

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КРИОСФЕРЕ

УДК 551.328/345:551.340

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРИНЦИПА ЦЫТОВИЧА
О РАВНОВЕСНОМ СОСТОЯНИИ ВОДЫ И ЛЬДА В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ

Ф.Э. Арэ

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия; xilefera@gmail.com

На основе принципа Н.А. Цытовича о равновесном состоянии воды и льда в мерзлых грунтах рассмотрена применимость решений задачи Стефана для моделирования динамики криолитозоны. Проанализированы главные внешние воздействия, определяющие равновесие, взаимосвязь динамики состояния равновесия и теплофизических процессов в грунтах, возможности математического моделирования динамики криолитозоны. Динамика равновесного состояния в засоленных грунтах рассмотрена на основе результатов изучения криолитозоны полуострова Ямал и шельфа моря Лаптевых. Показано, что в равновесном состоянии температура криопэгов равна температуре начала замерзания, спемментированный льдом грунт может содержать криопэг и сохранять проницаемость, а поверхность раздела фаз на границе криопэга может отсутствовать. Пресные грунты криолитозоны, затопленные морем на шельфе, подвергаются быстрому засолению и физико-химическому оттаиванию при отрицательной температуре. При этом температура оттаивающего грунта понижается вследствие поглощения теплоты фазовых переходов. Содержание льда в засоленной криолитозоне шельфа изменяется в пространстве постепенно без четкой фазовой границы. Сделан вывод о том, что решения задачи Стефана неприменимы при моделировании динамики криолитозоны шельфа.

Принцип Цытовича, динамика криолитозоны, математическое моделирование, криопэги, субаквальная криолитозона, оттаивание грунтов при отрицательной температуре

THERMAL ASPECTS OF TSYTOVICH PRINCIPLE
OF WATER AND ICE EQUILIBRIUM STATE IN FROZEN GROUND

F.E. Are

Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia; xilefera@gmail.com

The applicability of the Stephen problem solutions for permafrost dynamics modeling is discussed using N.A. Tsytoovich principle of water and ice equilibrium state in frozen grounds. The main external impacts controlling equilibrium, relationships between equilibrium dynamics and thermal processes in ground, possibilities of mathematical modeling of permafrost dynamics are reviewed. The dynamics of equilibrium state in saline ground is discussed using results of permafrost investigations on Yamal Peninsula and Laptev Sea shelf. It is revealed that the cryopeg temperature in equilibrium state is equal to its initial freezing point, the ice-bonded permafrost may contain cryopeg and preserve permeability, the cryopeg boundary may not coincide with the phase boundary. Free-salined permafrost on the shelf flooded by the sea undergoes fast salinization and physicochemical thawing at negative temperature. The thawing is accompanied by temperature lowering due to latent heat absorption. The ice content in salined permafrost on shelf changes in space gradually without a clear phase boundary. It is revealed that the solutions of Stephen problem are unacceptable for shelf permafrost modeling.

Tsytoovich principle, permafrost dynamics, mathematical modeling, cryopegs, offshore permafrost, permafrost thawing at negative temperatures

ВВЕДЕНИЕ

В 1945 г. Н.А. Цытович сформулировал фундаментальный принцип механики мерзлых грунтов о равновесном состоянии воды и льда в мерзлых грунтах [Цытович, 1945]. На основе результатов комплексных лабораторных исследований содержания льда в мерзлых грунтах было доказа-

но, что при любой, даже очень низкой отрицательной температуре в грунтах содержится некоторое количество незамерзшей воды, которое определяется внешними воздействиями и изменяется при их изменении. Главными внешними воздействиями Н.А. Цытович считал температуру и давление

[Цытович, 1973]. Было установлено, что содержание незамерзшей воды увеличивается с повышением температуры и давления. Причем влияние давления по сравнению с температурой незначительно, и при решении обычных инженерных задач его можно не учитывать. К менее значимым факторам Н.А. Цытович [1973] относил миграцию пленочной воды, продолжительность замораживания грунта и изменение концентрации порового раствора при вариациях льдистости грунта.

Принцип Цытовича был сформулирован на основе результатов исследований пресных грунтов, и очевидно поэтому концентрация порового раствора оценивалась как второстепенный фактор влияния. Но в засоленных грунтах влияние этого фактора не уступает температурному, а иногда и превосходит его. Например, морские донные отложения, насыщенные водой с соленостью 35 ‰, не содержат льда при отрицательных температурах до $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Минерализацию порового раствора нельзя считать фактором внешнего воздействия, так как она является свойством грунта. Но это свойство влияет на содержание льда и незамерзшей воды в мерзлом грунте так же закономерно, как темпера-

тура и другие внешние факторы. При постоянных температуре и давлении динамическое равновесие воды и льда в грунте определяется минерализацией порового раствора. В таких стационарных условиях с увеличением минерализации содержание незамерзшей воды растет, а льдистость уменьшается.

Н.А. Цытович рассматривал содержание незамерзшей воды в мерзлых грунтах с позиций механики грунтов как фактор, коренным образом воздействующий на инженерные свойства грунтов. Но содержание незамерзшей воды также оказывает влияние на теплофизические свойства грунтов и на развитие тепло- и массообменных процессов в грунтах. Наиболее известным объектом этого влияния является теплота фазовых переходов при промерзании и оттаивании единицы объема грунта. В геокриологии содержание незамерзшей воды учитывается при оценке затрат теплоты на фазовые переходы при проведении даже самых приблизительных теплофизических расчетов.

На рис. 1 представлена зависимость содержания незамерзшей воды в рыхлых грунтах от их температуры и дисперсности. В песке с весовой влажностью в талом состоянии 21,7 % (кривая 1) содержание незамерзшей воды при понижении температуры до $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ уменьшается до 3 %, т. е. замораживает примерно 86 % воды, содержащейся в талом грунте. При температуре $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ замораживает уже более 90 %. Следовательно, при промерзании песков и более крупнозернистых рыхлых грунтов в самом начале процесса выделяется большая часть теплоты фазового перехода и формируется резкая граница между талой и мерзлой зонами. При этом физический процесс промерзания близок к условиям, положенным в основу математического решения классической задачи Стефана.

