [22] путем интегрирования уравнения теплопроводности по термическому погранслою $\delta(t)$. Как термический пограничный слой, так и скорость абляции увеличиваются (фаза ускорения) и стабилизируются (стационарная фаза) в направлении асимптотических значений (3) и (4), которые соответствуют модели таяния с постоянной скоростью [12, 29]:

$$\delta_{\text{lim}} = \frac{2kL}{c_p q_{\text{conv}}}, \quad (3)$$

$$\left(\frac{ds}{dt}\right)_{\text{lim}} = \frac{q_{\text{conv}}}{\rho L + \rho c_p (T_{\infty} - T_m)}, \quad (4)$$

q_{conv} — тепловой поток, обусловленный конвекцией на границе раздела между потоком воды и мерзлым образцом, включающий зависимость от температуры и расхода воды $q_{\text{conv}} = h(T_L - T_f)$, T_f — температура таяния. Ключевой момент состоит в определении коэффициента h , который характеризует перенос тепла от турбулентного потока к проводящей среде $h = k_w \text{Nu} / L_{\text{car}}$ (k_w — теплопроводность воды; L_{car} — характерный масштаб; Nu — число Нуссельта, рассчитываемое из эмпирического соотношения $\text{Nu} = \text{Pr}^\alpha \text{Re}^\beta A$, где Pr — число Прандтля, изменяющееся от 13 до 7 при нагревании воды от 0 до 20°C, $\text{Re} = L_{\text{car}} V_w / \nu_w$ — число Рейнольдса; V_w , ν_w — скорость и кинематическая вязкость воды соответственно). Эмпирические коэффициенты, полученные в работе экспериментально, приняты соответственно: $A = 0.003031$, $\alpha = 0.3333$, $\beta = 1.1211$.

Скорость воды измеряется или рассчитывается из расхода и морфометрических параметров потока.

Для валидации модели проведены лабораторные испытания [12] образцов льда или замороженного грунта с известным содержанием льда, обтекаемых водным потоком в лотке, находящемся в холодильной камере, при постоянной температуре воздуха и водного потока. Все грани образца, выполненного в форме прямоугольного параллелепипеда, кроме обтекаемой, были изолированы от теплообмена с окружающей средой. Смещение положения обтекаемой поверхности, т.е. границы фазового перехода, фиксировались с помощью лазерного измерителя.

Получены зависимости динамики процесса от температуры льда и воды, расхода потока. Их сравнение показало, что температура воды — основной фактор, но расход воды, характеристики грунта, такие как содержание льда, песка и ила, —

также влияют на скорость абляции. Модель применена к расчетам деформаций на р. Лене в период весеннего половодья и нагрева водного потока. Существенное отличие результатов, полученных с помощью модели абляции, по сравнению с данными натурных наблюдений, а именно слишком высокие значения скорости эрозии, по мнению самих авторов, объясняется тем, что модель была применена для слишком коротких периодов времени, не учитывала свойства материала, слагающего береговые откосы, их углы наклона и дальнейший процесс транспорта оттаявших наносов водным потоком, т.е. вероятные аккумуляции на участках с меньшими уклонами дна и скоростями. По мнению авторов, модель скорее применима в течение всего нескольких дней в году в период существенного подъема уровня и температуры воды на участках русла с существенной кривизной. Тем не менее эти действительно уникальные результаты использованы для анализа и сравнения с данными численных экспериментов, полученными с помощью математических моделей, разработанных ранее авторами [1, 2]. В этих моделях, в отличие от [12, 29], помимо теплообмена с водным потоком, учитывается также теплообмен с окружающим грунтом, т.е. рассматривается не теплоизолированный образец или бесконечная замороженная пластина, а пластина конечных размеров, что выражается в двумерной записи уравнения теплопереноса (1).

Это позволяет моделировать размещение замороженных включений (пластинок льда или грунта с различным содержанием льда) в береговом склоне с варьируемым углом, что лучшим образом соответствует природному процессу.

Другое существенное отличие — учет возможных деформаций на всей подстилающей поверхности русла в уравнении русловых деформаций, выражающего закон сохранения массы переносимых наносов:

$$(1 - e) \rho_s \frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial \zeta} = 0, \quad (5)$$

q — удельный массовый расход твердых частиц на единичную ширину потока; e — пористость донного материала; ζ — криволинейная координата, привязанная к поверхности дна s ; ρ_s — плотность донных частиц.

На участке русла, где расположено замороженное включение, уравнение (5) должно быть решено с добавлением выражения (4).

