

МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ И ПЕРЕХОДА В РЕЛИКТОВОЕ СОСТОЯНИЕ МЕТАНГИДРАТОВ КРИОЛИТОЗОНЫ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2023 г. М. М. Аржанов^{1, 2, *}, В. В. Малахова^{2, 3, **}

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

³Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: arzhanov@ifaran.ru

**E-mail: malax@sscc.ru

Поступила в редакцию 18.11.2021 г.

После доработки 14.08.2022 г.

Принята к публикации 30.09.2022 г.

Проведены расчеты термического режима пород и термобарических условий формирования и диссоциации метангидратов на севере Западной Сибири в пределах последних 70 тыс. лет. Определена область формирования гидратов и скорость гидратонакопления в связи с миграцией газонасыщенного флюида из нижележащих газонасыщенных слоев в условиях покровного оледенения. Полученные оценки изменения гидратонакопления в результате миграции газонасыщенного флюида за период оледенения продолжительностью 10 тыс. лет в зависимости от проницаемости пород составляют от 6 до 40% в верхних 350 м. На основе количественных характеристик равновесного и метастабильного состояний определены условия сохранения реликтовых метангидратов в криолитозоне при палеоклиматическом сценарии с учетом периодов покровного оледенения и трансгрессии. Показано, что в результате эффекта самоконсервации при температурах ниже -4°C возможно сохранение реликтовых метангидратов в верхних 200 м грунта в неравновесных условиях. Эффект понижения температуры при диссоциации гидратов препятствует полному разложению залежи и приводит к увеличению мощности мерзлых пород.

Ключевые слова: реликтовые метангидраты, гидратонасыщенность, многолетнемерзлые породы, ледниковый период, численное моделирование.

DOI: 10.31857/S0002333723020047, **EDN:** LHIOTX

1. ВВЕДЕНИЕ

Согласно результатам расчетов с глобальными климатическими моделями пространственная структура современных изменений приповерхностной температуры имеет региональные максимумы, в частности, на севере Западной Сибири [Анисимов и др., 2004; Аржанов, Мохов, 2013]. Повышение температуры грунта и увеличение глубины активного слоя в конце XX–начале XXI вв. по данным наблюдений и результатам расчетов также характерны для этого региона [Павлов, Малкова, 2009]. Наблюдаемое потепление может приводить к изменениям термобарических условий внутримерзлотных реликтовых метангидратов, которые находятся выше современной границы зоны стабильности метангидратов (ЗСМГ) и чувствительны к изменению температуры вмещающих пород [Федосеев, 2006; Перлова и др., 2017; Аржанов и др., 2018]. Стабильность газовых гидратов в криолитозоне и на дне акваторий яв-

ляются важными факторами, влияющими на изменения климата в связи с возможностью выбросов значительного количества метана и других радиационно-активных парниковых газов, оказывающих влияние на состав атмосферы. В работах [Malakhova, 2009; Shakhova et al., 2010; Schaefer et al., 2014] отмечается, что нарушение устойчивости газогидратов может привести к росту эмиссий парниковых газов в атмосферу с усилением положительной обратной связи. Анализ ледниковых кернов для последних нескольких сотен тысяч лет показал, что с выбросами метана в атмосферу могли быть связаны значительные изменения приповерхностной температуры во время межледниковых периодов [Мохов и др., 2005].

Согласно результатам исследований грунты с высоким содержанием органического вещества, в том числе морские отложения, почвы озер и торфяников, могут накапливать значительные запасы углерода в зоне стабильности газовых гидра-

тов. В связи с этим скопления газогидратов могут быть приурочены к континентальному склону, зонам разломов, конусам выноса рек. Возможной причиной формирования гидратов в верхних горизонтах криолитозоны является барический фактор, вызванный, например, вышележащим ледниковым щитом или морской трансгрессией [Трофимук и др., 1986; Романовский, 1993; Chuvilin et al., 2000; Gavrilov et al., 2020]. Данные палеорекоonstrukций и результаты численного моделирования [Ingolfsson et al., 2008; Siegert, Dowdeswel, 2004; Lambeck et al., 2006; Gataullin et al., 2001; Kleman et al., 2013] показывают, что в регионе Ямала за последние 100 тыс. лет были периоды покровного оледенения около 95–80 и 70–59 тыс. лет назад, что могло привести к формированию газогидратов [Chuvilin et al., 2013; Arzhanov et al., 2020].

В результате повышения температуры грунта, газовые гидраты, находящиеся в мерзлых породах, могли оказаться выше современной границы зоны стабильности (на глубинах до 200 м) и сохраниться при отрицательных температурах при наличии порового льда. Так, при современных климатических условиях на севере Западной Сибири верхняя граница зоны стабильности метангидратов проходит на глубине 200–250 м, а мощность зоны стабильности достигает 250–300 м [Арэ, 1998; Баду, 2014; Перлова и др., 2017]. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что в поровом пространстве мерзлых пород метангидраты могут продолжительное время находиться в состоянии самоконсервации при отрицательной температуре, не превышающей -4°C [Chuvilin et al., 2018; Chuvilin, Davletshina, 2018]. Увеличение температуры грунта до критических для нарушения равновесия метастабильных метангидратов значений может быть связано с трансгрессиями после периодов оледенения, либо с наиболее теплыми периодами межледниковья, в частности, с оптимумом голоцена около 6 тыс. лет назад. Современное потепление также может привести к диссоциации находящихся вблизи поверхности газовых гидратов и быть одной из причин газовых выбросов в атмосферу. Так, начиная с 2014 г. на п-ве Ямал и в соседних регионах обнаружены воронки диаметром около 10–20 м со следами выброшенной породы, которые могут быть следствием повышения приповерхностной температуры и диссоциации неглубоких залежей реликтовых метангидратов [Кизяков и др., 2015; Богоявленский, Гарагаш, 2015; Оленченко и др., 2015; Лейбман, Кизяков, 2016; Kizyakov et al., 2017; Хименков и др., 2019; Chuvilin et al., 2021b]. В связи с этим важной задачей является оценка условий существования метангидратов в многолетнемерзлых породах при изменениях климата. Цель данной работы — изучение с использо-