Процессы промерзания и оттаивания глинистых грунтов развиваются иначе. Существенные отличия прослеживаются уже в супесях. На рис. 1 кривая 2 построена для супеси с начальной влажностью 21,4 %. При понижении температуры до $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ содержание незамерзшей воды в этом грунте уменьшается до 8,2 %, т. е. замораживает только 62 % начального содержания влаги. При дальнейшем понижении температуры до $-3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ замораживает еще 16 %. Таким образом, в супесях значительная часть поровой влаги замораживает не при $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в довольно широком диапазоне отрицательных температур. Еще ярче этот феномен проявляется в суглинке (кривая 3). При понижении температуры до $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ содержание незамерзшей воды в этом грунте уменьшается с 23,5 до 13,8 %, т. е. замораживает только 41 % начального содержания воды, а при дальнейшем понижении температуры до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ замораживает еще 34 %. Влажность глины в талом состоянии на рис. 1, к сожалению, не приводится (кривые 4, 5). При замораживании полиминераль-

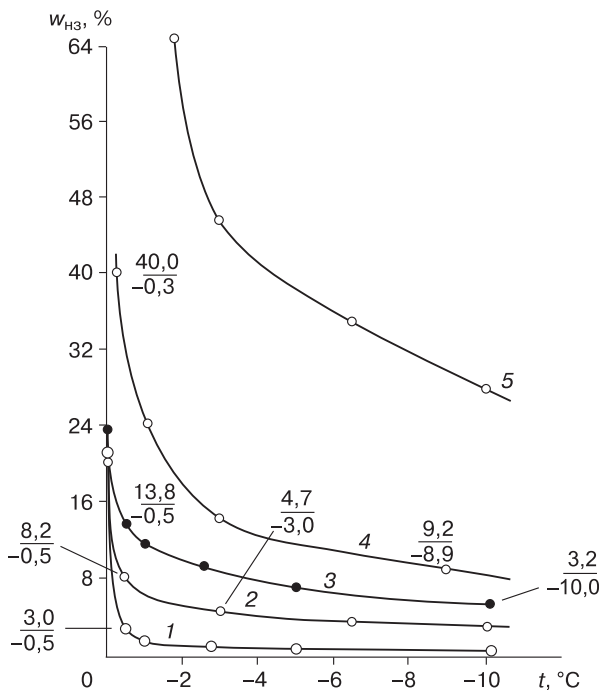


Рис. 1. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры в грунтах различного состава.

1 – песок, 3 – суглинок [Меламед, 1980]; 2 – супесь, 4 – глина полиминеральная, 5 – Na-бентонит [Общее мерзлотоведение, 1978].

Координаты точек: числитель – содержание незамерзшей воды, %; знаменатель – величина понижения температуры, $^{\circ}\text{C}$.

ной глины в диапазоне температур от $-0,3$ до $-10,0$ °С весовое содержание незамерзшей воды уменьшается с 40 до 9 %. В целом данные рис. 1 свидетельствуют о том, что фазовые превращения глинистых грунтов, начиная с супесей, происходят не при 0 °С, а в некотором диапазоне отрицательных температур. Этот факт известен в мерзлотоведении уже более полувека, но его роль в развитии процессов тепло- и массообмена количественно исследована недостаточно, а в теплофизических расчетах обычно не учитывается.

Считается, что в области распространения многолетнемерзлых грунтов фазовые переходы развиваются в пределах слоя сезонного протаивания, а ниже, вплоть до глубины нулевых амплитуд, происходят только периодические изменения отрицательных температур. В действительности, в слое сезонных колебаний температуры круглогодично идут непрерывные фазовые переходы, обусловленные изменениями содержания незамерзшей воды при вариации отрицательных температур, с соответствующим поглощением или выделением теплоты фазовых переходов. Соответственно, реальное распределение температуры грунтов по глубине и глубина нулевых амплитуд отличаются от расчетных величин, полученных без учета фазовых переходов. Аналогичные процессы наблюдаются и в нестационарных многолетнемерзлых толщах ниже глубины нулевых амплитуд.

Еще одно важное следствие изменений содержания незамерзшей воды при вариации температуры заключается в том, что они существенно влияют на теплофизические свойства грунтов и прежде всего на их теплоемкость. Эти изменения не учитываются в обычных геокриологических расчетах, в которых используются приближенные решения задачи Стефана. При этом считается, что теплофизические свойства грунтов постоянны, незасоленный грунт промерзает при 0 °С, а вся теплота фазовых переходов выделяется или поглощается на поверхности раздела талой и мерзлой зон грунта.

В теории мерзлотоведения давно предложены методы расчета процессов промерзания и оттаивания грунтов с учетом изменений содержания незамерзшей воды [Мартынов, 1959; *Общее мерзлотоведение*, 1978; Меламед, 1980; Пустовойт, 1999]. В этих методах рассматривается не только замерзание свободной воды в порах грунта при температуре 0 °С, но и замерзание связанной воды во всей мерзлой толще и во всем диапазоне ее отрицательных температур. При этом теплота фазовых переходов включается в величину эффективной теплоемкости грунта, которая задается по кривой незамерзшей воды (см. рис. 1) и сильно зависит от температуры [Мартынов, 1959].

Сравнение результатов расчетов процессов промерзания и протаивания грунтов с учетом за-

мерзания только свободной воды при температуре 0 °С и с учетом замерзания связанной воды в диапазоне отрицательных температур выполнено В.Г. Меламедом [1980] на примере песка и суглинка. Результаты показали, что промерзание в диапазоне температур идет быстрее, а оттаивание медленнее, чем по Стефану. Распределения температур по глубине при промерзании грунтов, вычисленные двумя методами, различаются незначительно, а при протаивании суглинков температуры значительно ниже, чем по Стефану. В целом В.Г. Меламед пришел к выводу, что при расчетах оттаивания суглинков по Стефану во всех случаях возникают существенные ошибки, требующие введения поправок. В расчетах замерзания суглинков поправки требуются при содержании свободной воды в талом грунте менее 20 %. Результаты расчетов промерзания и протаивания песков по Стефану требуют уточнения только в неводонасыщенных грунтах при содержании свободной воды менее 5 % и при малых по модулю температурах поверхности замораживаемого грунта.