В представляемой здесь реализации модели полных деформаций расчет гидродинамических характеристик водного потока осуществлялся в стационарном приближении, исходя из предположения, подтвержденного лабораторными экспериментами, что установление водного потока происходит гораздо быстрее, чем таяние берего-

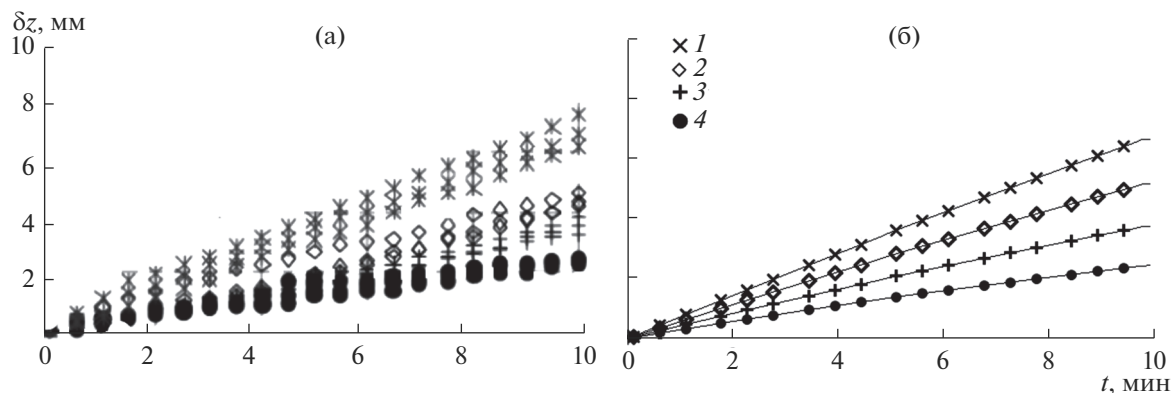


Рис. 2. Зависимости от времени эрозии теплоизолированного по всем граням, кроме обтекаемой, ледяного образца под действием водного потока с различными числами Рейнольдса (Re): 1 – Re = 15900, 2 – Re = 12700, 3 – Re = 9548, 4 – Re = 6345, полученные по данным лабораторного эксперимента (а), рассчитанные по модели полных деформаций без учета теплопереноса в окружающем грунте, переноса наносов и возможных обрушений в протаявших областях (б).

вого склона. Продольная скорость, как и в модели чистой абляции [12, 29], определялась из выражения $V_w = H^{2/3} i^{1/2} / n$, где H – глубина потока, зависящая от изменения отметок размываемого дна, i – продольный уклон, n – коэффициент шероховатости Маннинга. Поперечная скорость, возникающая при переформировании дна и берегового склона и необходимая для расчетов поперечной составляющей расхода донных наносов, рассчитывалась из уравнения неразрывности.

Еще одно различие моделей чистой абляции и полных деформаций – учет возможных обрушений грунта, расположенного выше замороженных включений или между ними. Условие обрушения задавалось из предположения, что при достижении критического угла берегового склона, в частном случае превышающего на 10% угол естественного равновесия, отметка дна вышерасположенного слоя снижается на величину превышения над первоначальным положением, а нижерасположенного – увеличивается на эту же величину.

Принимая во внимание все перечисленные отличия, можно предположить, что модель полных деформаций [1, 2] наиболее адекватно и полно отражает исследуемый процесс.

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТОВ ПО ДВУМ МОДЕЛЯМ И С ДАННЫМИ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Увеличение эрозии, обусловленной чистой абляцией, с ростом числа Рейнольдса хорошо демонстрируется данными, полученными в лабораторном эксперименте [12, 16, 29] для идеального случая чистой абляции, т.е. для теплоизолированной по всем, кроме обтекаемой, граням образца льда (рис. 2а). Эти данные послужили также основой для валидации и тестирования модели

полных деформаций в случае ее применения при условии отсутствия всех остальных факторов, кроме смыва оттаявших частиц потоком воды, т.е. в приближении чистой абляции. На рис. 2б представлены результаты расчетов, выполненных по модели полных деформаций без учета теплопереноса в окружающем грунте, его деформаций и возможных обрушений в протаявших областях. Очевидно, что эти данные хорошо совпадают.

Для валидации и тестирования модели полных деформаций был поставлен лабораторный эксперимент в лотке замкнутого цикла длиной 4 м, шириной 0.25–1 м и глубиной 0.15 м. Подача воды в лоток обеспечивалась двумя погружными насосами, помещенными в бассейн с водой объемом 10 м^3 , что позволяло поддерживать температуру водного потока постоянной на протяжении всего эксперимента. Стационарность водного потока обеспечивалась успокоителями на входе, представляющими собой совокупность каналов малого диаметра.

В качестве размываемого материала использовался калиброванный речной песок с размером частиц $\leq 0.001 \text{ м}$. Поперечное сечение моделируемого русла имело трапециевидальную форму. В один из берегов закладывались различных размеров образцы замороженной смеси песка с водой с известным содержанием льда или чистого льда.

Средняя скорость потока варьировалась путем создания подпора в выходном створе, выключением одного из насосов или изменением поперечного сечения в зависимости от задачи, поставленной в каждом конкретном эксперименте. Наиболее наглядные результаты в лабораторном эксперименте получены при ширине потока по дну 0.15 м и глубине 0.1 м, угле берегового склона с мерзлым участком $\alpha = 30^\circ$ и расходе 5.8 л. На рис. 3 приведен рассчитанный по модели полных деформаций рельеф дна после окончания 15-ми-