ванием физико-математического моделирования процессов и условий образования, дестабилизации и существования реликтовых метангидратов на севере Западной Сибири (п-ов Ямал и прилегающие территории) в периоды покровного оледенения, трансгрессии и климатического оптимума в пределах последних 70 тыс. лет.

2. МЕТОДЫ

2.1. Моделирование температурного режима пород и термобарических условий

Для расчета температуры пород и термобарических условий существования газогидратов использовалась одномерная модель теплофизических процессов в грунте с учетом фазовых переходов между мерзлым и талым слоем и влияния снежного покрова [Malakhova, Eliseev, 2020]. В качестве входных данных (верхнее граничное условие) задавалась среднемесячная приповерхностная температура по расчетам с глобальной климатической моделью CLIMBER-2 [Ganopolski et al., 2010] для последних 70 тыс. лет. В связи с тем, что входные данные имеют низкое пространственное разрешение, рассматривался в целом север Западной Сибири (п-ов Ямал). Для этой области свойства пород характеризовались обобщенными теплофизическими характеристиками, соответствующими суглинку в том числе в Бованенковском, Харасавэйском и Новопортовском районах в верхних 100–200 м, а в отдельных скважинах до 300 м и более согласно данным бурения [Чувиллин и др., 1999; Баду, 2011; 2015]. Значения коэффициента теплопроводности талого и мерзлого суглинка принимались равными 1.3 и 1.7 Вт/(м · К) [Анисимов, 2012]. При расчете температуры грунта в случае нарушения условий стабильности метангидратов учитывалось, что процесс диссоциации газогидратов идет с поглощением тепла и снижением температуры на фронте диссоциации. Толщина слоя осадочных пород составляла 1500 м. Толщина снежного покрова в зимний период принималась средней для данного региона, равной 0.4 м. На нижней границе расчетной области задавался геотермальный поток 70 мВт/м², который соответствует повышенной интенсивности теплового потока, связанной с особенностями тектонического строения. По данным [Соин, 2013] в западной части полуострова Ямал расположена положительная геотермическая аномалия, продолжающаяся в акваторию Карского моря.

В условиях покровного оледенения около 70–60 тыс. лет назад рассчитывался теплоперенос в системе ледниковый щит–грунт. В этот период добавлялся слой, характеризующий ледниковый щит высотой до 500 м. Распространение тепла в

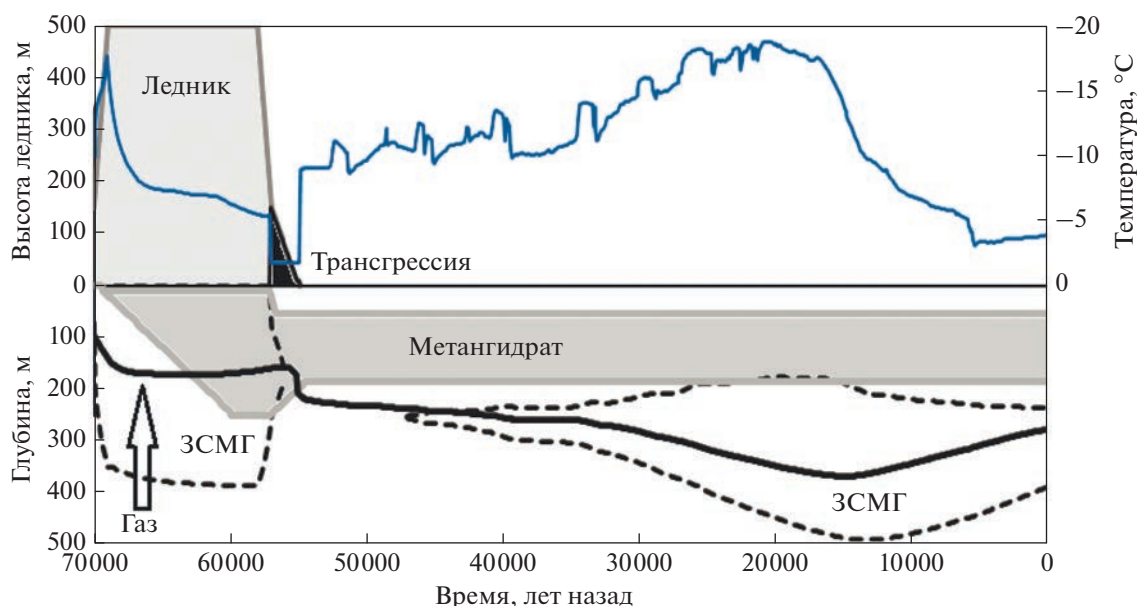


Рис. 1. Схема накопления метангидратов и перехода их в реликтовое состояние (область показана серым) с учетом палеосценария, включающего период покровного оледенения и трансгрессию. Синяя кривая — рассчитанная температура поверхности грунта, пунктир — зона стабильности метангидратов (ЗСМГ), черная кривая — рассчитанная глубина нижней границы многолетнемерзлых пород.