Количественная оценка роли незамерзшей воды в процессах промерзания и протаивания грунта, изложенная в монографии В.Г. Меламеда [1980], является единственной. К сожалению, она выполнена путем сравнения двух математических моделей, а не сравнением моделей с данными экспериментов или натуральных измерений. Тем не менее результаты этих исследований убедительно показали необходимость учета зависимости содержания незамерзшей воды от температуры в практических расчетах. После издания монографии В.Г. Меламеда эта проблема выпала из поля внимания мерзлотоведов почти на 20 лет. В определенной мере это обусловлено сложностью аналитических решений дифференциального уравнения теплопроводности с учетом фазовых переходов в спектре температур и как следствие с необходимостью применения численных методов и мощной вычислительной техники. Первая компьютерная программа для выполнения таких расчетов появилась в 1994 г. [Емельянов и др., 1994]. Эта программа для персональных компьютеров позволяет учитывать пространственное распределение температуры замерзания и теплоты фазовых переходов при решении трехмерных нестационарных задач теплопроводности в неоднородных грунтах с любыми постоянными или переменными граничными условиями [Khroustalev, 1998].

Через 8 лет появилось сообщение о разработке компьютерной программы "Thermoground" [Ulitsky et al., 2002]. По информации С.А. Кудрявцева [2003], эта программа исходит из принципа равновесного состояния незамерзшей воды и льда Н.А. Цытовича. Она учитывает фазовые превращения в спектре температур на основе математической постановки задачи В.Г. Меламеда [1980] и

позволяет решать трехмерные задачи с учетом не только кондукции, но и массопереноса, а также механических и физико-химических процессов, развивающихся в грунте при промерзании и протаивании. Несмотря на наличие таких общедоступных компьютерных программ, большинство теплофизических расчетов криогенных процессов в области как инженерного, так и общего мерзловедения по-прежнему выполняется на основе приближенных аналитических решений задачи Стефана.

ПРОЯВЛЕНИЯ ПРИНЦИПА ЦЫТОВИЧА В ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТАХ

Проявления принципа Н.А. Цытовича в засоленных грунтах (весовая засоленность более 0,1–0,25 %) резко осложняют развивающиеся в них процессы теплопередачи вследствие кардинального увеличения роли массопереноса и фазовых переходов, обусловленных физико-химическими причинами, которые в незасоленных грунтах не имеют существенного значения. Рассмотрим процессы в засоленных грунтах на двух примерах: 1) формирование мерзлой толщи на п-ове Ямал после его осушения; 2) деградация мерзлой толщи после ее затопления на современном шельфе моря Лаптевых.

Криолитозона Ямала сформировалась в процессе эпигенетического промерзания осушенного морского дна, сложенного грунтами, которые подверглись засолению в субаквальном положении до осушения [Трофимов, 1975]. После осушения на поверхности талых водонасыщенных засоленных

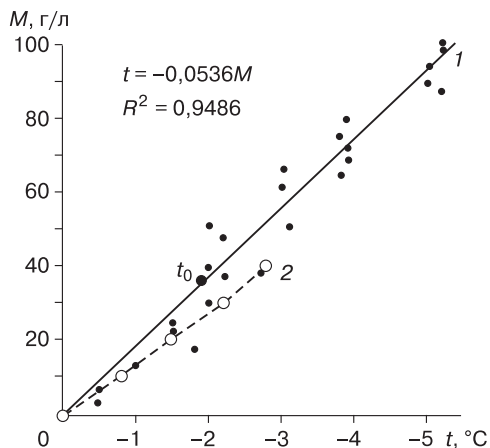


Рис. 2. Зависимости минерализации криопэггов от их температуры (1) в условиях естественного залегания на пойме р. Юрибей, п-ов Ямал [Арэ и др., 1990] и температуры начала замерзания песков от концентрации порового раствора (2) [СНиП 2.02.04-88, 1990].

t_0 – температура начала замерзания морской воды (36 г/л, $-1,9$ °C); R^2 – степень достоверности функции.

грунтов установилась отрицательная температура намного ниже температуры начала замерзания грунтов, и они стали промерзать сверху с формированием границы раздела фаз. В таких условиях развиваются известные процессы массопереноса в виде частичного отжатия и миграции растворенных солей и порового раствора из зоны промерзания. Вследствие этих процессов концентрация порового раствора в талой зоне вблизи фронта промерзания увеличивается, а температура начала замерзания грунтов понижается. Дальнейшее развитие процесса зависит от соотношения скоростей промерзания и миграции солей в талой зоне. Если промерзание отстает от миграции, продолжается продвижение фазовой границы в сторону талого грунта. Если же промерзание обгоняет миграцию, изотерма первичной температуры начала замерзания вновь попадает в зону талого грунта с начальной концентрацией порового раствора и там возникает второй фронт промерзания, а между двумя фронтами остается талая зона с отрицательной температурой, насыщенная криопэггом.

Разработана трехмерная математическая модель описанного процесса формирования криопэггов [Григорян, 1987], с помощью которой расчетным путем показано образование замкнутых талых зон с высокой минерализацией при промораживании засоленных грунтов. Этот процесс воспроизведен также в лабораторных условиях [Kay, Groenevelt, 1983]. Полуостров Ямал является отличной природной лабораторией для изучения процесса формирования криопэггов в данных условиях.