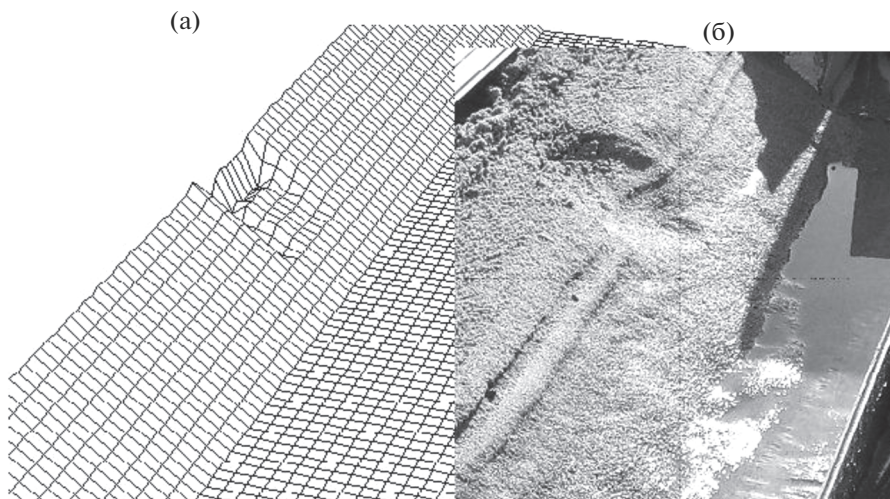


Рис. 3. Рассчитанный по модели полный деформаций рельеф дна после окончания 15-минутного воздействия водного потока на образец из чистого льда (а); фото осушенного русла после проведения аналогичного лабораторного эксперимента (б).

нутногo воздействия водного потока на образец из чистого льда, имеющий форму параллелепипеда, срезанного под углом берегового склона и помещенного в его центральную часть, и фото осушенного русла после проведения аналогичного лабораторного эксперимента. Качественная картина деформаций совпадает в лабораторном и численном экспериментах. Оценка по измерениям линейных размеров размытой области также дает удовлетворительный результат. Оценить изменение массы перенесенных наносов в данной постановке лабораторного эксперимента не представлялось возможным.

ВЛИЯНИЕ СКОРОСТИ ПОТОКА

Численные эксперименты, проведенные с использованием модели полных деформаций, позволили оценить вклад разных факторов, влияющих на исследуемый процесс, при разных приближениях модели. На рис. 4–5 и 7–9 все кривые представляют изменения во времени деформаций, осредненных по площади обтекаемой грани мерзлого образца. Рисунок 4 демонстрирует эти изменения, рассчитанные в случае добавления в береговой склон образца чистого льда с размерами вдоль потока 0.075 м, поперек – 0.045 м при различных числах Рейнольдса. Поперечный размер образца был одинаков для всех нижеописанных экспериментов. Для всех зависимостей характерно быстрое нарастание деформации в первые 6 мин, обусловленное интенсивным таянием и увеличением термического пограничного слоя, а затем выход на стационарное значение. При подключении процессов теплообмена вдоль продольной оси, переноса наносов и обрушения, время выхода на стационар уменьшается.

Очевидно, что при прочих равных, чем больше скорость потока, тем больше отличия от модели чистой абляции. При малых Re основной фактор отличия — теплоперенос вдоль продольной оси потока, при увеличении скорости потока более существенный фактор — перенос наносов, при этом, как и предполагали авторы идеального лабораторного эксперимента и модели чистой абляции [9, 12, 29], его роль сводится к уменьшению деформаций. При приближении скорости водного потока к величине размыва обрушение становится решающим фактором и деформации становятся близкими к абляционным, а затем и превышают их.

ЗАВИСИМОСТЬ ДЕФОРМАЦИЙ ОТ СОДЕРЖАНИЯ ЛЬДА, РАЗМЕРА МЕРЗЛОГО УЧАСТКА И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

Содержание льда в замороженном образце (льдиность грунта w) существенным образом влияет не только на скорость его перехода в талое состояние, но и на дальнейший размыв. Однако это влияние неоднозначно и зависит от свойств грунта, главным образом от связности, размера и гранулометрического состава его частиц.

В рамках представляемой реализации модели задачи изучения такой зависимости не ставились. При проведении численных экспериментов по модели полных деформаций были получены выводы, согласующиеся с выводами, полученными в [12, 29], об увеличении эрозии при уменьшении льдистости. Результаты этих экспериментов с образцами размером 0.15 м вдоль оси потока различной льдистости представлены на рис. 5 в виде