слое льда описывалось уравнением теплопроводности с учетом адвективной составляющей [Dahl-Jensen et al., 2003]. На нижней границе ледникового щита учитывался теплообмен с подстилающей поверхностью. Для температуры атмосферы по расчетам с моделью CLIMBER-2 над ледниковым щитом делалась поправка на высоту ледника. Результаты расчетов температуры основания ледникового щита и вертикального распределения температуры во льду сопоставлялись с данными наблюдений и результатами моделирования и представлены в работе [Arzhanov et al., 2019].

После разрушения ледникового щита учитывалась морская трансгрессия, обусловленная деформацией земной коры под влиянием ледовой нагрузки [Lambeck et al., 2006]. В период трансгрессии придонная температура считалась постоянной и равной -1.8°C . Продолжительность регионального затопления на полуострове Ямал после периода с покровным оледенением определялась временем восстановления изостатического равновесия согласно работе [Conrad, Behn, 2010], составляющим 2 тыс. лет при высоте ледника 500 м. Предполагалось также, что покровному оледенению около 70 тыс. лет назад предшествовала длительная трансгрессия моря, обусловленная оледенением 95–80 тыс. лет назад [Аржанов и др., 2018; Arzhanov et al., 2020]. В связи с этим начальное распределение температуры в грунте определялось решением стационарного уравнения теплопереноса для приповерхностной температуры

-1.8°C и геотермального потока на нижней границе области 70 мВт/м^2 .

Рассчитанная температура подстилающей поверхности, в том числе под ледниковым щитом в период оледенения 70–60 тыс. лет назад и в период последующей трансгрессии показана на рис. 1. В периоды оледенений при понижении приповерхностной температуры отмечается увеличение температуры грунта на $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$ у основания ледового щита относительно температуры воздуха за счет теплоизолирующего воздействия ледника. Наибольшие значения температуры поверхности (-1.8°C) в пределах последних 70 тыс. лет достигаются в периоды трансгрессии.

Результаты расчета термического состояния пород использовались для оценки термодинамических границ ЗСМГ. При моделировании эволюции зоны стабильности метангидратов использовались уравнения равновесного существования гидрата метана в талом и мерзлом грунте [Moridis, 2003]. Предполагалось, что в верхних слоях земной коры градиент давления соответствует гидростатическому, что подтверждается данными бурения на нефтяных месторождениях в том числе в регионах криолитозоны (Купарук и Прадхо-Бей, Аляска) [Collett et al., 1987; Истомин, Якушев, 1992]. При покровном оледенении это давление увеличивалось за счет дополнительного влияния ледового щита, а в ходе трансгрессий — за счет толщи воды. Схема гидратонакопления и сохранения метангидратов в реликтовом

состоянии с учетом описанного климатического палеосценария для севера Западной Сибири за последние 70 тыс. лет приведена на рис. 1.

2.2. Модель накопления газовых гидратов

Формирование гидратов может происходить при достижении соответствующих термобарических условий в водонасыщенных породах с высоким газосодержанием либо в результате миграции газа или газонасыщенного флюида из нижележащих газоносных слоев в зону стабильности гидрата. При построении геологической модели рассматривались различные механизмы формирования газовых скоплений в ЗСМГ [Истомин, Якушев, 1992]. Согласно результатам исследований газопроявлений из многолетнемерзлых пород в интервале криолитозоны могут формироваться и длительное время существовать газовые и газогидратные скопления различного генезиса, в том числе биогенного и катагенетического [Якушев, 2015]. Север Западной Сибири (Ямалская область) характеризуется чрезвычайно высокими объемами газа: в открытых месторождениях сосредоточено более 90% начальных запасов [Мирзаджанзаде и др., 2004], составляющих около 1.5 млрд т [Скоробогатов и др., 2003]. Крупнейшие газоконденсатные залежи открыты на Бованенковском, Малыгинском и Северо-Тамбейском месторождениях. Согласно результатам бурения характерные глубины кровли нефтегазоносных комплексов составляют 350–1300 м (альб-сеноманский) и 800–1000 м (нижне-среднеюрский) [Скоробогатов и др., 2003]. Результаты изотопного анализа залежей ряда месторождений Ямала показали широкий диапазон изменений $\delta^{13}\text{C}$ от -38.8 до -65.36‰ : тяжелый -38.8‰ на Нейтинском месторождении за счет миграции абиогенного газа из нижнего мела и юры; от -47.54 до -56.5‰ (катагенетический и биогенный) на Бованенковском, Арктическом и Харасавэйском месторождениях; легкий -65.36‰ (биогенный) в практически ненарушенном разломами Малыгинском месторождении [Дворецкий и др., 2000; Якушев, 2009; Богоявленский, Богоявленский, 2019]. В работах [Kuzin, 1990; Хименков и др., 2018; Богоявленский, Богоявленский, 2019] отмечается миграция газонасыщенного флюида в том числе из углеводородных залежей, расположенных ниже многолетнемерзлых пород. Исследования в Купарук и Прадхо-Бей показали, что метангидраты над нефтяными месторождениями содержат газ, мигрировавший в верхние слои в сочетании с биогенным газом, выделившимся при разложении органического вещества [Истомин, Якушев, 1992]. На основании этих данных предполагалось, что формирование метангидратов могло происходить в том числе за счет мигра-