В 1986–1991 гг. по хоздоговору с Ленгипротрансом автор участвовал в инженерно-геологических изысканиях мостовых переходов через р. Юрибей на п-ове Ямал на трассе железной дороги Обская–Харасавей [Арэ и др., 1990]. Район изысканий сложен многолетнемерзлыми засоленными песчаными и песчано-суглинистыми грунтами с широким распространением в песках напорных криопэггов толщиной до 30 см. Химический состав криопэггов свидетельствует о том, что они сформировались из вод опресненного морского бассейна. В процессе изысканий во всех буровых скважинах измерялось распределение температуры по глубине. В полевых условиях были выполнены определения минерализации 25 образцов криопэггов, отобранных из 18 скважин на глубинах от 6 до 43 м. На рис. 2 представлены результаты определений минерализации образцов криопэггов и измерений температуры в скважинах на глубине отбора проб криопэггов. В условиях естественного залегания однородных по химическому составу криопэггов в литологически однородных грунтах минерализация криопэггов связана с температурой линейной зависимостью (см. рис. 2, линия 1) и не зависит от глубины залегания криопэггов.

На рис. 2 приведена также зависимость температуры начала замерзания песков от концентрации порового раствора (линия 2) по СНиП 2.02.04-88 [1990]. Она тоже линейная; точка t_0 соответствует температуре начала замерзания морской воды ($-1,9^\circ\text{C}$) соленостью 35 ‰ (36 г/л) по данным [Большая... энциклопедия, 1974]. Близкое сходство зависимостей 1 и 2 свидетельствует о том, что обе они являются зависимостями температуры начала замерзания порового раствора от его концентрации. Об этом же говорит тот факт, что точка t_0 очень близка к графику 1 для криопэгов морского типа засоления. Следует также отметить, что в целом данные рис. 2 доказывают достоверность результатов полевых определений температуры и минерализации порового раствора, выполненных в сотрудничестве Ленгипротранса. Расхождение графиков 1 и 2 на рис. 2, вероятно, обусловлено различиями химического состава поровых растворов и литологического состава исследованных грунтов.

Через 8 лет И.Д. Стрелецкая [Streletskaaya, 1998] опубликовала новые результаты 46 измерений температуры и общей минерализации криопэгов в условиях естественного залегания в северо-западной части Ямала. Несмотря на большой разброс данных, их аппроксимация линейной зависимостью температуры от минерализации дает почти полное совпадение с данными, представленными на рис. 2.

Фактические данные, приведенные на рис. 2, и результаты И.Д. Стрелецкой позволяют заключить, что температура криопэгов в условиях естественного залегания равна температуре начала их замерзания. Это, в частности, подтверждается исследованиями И.А. Комарова и Н.В. Кияшко [2012], которые на основе обработки результатов 48 измерений общей минерализации и температуры ямальских криопэгов в условиях естественного залегания получили зависимость температуры криопэгов от минерализации в виде

$$t = -0,001(XM + 0,04M^2), \quad (1)$$

где M – общая минерализация криопэга, г/л; X – геоморфологический коэффициент, который для пойм рек Ямала равен 55,8. Следовательно, формула (1) для пойм имеет вид

$$t = -0,001(55,8M + 0,04M^2),$$

близкий к линейной зависимости $t = -0,0536M$, полученной для криопэгов на пойме р. Юрибей (см. рис. 2).

На рис. 3 приведены результаты вычислений температуры криопэгов по формуле (1) для 14 величин общей минерализации криопэгов, измеренных на террасах Ямала, в сравнении с температурами начала замерзания этих же криопэгов, вычисленных по их общей минерализации и хи-

мическому составу с помощью специальной компьютерной программы [Комаров, Кияшко, 2012]. Результаты измерений и вычислений весьма близки.

Близость температуры криопэгов к температуре начала их замерзания в условиях естественного залегания в прибрежной части островов арктических морей Евразии отмечали также Я.В. Неизвестов и Ю.П. Семенов [1973].

Таким образом, принцип Цытовича о динамическом равновесии льда и незамерзшей воды в полной мере проявляется в засоленных грунтах. При этом в отличие от пресных грунтов равновесие определяется не только температурой и количеством связанной воды, но и количеством легко-растворимых солей. Кроме того, в засоленных грунтах не замерзает не только связанная вода, но и часть свободной воды.

Поскольку температура грунта в процессе установления динамического равновесия является внешним независимым фактором, равновесие в засоленных грунтах достигается за счет вынужденного изменения концентрации порового раствора вследствие замерзания воды или таяния льда, вызванного изменением температуры.

Возникает вопрос о кинетике изменения льдистости грунтов, содержащих криопэги, в результате изменения температуры. Мелкозернистые пылеватые пески, которые преобладают в геологическом разрезе долины р. Юрибей, в талом водонасыщенном состоянии представляют собой тиксотропные пльвуны. В летнее время при ходьбе по берегам водотоков вблизи уреза воды ноги

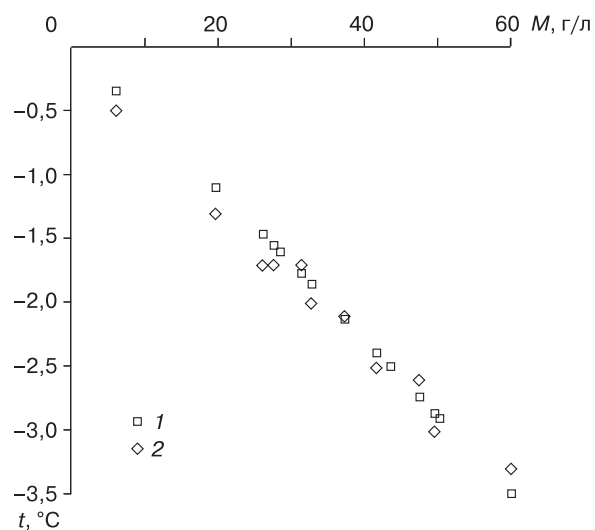


Рис. 3. Сравнение температуры криопэгов на террасах п-ова Ямал (1) с температурами начала их замерзания, вычисленными по общей минерализации и химическому составу (2) [Комаров, Кияшко, 2012].