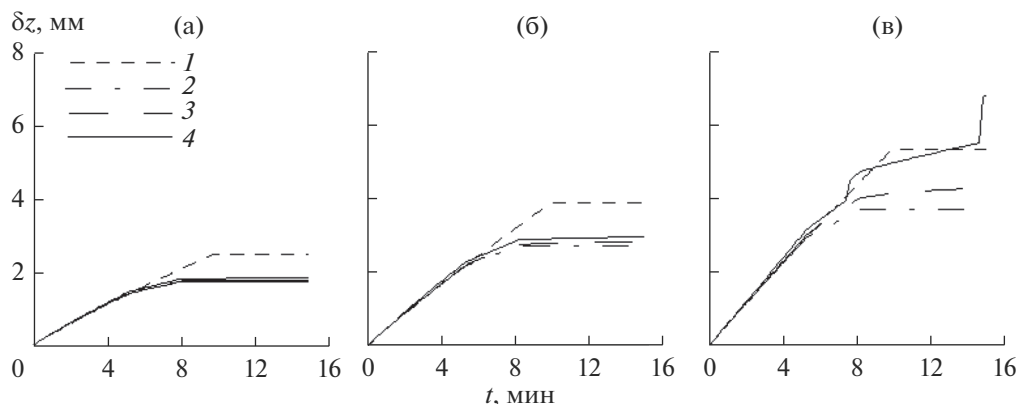


Рис. 4. Изменения во времени деформаций, рассчитанных в случае добавления в береговой склон образца чистого льда с размером вдоль потока 0.075 м, при числах: $Re = 6340$ (а), $Re = 9500$ (б), $Re = 12700$ (в): 1 – в условиях чистой абляции, 2 – при дополнительном учете переноса тепла вдоль продольной оси потока, 3 – при добавлении учета деформаций из уравнения переноса наносов, 4 – при добавлении обрушения, т.е. при учете всех входящих в модель факторов.

кривых изменения во времени отклонений деформированной поверхности образца от начального значения. Для этого эксперимента $Re = 9500$.

При прочих равных, чем меньше содержание льда во включении, тем больше отличия от модели чистой абляции. Для более наглядной демонстрации этих отличий на рис. 6 приведены рельефы русла, построенные по численным расчетам, после 15 мин воздействия водного потока ($Re = 9500$) на образцы чистого льда ($w = 1$) и замороженного песка ($w = 0.2$) длиной 0.15 м. Верхняя часть рисунка соответствует расчетам без учета теплового воздействия вдоль потока, переноса наносов и обрушения, нижняя часть – с учетом всех перечисленных факторов. Различия очевидны, но, как видно из рис. 7 (на котором представлены те же зависимости, что и на рис. 6, но для замороженных пластин с разным содержанием льда, занимающих всю длину расчетного участка длиной 1.5 м), увеличение длины образца приводит к противоположному эффекту – уменьшению влияния учета дополнительных факторов при уменьшении льдистости. Кроме того, можно заметить, что чем длиннее образец и меньше содержание в нем льда, тем больше время выхода эрозионного процесса на стационарный режим.

Следует отметить, однако, что в лабораторных экспериментах в гидравлическом лотке при помещении образцов замороженного песка с льдистостью 20% в наклонный береговой склон усиления деформации по сравнению с обтеканием ледяного образца не наблюдалось. Возможно, это связано с тем, что гранулометрический состав песка был очень неоднороден и поток не был достаточно стабилизирован на начальном участке, что привело к обратному эффекту, а именно – к отложению переносимых на нем наносов на более твердом замороженном участке и уменьше-

нию угла берегового склона по сравнению с критическим, что препятствовало обрушению. На аналогичные противоречивые данные полевых наблюдений обращают внимание авторы [16], где говорится, что в некоторых частях берегов р. Лены богатые льдом слои выступают на несколько дециметров по сравнению с окружающими песчаными слоями многолетней мерзлоты, в которых содержание льда обычно составляет 20%. Эти

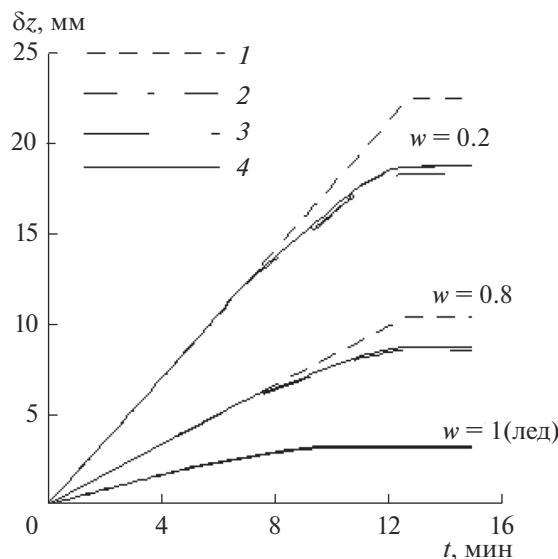


Рис. 5. Изменения во времени отклонений деформируемой поверхности при помещении в нее образца длиной 0.15 м при различных значениях льдистости: 1 – в условиях чистой абляции, 2 – при дополнительном учете переноса тепла вдоль продольной оси потока, 3 – при добавлении учета деформаций из уравнения переноса наносов, 4 – при добавлении обрушения, т.е. при учете всех входящих в модель факторов.