ции газонасыщенного флюида из углеводородных залежей вверх по разрезу в ЗСМГ (рис. 1). Поскольку вертикальные градиенты, в том числе градиент температуры, значительно превосходят горизонтальные, рассматривалась одномерная задача изотермического переноса газонасыщенного флюида через пористую среду от источника (газонасыщенного слоя) к поверхности грунта в зону стабильности газогидрата под действием градиента давления [Якушев и др., 2003; Dvornikov et al., 2019]. Учитывалось, что формирование газогидратов происходит в условиях покровного оледенения, когда в результате увеличения мощности ледникового щита, приводящего к росту давления, увеличивается содержание растворенного газа во флюиде. Согласно результатам полевых исследований, подобный механизм миграции отмечается в регионе Ямала и при современных условиях [Богоявленский, 2014].

Предполагалось, что накопление гидратов за счет газа из флюида происходит при выполнении термобарических условий стабильности метангидратов. Для этой области принималось условие локального термодинамического равновесия фаз гидрат–флюид в порах. Также предполагалось, что пористая среда однородна и изотропна по проницаемости, пористость среды линейно зависит от давления, перенос флюида подчиняется закону Дарси. Предположение об однородном составе и свойствах пород позволяет получить аналитическое решение уравнения пьезопроводности для расчета порового давления и скорости гидратонакопления. Расчет изменения гидратонасыщенности проводился с использованием модели из работы [Суетнова, 2016]:

$$\frac{\partial h(z, t)}{\partial t} = \rho_f \nabla (v(z, t) c_{eq}) / (m \rho_f c_h), \quad (1)$$

где: $h(z, t)$ – гидратонасыщенность; $v(z, t)$ – скорость фильтрации флюида; c_{eq} – равновесная концентрация газа в насыщающем флюиде; m – пористость грунта; ρ_h – плотность гидрата; ρ_f – плотность флюида; z – глубина; t – время. Учитывалось, что концентрация растворенного метана в слое накопления гидрата приближается к равновесному значению. Расчет равновесной концентрации метана во флюиде проводился согласно работе [Суетнова и др., 2018]. Предполагалось, что коэффициент проницаемости грунта постоянен и не зависит от гидратонасыщенности [Суетнова, 2016]. При этом не учитывается снижение проницаемости в связи с формированием гидратов, а также с фазовыми изменениями порового раствора [Chuvilin et al., 2021a]. В частности, согласно данным лабораторных исследований для талых и мерзлых образцов грунта в зависимости от влагонасыщенности и содержания льда значения проницаемости могут различаться на два порядка и более. Кроме того, проницаемость пород

зависит от ряда параметров, в том числе минералогического состава пород (влияющего на смачиваемость, т.е. взаимодействие молекул флюида с молекулами поверхности минералов), размеров зерен породы, формы (конфигурации) пор, наличия микро и макро трещин [Скоробогатов и др., 2003]. В связи с этим для учета изменения скорости фильтрации и, соответственно, скорости гидратонакопления от проницаемости пород в работе проводились расчеты с различными значениями коэффициента проницаемости грунтов согласно работе [Chuvilin et al., 2021a].

Положение границ зоны стабильности метангидратов определялось в зависимости от давления и температуры с параметрами равновесных фазовых кривых термобарического состояния согласно [Moridis, 2003]. Градиент температуры грунта рассчитывался для талой и мерзлой областей с соответствующими коэффициентами теплопроводности в зависимости от температуры поверхности грунта и теплового потока на нижней границе расчетной области.

В проведенных расчетах задавались высота ледникового щита, проницаемость грунта, плотности флюида и льда, а также значения концентрации газа в гидрате и флюиде. На верхней границе расчетной области, совпадающей с поверхностью грунта, задавались температура и давление, определяемое с учетом высоты ледника h_i и плотности льда ρ_i : $P_i = \rho_i g h_i$. На нижней границе расчетной области давление насыщенного флюида определялось как сумма давления ледника P_i и гидростатического давления.

2.3. Моделирование разрушения газогидратной залежи

Разрушение ледника приводит к снижению давления в грунте и нарушению условий устойчивого существования гидрата. Рассматривался одномерный процесс разложения газогидратов в пористой среде. На каждом шаге по времени проверялась стабильность гидратов путем сравнения рассчитанной температуры (T) на каждой глубине с температурой диссоциации гидратов на этой глубине (T_{diss}) [Moridis, 2003].

Гидраты начинают диссоциировать, когда T превышает T_{diss} . Диссоциация газовых гидратов, как и таяние льда, включает фазовый переход и идет с поглощением тепла. В проведенных расчетах был принят упрощенный подход для учета поглощения скрытой теплоты, известный как метод интеграции тепла [Hu, Arguoropoulos, 1996; Шагапов, Мусакаев, 2016]. Предполагалось, что в процессе нарушения условий стабильного существования гидрата формируется фронт диссоциации. На фронте температура принималась равной

температуре диссоциации гидрата T_{diss} . Потери тепла учитывались добавлением слагаемого $s(z, t)$ в уравнение теплопроводности:

$$\rho C \partial T(z, t) / \partial t = (\partial / \partial z) (\lambda \partial T(z, t) / \partial z) + s(z, t). \quad (2)$$

Тепло необходимое для полного разложения газогидрата, находящегося в единице объема пород, составляет величину порядка $m h \rho_h L_h$, где m , h , ρ_h , L_h — соответственно пористость, гидратонасыщенность, плотность, удельная теплота разложения газогидрата ($L_h = 430$ кДж/кг), λ — теплопроводность грунта на соответствующей глубине.