людей и оленей нередко мгновенно проваливаются до подошвы сезоннооттаявшего слоя. Олени иногда не могут самостоятельно выбраться из этой ловушки. В процессе бурения скважин буровики Ленгипротранса определяли толщину слоев, насыщенных криопэгами, по изменению сопротивления грунтов бурению и по поступлению глина в скважину. Таким образом выделялись интервалы твердомерзлых и талых грунтов, не сцементированных льдом и насыщенных криопэгами. Такая трактовка результатов бурения предполагает наличие резких фазовых границ у слоев, насыщенных криопэгами. В этом случае при изменении температуры для достижения нового состояния динамического равновесия льда и незамерзшей воды в толще грунта должно произойти перемещение фазовых границ (фронта промерзания–оттаивания). При понижении температуры толщина слоев, насыщенных криопэгами, должна уменьшаться, а концентрация криопэгов – увеличиваться. При повышении температуры должны развиваться обратные процессы. Но в некоторых случаях при проходке слоев криопэгов грунтовая пробка в скважинах не наблюдалась, а желонки доставляли на поверхность чистый криопэг. Это означает, что некоторые слои, насыщенные криопэгами, находились в мерзлом состоянии и были сцементированы льдом настолько, что держали вертикальную стенку в необсаженной скважине. При этом они сохраняли фильтрационную проницаемость. Следовательно, в рассмотренных случаях при изменении температуры фазовые переходы развиваются во всем объеме грунта, насыщенного криопэгом.

Криолитозона шельфа моря Лаптевых в геологическом прошлом неоднократно подвергалась затоплению и осушению вследствие эвстатических трансгрессий и регрессий моря в соответствии с чередованием оледенений и межледниковий. Поэтому грунты, слагающие шельф, неоднократно находились в субаквальном положении и подвергались морскому засолению, которое присутствует и в настоящее время. Согласно исследованиям НИИ геологии Арктики (ныне ВНИИОкеангеология), криолитозона не только арктического шельфа, но и островов имеет двухъярусное строение. Толща многолетнемерзлых грунтов (ММГ) везде подстилается грунтами, насыщенными криопэгами. Бурение скважин на островах показало, что криопэги отсутствуют только на тех островах, которые заняты ледниками [Неизвестнов, Семенов, 1973]. Данные Я.В. Неизвестного и Ю.П. Семенова подтверждены в 2005 г. исследованиями российско-германской экспедиции COAST I в прибрежной зоне моря у Анабаро-Оленекского побережья. Здесь, в 11,5 км от берега на глубине 65 м от уровня моря, под деградирующей толщей пресных континентальных ММГ бурением были

вскрыты криопэги морского химического состава казанцевского возраста [Rachold et al., 2007].

В период последнего верхнеплейстоценового оледенения восточная часть шельфа Евразии представляла собой сушу, на которой за время оледенения накопился покров сингенетически промерзавших континентальных пресных отложений. Температура этих отложений, по-видимому, была не выше $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$, наблюдаемых в настоящее время на Анабаро-Оленекском побережье [Overduin et al., 2007]. Последняя морская трансгрессия затопила эту часть шельфа примерно 6000 лет назад [Арэ, 1980]. Наиболее вероятно, что мерзлотно-гидрогеологический разрез шельфа в начале трансгрессии соответствовал одному из типов, выделенных Н.Н. Романовским [1968] для артезианских бассейнов открытого типа. Под поверхностной пресной толщей ММГ, не содержащих криопэгов, располагалась зона ММГ с гидравлически изолированными линзами напорных криопэгов, за которой следовала зона ММГ с включениями криопэгов, гидравлически связанных с подстилающей зоной подмерзлотных криопэгов, ограниченной снизу нулевой изотермой.

После затопления на поверхности дна за пределами изобаты 20 м установилась постоянная отрицательная температура не ниже температуры начала замерзания морской воды ($-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$) [Арэ, 2012]. В связи с этим многолетнемерзлые толщи на шельфе подвергались частичной деградации вследствие повышения отрицательной температуры ММГ. При этом в соответствии с принципом Цытовича увеличивалось содержание незамерзшей воды. По законам теплопроводности фазовые переходы в спектре температур развивались во всем объеме мерзлой толщи. Ее нижняя граница перемещалась вверх, а пресные ММГ при отрицательной температуре должны были оставаться в мерзлом состоянии. Но фактические данные, полученные при бурении скважин как на евроазиатском, так и на североамериканском арктическом шельфе, свидетельствуют о том, что пресные континентальные ММГ при переходе в субаквальное положение подвергаются глубокому протаиванию и засолению морской водой при отрицательных температурах [Неизвестнов, Семенов, 1973; Фартышев, 1993; Арэ, 2012; Are et al., 2000; Osterkamp, 2001; Are, 2003; Overduin et al., 2008; Wetterich et al., 2011]. Например, у Анабаро-Оленекского побережья кровля ММГ через 2500 лет после затопления вскрыта бурением на 40 м ниже уровня моря [Wetterich et al., 2011]. Кровля ледового комплекса в 500 м от берега, затопленного 110 лет назад, располагается на глубине 3,8 м от уровня моря и 2,4 м от поверхности дна [Арэ, 2012; Overduin et al., 2007; Wetterich et al., 2011].

Большая интенсивность и глубина протаивания пресных ММГ, затопленных соленой морской

водой, обусловлена их засолением вследствие миграции солей и других массообменных процессов [Молочухин, 1969; Iskandar et al., 1978; Swift et al., 1983; Baker, Osterkamp, 1988; Osterkamp et al., 1989; Baker et al., 1990; Osterkamp, 2001].