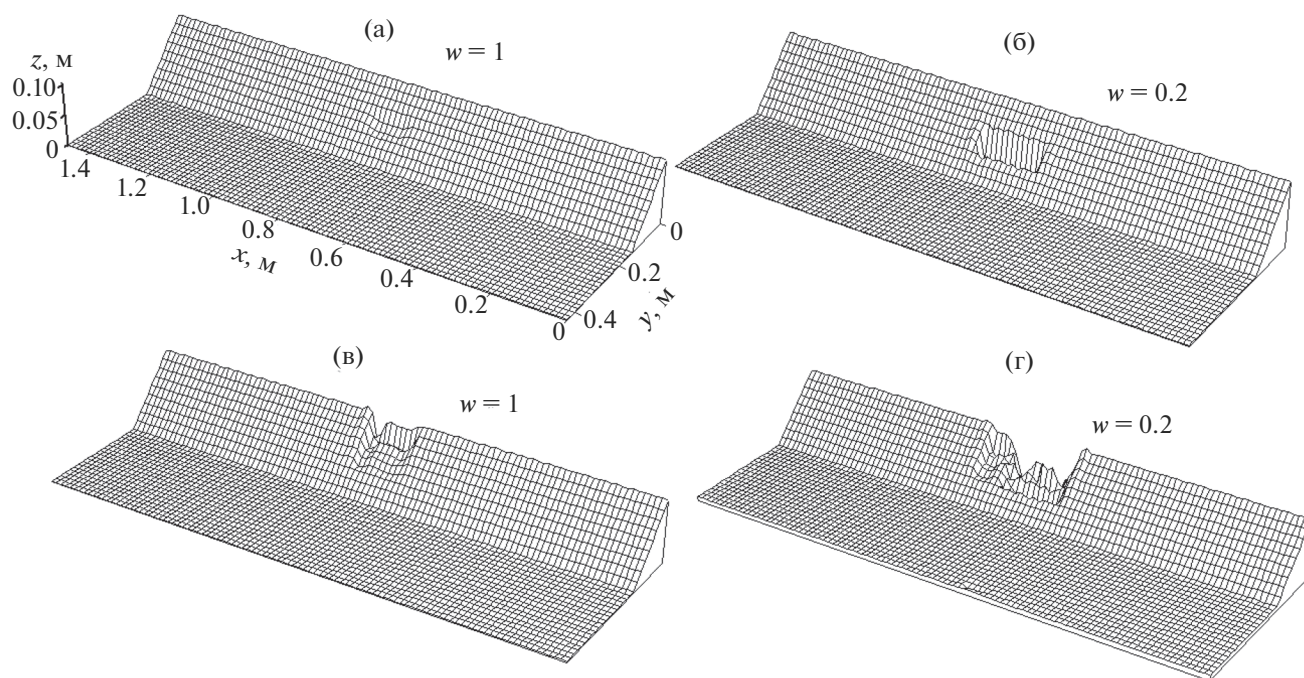


Рис. 6. Рельефы русла, построенные по численным расчетам без учета (а), (б) и с учетом (в), (г) теплового воздействия вдоль потока, переноса наносов и обрушения, после 15-минутного воздействия водного потока ($Re = 9500$) на образцы из чистого льда ($w = 1$) и замороженного песка ($w = 0.2$) длиной 0.15 м.

берега подвергались воздействию потока с большим расходом воды ($50000 \text{ м}^3/\text{с}$ в период наводнения), что способствовало абляции и ускорению эрозии при более низком содержании льда, как объяснено в этом исследовании. Однако в других местах, как часто сообщается в литературе, наибольшая эрозия происходит в многолетней мерзлоте с самым высоким содержанием льда. Во многих случаях это объясняется тем, что материал является связным (когезионным), а эрозионные характеристики несвязных отложений значительно изменяются, когда присутствует небольшое количество глины.

Для сплошной ледяной пластины, занимающей всю длину расчетного участка (1.5 м), отличия в деформациях при расчете по модели чистой абляции и по модели с учетом переноса тепла внутри образца по оси, параллельной продольной оси потока, деформаций окружающего грунта (транспорта наносов) и его обрушения появляются только при числах $Re > 12000$. Для пластинки длиной 0.15 м при $Re > 9000$, длиной 0.075 м — при $Re > 6000$.

При равных числах Re и содержании льда чем короче образец, тем большее влияние оказывают такие факторы, как теплоперенос вдоль продольной оси, перенос наносов и обрушение грунта над протяженными областями. Так, для пластины длиной 1.5 м отличий в осредненных по ее площади

деформациях при расчетах без учета теплопереноса вдоль оси потока и с его учетом нет, для пластины длиной 0.15 м эти отличия составляют 9%, при длине пластины 0.075 м — 17%.

Как видно на рис. 8в, для ледяной пластины протяженностью, равной длине всего рассматриваемого участка, при $Re = 12700$ осредненные по площади пластины значения деформаций незначительно различаются при расчетах по двум моделям. Но при рассмотрении всей площади размываемого русла минимальные значения увеличиваются при добавлении в расчеты блока деформаций и теплового переноса вдоль потока (от -0.011 до -0.0144 м) и появляются положительные значения деформаций (аккумуляция наносов 0.012 м), при этом средние значения уменьшаются. Для более короткой пластины при том же числе Re эти различия становятся еще существеннее: минимальные значения увеличиваются от -0.01 до -0.024 м при том же максимальном значении аккумуляции, осредненные по всей площади русла значения уменьшаются в 1.5 раза.

При моделировании также было исследовано влияние температуры воды и начальной температуры мерзлого образца.