На глубине диссоциации гидрата, грунт отдает количество тепла, равное $\rho C \Delta T = \rho C (T - T_{diss})$ (ρC — объемная теплоемкость грунта, в Дж/м³К). Полагая, что отбираемое тепло расходуется на разложение газогидрата, можем записать условие баланса тепла:

$$\rho C \Delta T = m \rho_h L_h (h(t) - h(t+1)).$$

Следовательно, чтобы температурного запаса ΔT слоя грунта хватило на полное разложение газогидрата, $h(t) = 0$, должно выполняться условие:

$$\rho C \Delta T / m \rho_h L_h \geq h(t). \quad (3)$$

Таким образом, если исходная гидратонасыщенность меньше этого значения, то теплового запаса грунта достаточно для полного разложения гидрата находящегося в поровом пространстве за один шаг по времени. Если же условие (3) не выполняется, то температурный запас ΔT идет лишь на снижение гидратонасыщенности. Изменение гидратонасыщенности во время этого процесса аппроксимировалось следующим образом:

$$h(t+1) = h(t) - \rho C \Delta T / m \rho_h L_h.$$

Слагаемое, описывающее потери тепла в уравнении (2) зависит от теплоты диссоциации газогидрата и интенсивности его разложения:

$$s(z, t) = -m \rho_h L_h \partial h(t) / \partial t.$$

В проведенном исследовании предполагалось, что диссоциация газовых гидратов — эндотермическая реакция, которая потребляет тепло и, таким образом, снижает скорость диссоциации при потеплении. При диссоциации газовых гидратов также выделяется свободный газ, который увеличивает давление вокруг фронта диссоциации, и может повлиять на подвижность газа в отложениях. Данный процесс также стабилизирует газовые гидраты. Эта динамика не включена в настоящее исследование и требует совместного гидравлического, термодинамического и геомеханического моделирования. В работе [Stranne et al., 2016] на основе математического моделирования показано, что разложение гидратов метана в отложениях с проницаемостью от 0.1 до 10 мД приводит к умеренному повышению избыточного порового дав-

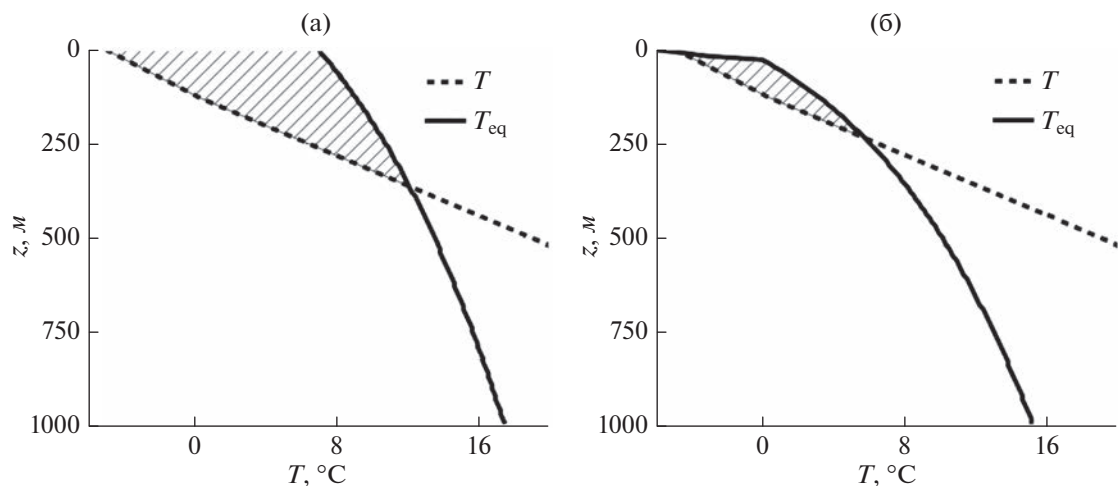


Рис. 2. Рассчитанная на основе профиля температуры грунта T (пунктир) и равновесной кривой метангидратов T_{eq} (сплошная линия) зона стабильности (заштрихованная область) при мощности ледникового щита 500 м (а) и 200 м (б).

ления (~ 0.1 МПа), что добавляет к фазе диссоциации гидрата от 2 до 12 лет. Поскольку в настоящем исследовании рассматривались отложения с проницаемостью более 0.1 мД, предполагалось, что влияние изменения порового давления незначительно и учитывалась только эндотермическая реакция диссоциации гидратов метана.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

3.1. Оценки накопления метангидратов в условиях покровного оледенения

Расчеты скорости гидратонакопления были проведены при значениях мощности ледникового щита от 100 до 500 м и температуре поверхности грунта под ледником от -5 до 0°C . Глубина от поверхности грунта до источника (газонасыщенного слоя) задавалась в пределах 500–1000 м согласно данным разрезов газоносных структур на севере Западной Сибири [Бадю, 2014]. Физические характеристики флюида и метангидратов были выбраны согласно [Якушев и др., 2003; Суетнова, 2016]. Значения коэффициента проницаемости грунта задавались равными 0.2, 0.5 и 1.0 мД в соответствии с данными работы [Скоробогатов и др., 2003] для региона Ямала. Учитывалось, что вне границ зоны стабильности гидраты не могут формироваться.