Принципиальное отличие оттаивания мерзлых грунтов при отрицательных температурах заключается в том, что оно развивается не только по законам теплопроводности. При отрицательных температурах оттаивание обусловлено физико-химическим взаимодействием морской воды с подземным льдом. На контакте соленой воды с пресными ММГ при отрицательной температуре возникает криогидратная (эвтектическая) смесь раствора солей и льда. Температура начала оттаивания льда в твердой криогидратной смеси (лед + соль) при данном давлении является постоянной величиной, самой низкой для всех возможных водных растворов данной соли. Твердая криогидратная смесь не может существовать при температуре выше температуры начала ее оттаивания (эвтектической точки). Если реальная температура выше температуры начала оттаивания, лед в твердой криогидратной смеси тает. Например, температура начала оттаивания твердой криогидратной смеси хлористого натрия NaCl равна $-21,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Для жидкой смеси она выше, ее абсолютная величина зависит от концентрации раствора соли в криогидратной смеси и в мерзлотоведении называется температурой начала замерзания засоленного грунта или порового раствора. При таянии льда высвобождается пресная вода и концентрация порового раствора уменьшается. Соответственно, повышается температура начала замерзания порового раствора. Таяние льда продолжается до тех пор, пока температура начала замерзания не повысится до температуры среды.

По законам теплопроводности оттаивание развивается под воздействием теплового потока, обусловленного градиентом температуры. Оттаивание при отрицательных температурах не требует наличия градиента. В отсутствие градиента температуры теплота, необходимая для таяния грунта, отнимается у самого грунта. Вследствие этого его температура понижается [Are, 2003]. Поглощение теплоты фазовых переходов происходит непосредственно на границе льда и раствора соли. При этом по обе стороны границы раздела фаз должны возникать градиенты температуры противоположного знака, как показано на рис. 4. К аналогичному выводу пришли В.И. Аксенов с соавт. [Aksenov et al., 2008], а Г.З. Перльштейн и Г.С. Типенко [Perlsh-tein, Tipenko, 2008] выявили этот эффект теоретически при опробовании математической модели оттаивания нельдонасыщенного водопроницаемого грунта при фильтрации через него раствора соли с отрицательной температурой.

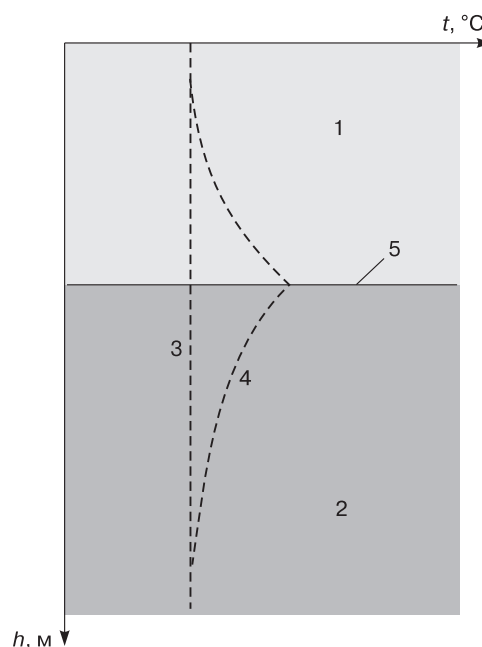


Рис. 4. Принципиальная схема охлаждения грунтов в начале процесса оттаивания при отрицательной температуре [Are, 2003].

1 – талый засоленный грунт; 2 – мерзлый пресный грунт; 3 – начальная температура грунтов выше температуры начала замерзания порового раствора; 4 – температура грунтов в процессе оттаивания; 5 – фазовая граница.

Таким образом, одновременное развитие процессов теплопроводности и физико-химических процессов при оттаивании засоленных грунтов в спектре отрицательных температур приводит к формированию аномального температурного поля, отличного от поля, обусловленного теплопроводностью, вследствие “принудительного” выделения теплоты фазовых переходов из оттаивающего грунта. Этот эффект в геокриологии почти не изучен. Его количественная оценка является необходимой задачей при изучении деградации субаквальных многолетнемерзлых пород на арктическом шельфе.

При физико-химическом оттаивании ММГ в рассматриваемых условиях обычное понятие глубины оттаивания теряет смысл. В начале оттаивания под дном моря возникает зона оттаивания, в которой содержание незамерзшей воды постепенно уменьшается, а содержание льда увеличивается с глубиной до начального равновесного состояния в мерзлом грунте. В дальнейшем под дном моря возникает засоленная талая зона, в которой лед отсутствует. Ниже формируется зона льдосодержащих нецементированных льдом грунтов, в которой содержание льда увеличивается с глубиной до величины, необходимой для цементации грун-

та. Четкая граница талых и мерзлых грунтов, наблюдаемая в пресных грунтах, в этих условиях не возникает [Overduin et al., 2008].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Принцип Цытовича имеет большое значение для понимания динамики криолитозоны. Постоянное во времени соотношение количества льда и незамерзшей воды в криолитозоне отражает ее равновесное состояние как термодинамической системы. Сущность динамики криолитозоны заключается в том, что нарушение равновесия под влиянием внешних воздействий автоматически запускает механизмы сложного комплекса физических и физико-химических процессов, стремящихся восстановить равновесие. Для прогноза развития этих процессов разными авторами разработаны математические модели, которые с различной степенью точности и адекватности учитывают все известные процессы в криолитозоне. Современная вычислительная техника позволяет использовать эти модели в научных целях. Но трудность определения необходимых для расчетов исходных данных, большинство которых являются переменными величинами, препятствует использованию наиболее адекватных моделей в инженерной практике. Поэтому в геокриологических расчетах, как правило, применяются простые приближенные решения задачи Стефана. Изложенный выше анализ процессов эволюции разных типов криолитозоны в различных природных условиях позволяет сравнить основные внешние воздействия, определяющие равновесное состояние незамерзшей воды и льда в естественных условиях, с воздействиями, которые учитываются в решениях задачи Стефана (см. таблицу).

Очевидно, что эти решения не отражают в полной мере процессы, развивающиеся при нарушении равновесия содержания воды и льда даже в пресных грунтах. В.Г. Меламед [1980] показал, что здесь могут возникать существенные ошибки. Но область рационального применения решений задачи Стефана до сих пор остается неопределенной. Ее научное обоснование является актуальной задачей геокриологии.