Влияние температуры воды значительно, что хорошо видно на рис. 9а и подтверждается результатами измерений [17], представленными на

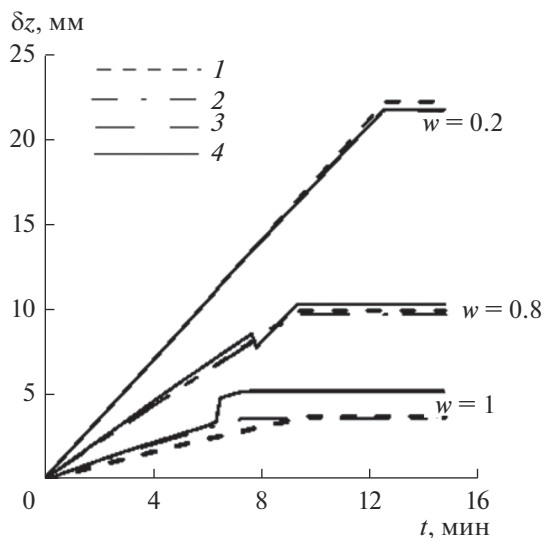


Рис. 7. Изменения во времени отклонений деформируемой поверхности при помещении в нее образца длиной 1.5 м при различных значениях льдистости: 1 – в условиях чистой абляции, 2 – при дополнительном учете переноса тепла вдоль продольной оси потока, 3 – при добавлении учета деформаций из уравнения переноса наносов, 4 – при добавлении обрушения, т.е. при учете всех входящих в модель факторов.

ВЫВОДЫ

Анализ результатов численных расчетов, проведенных по модели чистой абляции и по модели полных деформаций, и сравнение их с данными лабораторных и натурных наблюдений позволяет заключить, что учет дополнительных факторов, влияющих на процесс термоэрозии и дальнейшего переформирования речного русла, таких как теплоперенос в грунте в направлении вдоль оси водного потока, транспорт наносов и обрушение береговых склонов, наиболее полно и адекватно отражают исследуемый процесс.

Модель чистой абляции как в постановке с допущением постоянной скорости эрозии, так и в предположении ее изменения во времени показывает существенное отличие результатов от данных натурных наблюдений, а именно – слишком высокие значения скорости эрозии, что, по мнению самих авторов, объясняется тем, что модель может быть применена только для коротких периодов времени, не учитывает свойств материала, слагающего береговые откосы, реальную форму русла и дальнейший процесс транспорта оттаявших наносов водным потоком, т.е. вероятные аккумуляции на участках с меньшими уклонами дна и скоростями.

Вместе с тем расчеты по модели полных деформаций дали ожидаемые результаты, повторяющие выводы авторов модели чистой абляции о преобладающей роли в процессе русловой эрозии температуры водного потока, его расхода (числа Re), существенной роли содержания льда в мерзлой размываемой породе. Применение модели полных деформаций позволило выявить еще один важный фактор, значительным образом влияющий на процесс деформации русла, это размер образца мерзлого грунта или ледяного

рис. 9б. Влияние температуры образца очень слабое.

При пересчете скоростей деформаций на условия р. Лены для мерзлого включения с содержанием льда 80% получаем оценку ~40 м, она согласуется с результатом, полученным с помощью модельных расчетов в [12, 10] по данным натурных измерений.

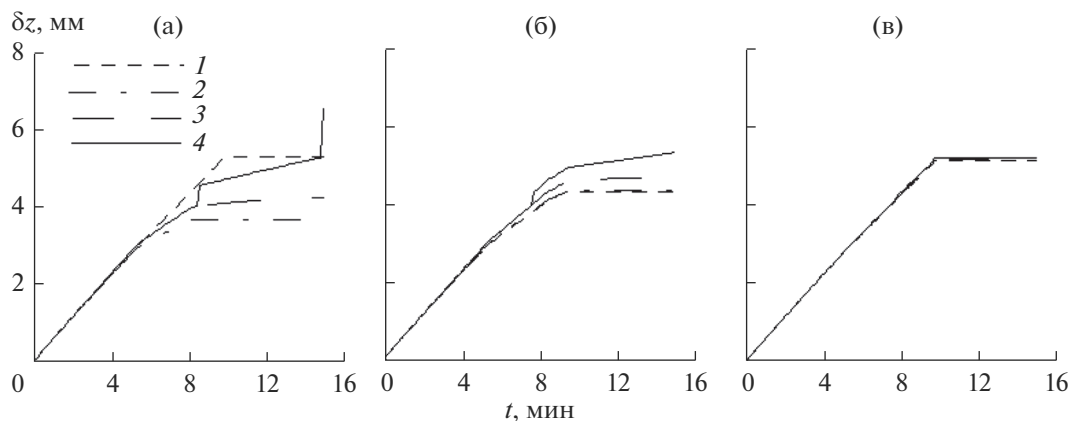


Рис. 8. Изменения во времени отклонений деформируемой поверхности при помещении в нее ледяных образцов длиной 0.075 м (а), 0.15 м (б), 1.5 м (в): 1 – в условиях чистой абляции, 2 – при дополнительном учете переноса тепла вдоль продольной оси потока, 3 – при добавлении учета деформаций из уравнения переноса наносов, 4 – при добавлении обрушения, т.е. при учете всех входящих в модель факторов.