На рис. 2 представлены результаты расчета границ зоны стабильности метангидратов. Анализ результатов показал, что в условиях покровного оледенения при мощности ледникового щита более 300 м, температуре поверхности грунта под ледником ниже 0°C и тепловом потоке, в том числе повышенной интенсивности (70 мВт/м²), вблизи поверхности грунта (на глубинах от нескольких метров до 100 м и более) создаются усло-

вия для формирования метангидратов (рис. 2а). С уменьшением мощности ледникового щита или с ростом интенсивности теплового потока нижняя граница зоны стабильности метангидратов поднимается к поверхности грунта, а глубина верхней границы увеличивается. При мощности ледникового щита 200 м и температуре основания -5°C может произойти отрыв верхней границы зоны стабильности от поверхности грунта (рис. 2б).

Оценена скорость фильтрации газонасыщенного флюида из нижележащих газоносных слоев в зону стабильности гидрата. Полученные значения скорости фильтрации флюида (скорость Дарси) составляют 0.2×10^{-8} , 0.5×10^{-8} и 1.0×10^{-8} м/с при значениях коэффициента проницаемости грунта 0.2, 0.5 и 1.0 мД, соответственно. Время выхода скорости фильтрации на стационарный режим увеличивается при увеличении глубины до газоносного слоя и при уменьшении проницаемости грунта от 2.5×10^7 с при глубине 500 м и коэффициенте проницаемости 1.0 мД до 5×10^8 с при глубине 1000 м и коэффициенте проницаемости 0.2 мД. Полученные результаты показывают, что время установления стационарного режима намного меньше продолжительности рассматриваемых периодов оледенения, составляющих от нескольких тысяч до 10 тыс. лет. Это позволяет применять данный подход для оценки гидратонасыщенности пород за счет миграции газонасыщенного флюида из нижележащих газоносных слоев в условиях оледенения.

Скорость накопления гидрата зависит от равновесной концентрации газа во флюиде и пропорциональна градиенту температуры грунта. Полученные оценки скорости накопления газогидратов в поровом пространстве (dh/dt) в зави-

симости от фазового состояния почвенной влаги (вода/лед) составляют $1.7 \times 10^{-13} \text{ с}^{-1}$ для мерзлого грунта и $2.4 \times 10^{-13} \text{ с}^{-1}$ для талого грунта при коэффициенте проницаемости грунта 0.2 мД. При коэффициенте проницаемости грунта 0.5 мД скорость накопления гидрата в мерзлом и талом грунте составляет 4.25×10^{-13} и $6.0 \times 10^{-13} \text{ с}^{-1}$, соответственно. При увеличении коэффициента проницаемости грунта до 1.0 мД скорость накопления гидрата увеличивается до 8.5×10^{-13} и $12.0 \times 10^{-13} \text{ с}^{-1}$ в мерзлом и талом грунте, соответственно. Если такая скорость накопления гидратов поддерживается в течение времени, сопоставимого с продолжительностью рассматриваемого периода оледенения (около 10 тыс. лет), гидратонасыщенность пород может достигать 6–8% при коэффициенте проницаемости грунта 0.2 мД, 15–20% при коэффициенте проницаемости 0.5 мД и 30–40% при коэффициенте проницаемости 1.0 мД в верхних 370 м при высоте ледника 500 м и температуре основания -5°C (рис. 3). При этом следует учитывать, что в результате формирования гидрата снижается проницаемость пород, что приводит к уменьшению скорости гидратонакопления. Также продолжительность периода поступления (миграции) газонасыщенного флюида неизвестна, в связи с чем реальные значения гидратонасыщенности могут быть меньше рассчитанных величин.

3.2. Оценки изменения гидратонасыщенности пород при нарушении термобарических условий

С использованием полученных значений гидратонасыщенности пород проведено моделирование температурного режима пород с расчетом термобарических условий в пределах последних 70 тыс. лет. Учитывается образование гидратов метана в период оледенения и дальнейшее их разложение при нарушении термобарических условий существования под влиянием изменения поверхностной температуры пород (см. рис. 1). В численном эксперименте Н8 предполагается, что в период 70–57 тыс. лет назад под влиянием ледника происходит гидратонакопление в верхнем слое грунта на глубине 5–380 м. Согласно полученным результатам по расчетам скорости гидратонакопления, гидратонасыщенность пород принимается равной 6–8%.