Особенно сильно реальные процессы отличаются от модели Стефана при деградации пресных континентальных многолетнемерзлых толщ, затопленных морем на арктическом шельфе. Для успешного освоения природных ресурсов шельфа необходимы достоверные сведения о распространении и свойствах субаквальной криолитозоны. Но сложные природные условия затрудняют проведение инструментальных геокриологических исследований в этом регионе. Поэтому на протяжении последних 50 лет в СССР и РФ разными группами исследователей выполнен ряд работ по математическому моделированию современного распространения ММГ на арктическом шельфе Евразии на основе теории теплопроводности с помощью приближенных решений задачи Стефана [Арэ, 2012]. В этих работах использовалась весьма упрощенная одномерная модель, в которой принимается, что фазовые переходы происходят только на поверхности раздела талой и мерзлой зон, а теплофизические свойства грунтов, точка замерзания, содержание незамерзшей воды и объемная теплота фазовых переходов являются постоянными. Такая модель имеет мало общего с комплексом процессов, развивающихся при деградации криолитозоны шельфа в действительности.

Все использованные модели не калиброваны, а результаты моделирования не получили достаточного подтверждения бурением. Модели показали наличие ММГ в прибрежной зоне моря вдоль отступающих берегов, что давно установлено бурением. Для территории шельфа за пределами прибрежной зоны результаты моделирования разных исследователей сильно различаются:

1) по распространению ММГ – от сплошного на большей части территории шельфа моря Лаптевых [Фартышев, 1993; Романовский и др., 1997] до отдельных разрозненных островов [Неизвестнов, 1981];

2) по мощности толщи ММГ – от 1100 м [Фартышев, 1993] до 10–20 м [Неизвестнов, 1981];

3) по глубине расположения кровли толщи ММГ от дна моря – от 150 м [Неизвестнов, 1981] до толщины слоя голоценовых морских отложений [Холодов, 2001].

Внешние воздействия, определяющие равновесное состояние незамерзшей воды и льда в мерзлом грунте

В решениях задачи Стефана	В естественных условиях		
	Промерзание и протаивание пресных грунтов	Промерзание засоленных грунтов	Протаивание пресных грунтов при отрицательных температурах
Температура	Температура; миграция влаги в порах грунта	Температура; минерализация порового раствора; миграция влаги в порах грунта; миграция солей в порах грунта	Температура; минерализация порового раствора; миграция влаги в порах грунта; миграция солей в порах грунта; физико-химическое оттаивание мерзлого грунта

Причины такого большого разброса результатов моделирования носят объективный характер и подробно рассмотрены ранее [Арэ, 2012]. Но главное состоит в том, что результаты моделирования не находят подтверждения данными бурения [Арэ, 2012; Are et al., 2000]. Российские и германские участники полевых исследований субаквальной криолитозоны у Анабаро-Оленекского побережья моря Лаптевых (см. выше) пришли к выводу о том, что в прибрежной зоне шириной около 12 км температура криолитозоны оказалась выше, мощность меньше, а кровля ММГ с удалением от берега понижалась быстрее по сравнению с результатами моделирования. Участники проекта подвергли сомнению саму возможность сохранения ММГ на шельфе моря Лаптевых после его затопления последней трансгрессией [Overduin et al., 2007; Rachold et al., 2007].

Современный уровень изученности процессов в криолитозоне показывает, что для моделирования динамики криолитозоны шельфа приближенные решения задачи Стефана неприемлемы. Область их применения должна быть ограничена. Необходимо использовать модели, которые учитывают все процессы, участвующие в динамике. Разработанные к настоящему времени математические модели и вычислительная техника, в принципе, позволяют решать самые сложные задачи. Но уровень изученности свойств грунтов, которые необходимо учесть при моделировании, пока отстает от запросов теории. Основная трудность заключается в том, что при взаимодействии мерзлых грунтов с растворами солей коэффициенты массопереноса являются переменными величинами, которые изменяются в зависимости от криогенного макро- и микростроения пород [Основы..., 1995]. Методы учета этих изменений пока не разработаны.

Литература

Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов / Ф.Э. Арэ. М., Наука, 1980, 159 с.

Арэ Ф.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей / Ф.Э. Арэ. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2012, 291 с.

Арэ Ф.Э., Боровикова Н.А., Слепышев В.Е. Криопэги в низовьях р. Юрибей на Ямале // Линейные сооружения на вечномерзлых грунтах. М., Наука, 1990, с. 60–67.

Большая советская энциклопедия. 3-е изд. / Гл. ред. А.М. Прохоров. М., Сов. энцикл., 1974, т. 16, 616 с.

Григорян С.С. Количественная теория геокриологического прогноза / С.С. Григорян, М.С. Красс, В.Е. Гусева, С.Г. Геворкян. М., Изд-во Моск. ун-та, 1987, 266 с.

Емельянов Н.В., Пустовойт Г.П., Хрусталева К.Н., Яковлев С.В. Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с вечномерзлыми грунтами WARM. Свидетельство № 940281 РосАПО, 1994.

Комаров И.А., Кияшко Н.В. Методики расчетной оценки свойств криопэгов п-ова Ямал // Труды 10-й Междунар.

конф. по мерзлотоведению. Тюмень, ООО "Печатник", 2012, т. 3, с. 229–234.

Кудрявцев С.А. Численные исследования теплофизических процессов в сезонномерзлых грунтах // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 4, с. 76–81.

Мартынов Г.А. Тепло- и влагопередача в промерзающих и протаивающих грунтах // Основы геокриологии (мерзлотоведения). М., Изд-во АН СССР, 1959, ч. I, с. 153–192.

Меламед В.Г. Тепло- и массообмен в горных породах при фазовых переходах / В.Г. Меламед. М., Наука, 1980, 228 с.

Молочухин Е.Н. Некоторые данные о солёности и температурном режиме воды в прибрежной зоне моря Лаптевых // Вопр. географии Якутии. Якутск, 1969, вып. 5, с. 110–120.