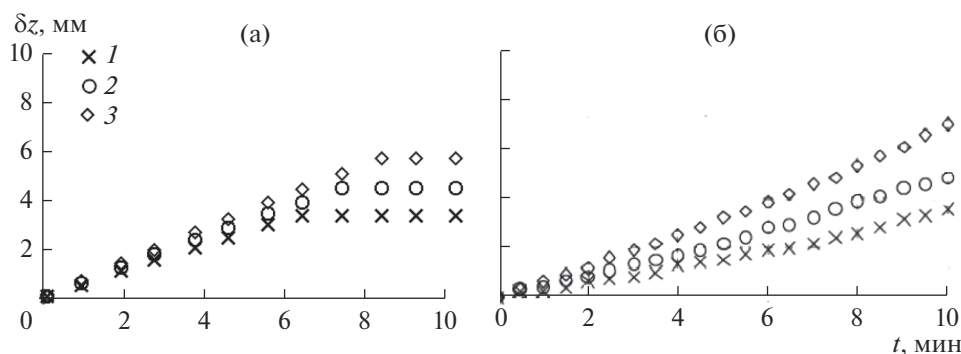


Рис. 9. Изменение отклонений деформируемой поверхности при разной температуре (T) воды по данным математического (а) и лабораторного (б) моделирования: 1 – 5°C , 2 – 7°C , 3 – 9°C .

включения. Показано, однако, что различные сочетания перечисленных факторов могут неоднозначно влиять на переформирование русла, нивелируя или усиливая их воздействие друг на друга. Причем, эффект этого взаимного влияния может варьировать как в пространстве, так и во времени. Поэтому однозначного ответа на поставленный в начале работы вопрос о том, усиливает ли наличие мерзлоты в руслах их деформацию или ослабляет, получить не представляется возможным, и стоит, по-видимому, согласиться с тем, что при изучении арктических речных потоков многолетнюю мерзлоту лучше всего рассматривать как важную дополнительную переменную.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дебольская Е.И. Математическая модель русловых деформаций рек криолитозоны // Вод. ресурсы. 2014. № 5. С. 496–506.
2. Дебольская Е.И., Гришук И.И., Дебольский В.К., Ионов Д.Н., Масликова О.Я. Влияние береговых деформаций на распространение примесей в реках криолитозоны (лабораторное и математическое моделирование) // Вод. ресурсы. 2018. № 4. С. 396–407.
3. Зайцев А.А., Тананаев Н.И. Многолетние переформирования сложно-разветвленного русла р. Лены в районе “Якутского разбоя” и влияние на них промерзания грунтов // Геоморфология. 2008. № 1. С. 25–35.
4. Кизяков М.О., Лейбман А.И. Рельефообразующие криогенные процессы: обзор литературы за 2010–2015 годы // Криосфера Земли. 2016. № 4. С. 45–58.
5. Соловьев П.А. Аласный рельеф Центральной Якутии и его происхождение // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 38–53.
6. Тананаев Н.И. Морфология и динамика берегов крупных рек криолитозоны (на примере средней Лены в районе Якутска) // Геоморфология. 2014. № 1. С. 81–92.
7. Тананаев Н.И. Особенности термоэрозионного разрушения берегов среднего течения р. Лены (Центральная Якутия) // Исследования в области наук о Земле: материалы X Региональной науч. молодежной конф. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 41–50.
8. Тананаев Н.И. Сток наносов и русловые процессы на реках криолитозоны. Дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2007. 191 с.
9. Aguirre-Puente J., Costard F., Posado-Cano R. Contribution to the study of thermal erosion on mars // J. Geophys. Res. 1994. № 99. P. 5657–5667.
10. Are F.E. Thermal abrasion of coasts. Proc. of the 4th Int. Conf. on Permafrost. Washington, D.C.: National Acad. Press, 1984. P. 24–28.
11. Ballentyne C.K. Periglacial Geomorphology. Chichester: John Wiley and Sons, 2018. 454 p.
12. Costard F., Dupeyrat L., Gautier E., Carey-Gailhardis E. Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank: application to the Lena river (Central Siberia) // Earth Surf. Process. Landforms. 2003. 28. P. 1349–1359.
13. Costard F., Dupeyrat L., Gautier E., Fedorov A., Konstantinov P. An assessment of the erosion potential of fluvial thermal process during ice breakups of the Lena River (Siberia) // Permafrost and Periglacial Processes. 2014. V. 25. Iss. 3. P. 162–171. <https://doi.org/10.1002/ppp.1812>
14. Costard F., Gautier E., Brunstein D., Hammadi J., Fedorov A., Yang D. Impact of the global warming on the fluvial thermal erosion over the Lena River in Central Siberia // Geoph. Res. Lett. 2007. V. 34. L14501. <https://doi.org/10.1029/2007GL030212>
15. Cooper R.H., Hollingshead A.B. River bank erosion in regions of permafrost // Fluvial processes and sedimentation // Proc. Hydrol. Symposium no 9. Edmonton: Univ. Alberta, 1973. P. 272–283.
16. Dupeyrat L., Costard F., Randriamazaoro R., Gailhardis E., Gautier E., Fedorov A. Effects of Ice Content on the Thermal Erosion of Permafrost: Implications for Coastal and Fluvial Erosion // Permafrost and Periglacial Proc. 2011. V. 22. P. 179–187. <https://doi.org/10.1002/ppp.722>
17. Dupeyrat L., Randriamazaoro R., Costard F., Carey Gailhardis E. Variable Rate Modeling of Fluvial Thermal Erosion. Proc. of the 9th Int. Conf. Permafrost /