Изменение мощности многолетнемерзлых пород за последние 70 тыс. лет, по результатам численного эксперимента Н8 представлено на рис. 4. Мощность многолетнемерзлых пород минимальна в период оледенения и при трансгрессии и составила 150–170 м. В период последнего ледникового максимума (около 20 тыс. лет назад) мощность мерзлых пород достигает максимума и составила 350 м. Последующее потепление с мак-

симумом в оптимуме голоцена (около 6 тыс. лет назад) приводит к росту температуры грунта и оттаиванию мерзлого слоя. По модельным оценкам мощность многолетнемерзлых пород в современный период по результатам эксперимента Н8 составила 250 м, что согласуется с оценками наблюдаемой мощности в регионе при увеличенном геотермальном потоке [Бадю, 2014]. На рис. 5а показана эволюция гидратонасыщенности грунта, полученная в численном эксперименте Н8. Повышение температуры поверхности грунта в результате затопления 57–55 тыс. лет назад способствует быстрому повышению температуры мерзлого слоя и нарушению условий существования газогидратов. В этот период толщина гидратной залежи, сформировавшейся под влиянием ледника в мерзлом грунте, начинает быстро уменьшаться со стороны верхней и нижней границы. Газогидратная залежь с гидратонасыщенностью 6–8% полностью разрушается в течение 2 тыс. лет.

В численном эксперименте Н20 предполагается более высокая проницаемость пород, что приводит к увеличению скорости гидратонакопления (рис. 3в, 3г), и гидратонасыщенность пород принимается равной 15–20% (рис. 5в). Как и в эксперименте Н8 трансгрессия способствует нарушению термобарических условий и частичной диссоциации гидратной залежи со стороны нижней и верхней границ в Н20 (рис. 5в). Разложение гидрата является эндотермическим процессом и происходит с поглощением тепла, что приводит к охлаждению грунта и замедлению диссоциации. Более высокая гидратонасыщенность залежи требует большего времени разложения, что способствует более длительному охлаждению пород вблизи фронта разложения. В результате в эксперименте Н20 получен более мощный слой многолетнемерзлых пород 55–35 тысяч лет назад (рис. 4). Более низкая температура пород способствует сохранению ЗСМГ в период трансгрессии (рис. 5в). Через 2.5 тысячи лет после трансгрессии разложение газогидрата прекращается, и он сохраняется на глубине 247–270 м в стабильном состоянии. Потепление в период оптимума голоцена приводит к заглублению верхней границы ЗСМГ до 240 м. Поэтому реликтовые гидраты на глубине от 247 м сохраняются и в современных условиях. По модельным оценкам в эксперименте Н20 мощность многолетнемерзлых пород в современный период составила 254 м (рис. 4), что на 4 м больше, чем в Н8.

В численном эксперименте Н40 гидратонасыщенность пород принимается равной 30–40% (рис. 5д). Как и в эксперименте Н20 трансгрессия способствует нарушению термобарических условий и частичной диссоциации гидратной залежи со стороны нижней и верхней границ в Н40 (рис. 5д). Как и в Н20 увеличение времени разложения гид-