Неизвестнов Я.В. Мерзлотно-геологические условия зоны арктических шельфов СССР // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 18–28.

Неизвестнов Я.В., Семенов Ю.П. Подземные криопэги шельфа и островов Советской Арктики // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск, Кн. изд-во, 1973, вып. 5, с. 103–106.

Общее мерзлотоведение (геокриология) / Под ред. В.А. Кудрявцева. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 463 с.

Основы геокриологии. Ч. 1. Физико-химические основы геокриологии / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1995, 368 с.

Пустовойт Г.П. Тепловое взаимодействие инженерных сооружений с многолетнемерзлыми породами // Основы геокриологии. Ч. 5. Инженерная геокриология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1999, с. 7–54.

Романовский Н.Н. Некоторые особенности мерзлотно-геологического строения артезианских бассейнов открытого типа в области многолетней мерзлоты // Мерзлотные исследования. М., Изд-во Моск. ун-та, 1968, вып. VIII, с. 89–111.

Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Пустовойт Г.П. и др. Распространение субмаринной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 3, с. 9–18.

СНИП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М., Стройиздат, 1990, 53 с.

Трофимов В.Т. Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк) / В.Т. Трофимов, Ю.Б. Баду, В.Г. Кудряшов и др. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975, 287 с.

Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых / А.И. Фартышев. Новосибирск, Наука, 1993, 135 с.

Холодов А.Л. Современное состояние и эволюция криолитозоны шельфа моря Лаптевых: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2001, 24 с.

Цыгович Н.А. К теории равновесного состояния, воды в мерзлых грунтах // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1945, т. 9, № 5–6, с. 493–502.

Цыгович Н.А. Механика мерзлых грунтов / Н.А. Цыгович. М., Высш. шк., 1973, 346 с.

Aksenov V.I., Bubnov N.G., Klinova G.I. et al. Forecasting chemical thawing of frozen soil as a result of interaction with cryopegs // Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost. Fairbanks, USA, Inst. of Northern Engineering, Univ. of Alaska, 2008, vol. 1, p. 25–30.

Are F.E. Shoreface of the Arctic seas – a natural laboratory for subsea permafrost dynamics // Permafrost: Proc. of the 8th Intern. Conf. on Permafrost. N.Y., Balkema Publ., 2003, vol. 1, p. 27–32.

Are F.E., Reimnitz E., Kassens H. Cryogenic processes of Arctic land-ocean interactions // *Polarforschung*, 2000, vol. 68, p. 207–214.

Baker G.C., Matava T., Osterkamp T.E. Brine movement during freezing of saline sand columns // *Proc. of the 5th Canadian Conf. on Permafrost*. Quebec, Canada, Univ. Laval, 1990, p. 69–73.

Baker G.S., Osterkamp T.E. Implications of salt fingering processes for salt movement in thawed coarse-grained subsea permafrost // *Cold Regions Sci. and Technol.*, 1988, vol. 15, p. 45–52.

Iskandar I.K., Osterkamp T.E., Harrison W.D. Chemistry of interstitial water from subsea permafrost, Prudhoe Bay, Alaska // *Third Intern. Conf. on Permafrost: Proc. Ottawa, Canada, National Res. Council of Canada*, 1978, vol. 1, p. 92–98.

Kay B.D., Groenevelt P.H. The redistribution of solutes in freezing soil: exclusion of solutes // *Fourth Intern. Conf. on Permafrost: Proc. Washington, USA, Nat. Acad. Press*, 1983, p. 584–588.

Khroustalev L.N. Use of computers in geokryological engineering // *Seventh Intern. Conf. on Permafrost: Proc. Collection Nordicana, Canada, Univ. Laval*, 1998, vol. 57, p. 563–567.

Osterkamp T.E. Subsea permafrost // *Encyclopedia of Ocean Sciences*. N.Y., Acad. Press, 2001, p. 2902–2912.

Osterkamp T.E., Baker G.D., Harrison W.D., Matava T. Characteristics of the active layer and shallow subsea permafrost // *J. Geophys. Res.*, 1989, vol. 94(C11), p. 16227–16236.

Overduin P.P., Grigoriev M.N., Junker R. et al. Subsea permafrost studies in the near-shore zone of the Laptev Sea. The expedition COAST I // *Rep. on Polar and Marine Res.*, 2007, vol. 550, p. 1–40.

Overduin P.P., Rachold V., Grigoriev M.N. The state of subsea permafrost in the western Laptev nearshore zone // *Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost, Fairbanks, USA, Univ. of Alaska*, 2008, vol. 2, p. 1345–1350.

Perlshtein G.Z., Tipenko G.S. Modeling interaction between filterable solutions and frozen ground // *Ibid.*, p. 1387–1390.

Rachold V., Bolshiyarov D.Y., Grigoriev M.N. et al. Near-shore Arctic subsea permafrost in transition // *EOS: Trans. Amer. Geophys. Union.*, 2007, vol. 88, No. 13, p. 149–156.

Streletskaia I.D. Cryopeg responses to periodic climate fluctuations // *Seventh Intern. Conf. on Permafrost: Proc. Collection Nordicana, Canada, Univ. Laval*, 1998, vol. 57, p. 1021–1025.

Swift D.W., Harrison W.D., Osterkamp T.E. Heat and salt transport processes in thawing subsea permafrost at Prudhoe Bay, Alaska // *Fourth Intern. Conf. on Permafrost: Proc. Washington, USA, Nat. Acad. Press.*, 1983, p. 1221–1226.

Ulitsky V.M., Paramonov V.N., Kudryavtsev S.A. et al. Frost heave soil // *2nd Can. Spec. Conf. on Computer Applications in Geotechnique (April 28–30)*. Winnipeg, Canada, 2002, p. 167–171.

Wetterich S., Overduin P., Lantuit H. Arktische Permafrostküsten und submariner Permafrost im Wandel // *Polarforschung*, 2011 (erschienen 2012), Bd. 81(1), S. 11–22.

*Поступила в редакцию
16 мая 2013 г.*