- Ed. Douglas L. Kane, Kenneth M. Hinkel, 2008. V. 1. P. 391–395.
18. *Gatto L.W.* Soil freeze-thaw effects on bank erodibility and stability // Special Rep. 95-24. Hanover, NH: US CRREL, 1995. 17 p.
 19. *Gautier E., Brunstein D., Costard F., Lodina R.* Fluvial dynamics in a deep permafrost zone – the case of the middle Lena river (Central Siberia) // Permafrost. Lisse: Swets & Zeitlinger, 2003. P. 271–275. https://www.arlis.org/docs/vol1/ICOP/55700698/Pdf/Chapter_049.pdf
 20. *Gautier E., Costard F.* Les systèmes fluviaux à chenaux anastomosés en milieu périglaciaire: la Léna et ses principaux affluents (Sibérie centrale) // Géographie physique et quaternaire 2000. V. 54(3). P. 327–342.
 21. *Gillie R.D.* Beaufort sea artificial island erosion data // Environ. Studies Res. Funds. Rep. No. 096. Sidney, B.C.: Dobrocky Seatech LTD, 1990. 128 p. <https://www.esrfunds.org/sites/www.esrfunds.org/files/publications/ESRF096-Gillie.pdf>
 22. *Goodman T.R.* The Heat-Balance Integral and its applications to problems involving a change phase // Transaction ASME. N. Y.: Am. Soci. Mechanical Engineers, 1958. 80. P. 335–342.
 23. *Kobayashi N.* Formation of thermoerosional niches into frozen bluffs due to storm surges on the Beaufort Sea Coast // J. Geophys. Res. 1985. 90. P. 11983–11988.
 24. *Kobayashi N., Vidrine J.C., Nairn R.B., Soloman S.M.* Erosion of frozen cliffs due to storm surge on Beaufort Sea Coast // J. Coastal Res. 1999. V. 15(2). P. 332–344.
 25. *Lantuit H., Overduin P.P., Couture N., Ødegård R.S.* Sensitivity of Coastal Erosion to Ground Ice Contents: An Arctic-Wide Study Based on the ACD Classification of Arctic Coasts // Proc. 9th Int. Conf. Permafrost / Eds Kane D.L., Hinkel K.M. Fairbanks: Inst. Northern Engineering, Univ. Alaska, 2008. P. 1025–1029.
 26. Large Rivers. Geomorphology and Management / Ed. Avijit Gupta. Chichester: John Wiley & Sons, 2007. 705 p.
 27. *Leffingwell E. de K.* The Canning River region, northern Alaska // U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 1919. V. 109. 251 p.
 28. *McDonald B.C., Lewis C.P.* Geomorphical and sedimentologic processes of rivers and coast. Yukon coastal plain. Canada: Environmental-Social Comm. Northern Pipelines. Task Force: on Northern Oil Development. Rep. no. 73–39. Ottawa: Inf. Canada, 1973. 245 p.
 29. *Randriamazaoro R., Dupeyrat L., Costard F., Carey Gailhardis E.* Fluvial thermal erosion: heat balance integral method // Earth Surface Processes and Landforms. 2007. V. 32. № 12. P. 1828–1840.
 30. *Ritchie W., Walker H.J.* Riverbank forms of the Colville River delta // The coast and shelf of the Beaufort Sea / Eds Reed J.C., Saler J.E. Calgary: Arctic Inst. North America, 1974. P. 545–562.
 31. *Scott K.M.* Effects of Permafrost on Stream Channel Behavior in Arctic Alaska Geological survey professional paper. Washington: US Government Printing Office, Library of Congress Catalog, 1978. Card No. 78-600058.
 32. *Shur Y., Vasiliev A., Kanevskiy M., Maksimov V., Pokrovsky S., Zaikanov V.* Shore erosion in Russian Arctic // Proc. of the 11th Int. Conf. Cold Regions Engineering: Cold Region Impacts on Transportation and Infrastructure. Reston: VA. Amer. Soc. of Civil Eng., 2002. P. 736–747.
 33. *Tananaev N.I.* Hydrological and sedimentary controls over fluvial thermal erosion, the Lena River, central Yakutia // Geomorphol. 2016. V. 253. P. 524–533.
 34. *Veh G.* On the cause of thermal erosion on ice-rich permafrost (Lena River Delta / Siberia). An assessment on geomorphological parameters for erosion susceptibility mapping using logistic regression. Master Thesis. Mathematisch-Geographische Fakultät Katholische Potsdam: Universität Eichstätt-Ingolstadt, 2015. https://epic.awi.de/id/eprint/39225/1/Veh_2015_MA.pdf
 35. *Walker H.J.* Morphology of the North Slope // Alaskan arctic tundra / Ed. Britton M.E. Washington, D.C.: Arctic Inst. North America Tech, 1973. Paper 25. P. 49–92.
 36. *Walker H.J., Arnborg L.* Permafrost and ice-wedge effects on riverbank erosion // Permafrost. Int. Conf. Lafayette, Indiana, 1966. Proc. Natl. Research. Council Pub no. 1287. P. 164–171.