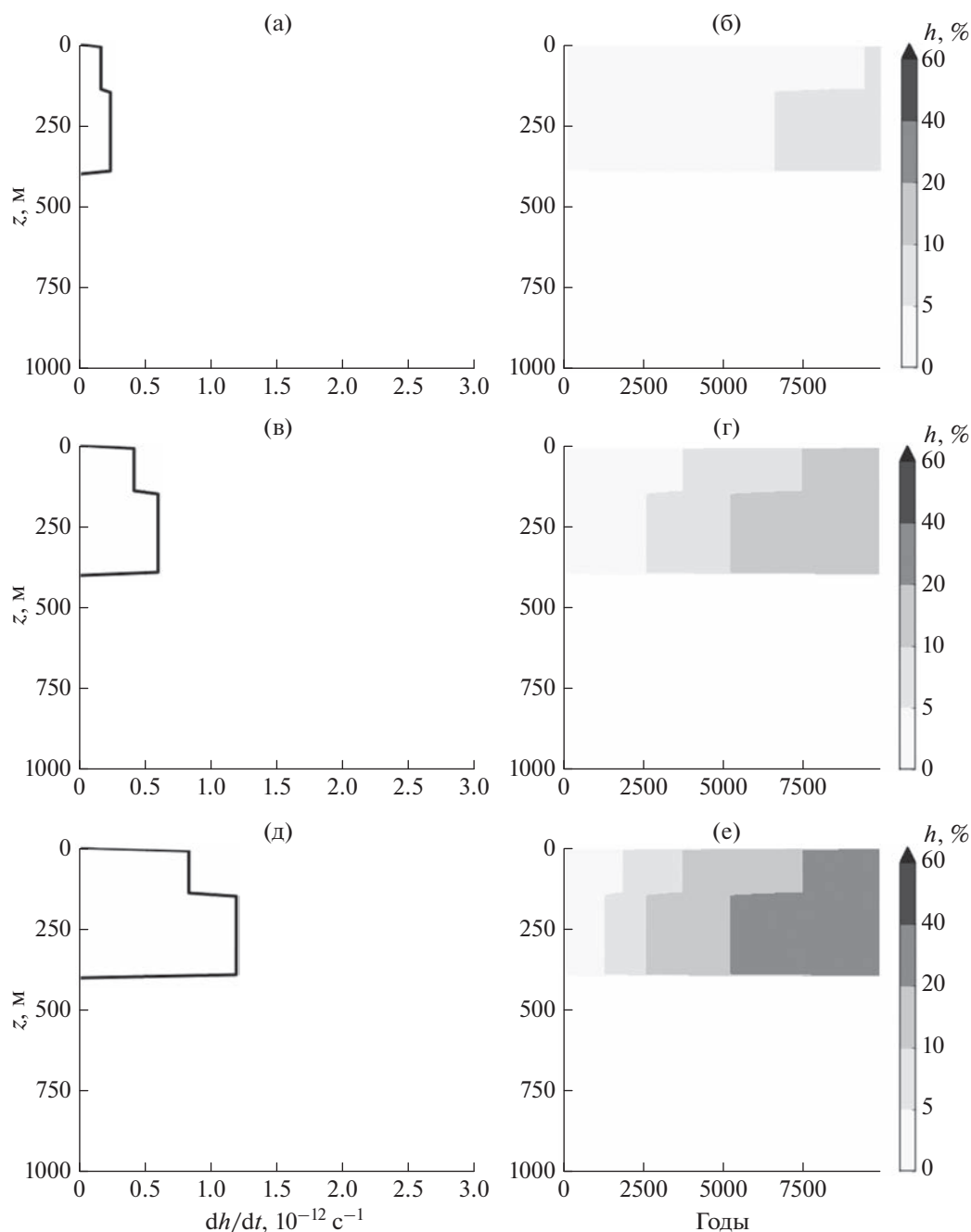


Рис. 3. Рассчитанная скорость гидратонакопления dh/dt и изменение гидратонасыщенности h пород на протяжении периода оледенения при мощности ледника 500 м, температуре поверхности грунта -5°C , теплового потока 70 мВт/м^2 и коэффициентах проницаемости грунта 0.2 (а), (б); 0.5 (в), (г); 1.0 мД (д), (е).

рата приводит к сохранению ЗСМГ в период трансгрессии (рис. 5д) и увеличению мощности мерзлого слоя 55–35 тысяч лет назад (рис. 4). Реликтовые газогидраты сохраняются на глубине 240–290 м в стабильном состоянии. Рассчитанная мощность многолетнемерзлых пород в современный период в эксперименте Н40 составила 256 м (рис. 4).

На основе экспериментальных исследований предполагается, что разложение гидрата при температуре ниже -4°C происходит не полностью и гидраты могут оставаться устойчивыми вне области термодинамической стабильности за счет образования на поверхности гидратных частиц ледяной пленки [Chuvilin et al., 2018]. Лед препятствует выделению газа из гидратов. Данное состояние получило название эффекта самокон-

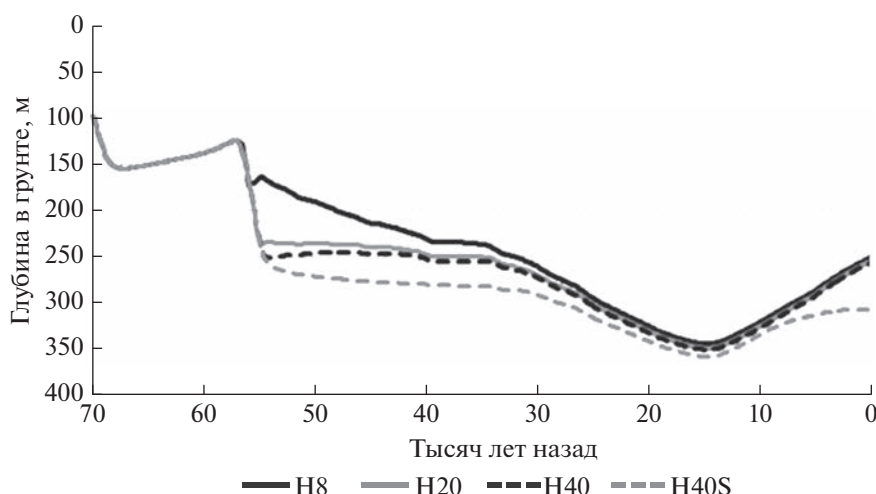


Рис. 4. Рассчитанная мощность многолетнемерзлого слоя в численных экспериментах Н8 (черная кривая), Н20 (серая кривая), Н40 (черная пунктирная кривая) и Н40S (серая пунктирная кривая).

сервации [Истомин и др., 2006]. Экспериментальное исследование диссоциации поровых газогидратных образований в мерзлых породах при давлении ниже равновесного показало, что после периода интенсивного разложения происходит затухание процесса и в результате эффекта самоконсервации часть неразложившегося порового гидрата может сохраняться продолжительное время [Chuvilin et al., 2018]. Полученные в экспериментальных работах значения коэффициента самоконсервации, характеризующего долю сохранившегося гидрата метана, составляют около 30% (0.26–0.27 [Chuvilin et al., 2013]). В связи с этим в численных экспериментах Н8S, Н20S и Н40S предполагалось, что при температуре грунта ниже -4°C процесс диссоциации затухает и 30% порового гидрата сохраняется, пока не происходит дополнительное повышение температуры пород. Согласно полученным результатам за счет эффекта самоконсервации возможно сохранение метастабильных реликтовых гидратов метана с остаточной гидратонасыщенностью 2% на глубине 20–70 м в грунте в Н8S (рис. 5б); 7% на глубине 20–100 м в Н20S (рис. 5г) и 10–13% на глубине 10–200 м в Н40S (рис. 5е). Значения глубины залегания реликтовых метангидратов в рассматриваемом регионе согласуются с оценками на основе данных наблюдений (10–210 м) в работе [Перлова и др., 2017] и результатами экспериментального и численного моделирования в работе [Chuvilin et al., 2013; Arzhanov et al., 2020].

При моделировании разложения залежи метангидрата с учетом эффекта самоконсервации в Н40S получены более низкие по сравнению с экспериментом Н40 значения температуры грунта. Эффект понижения температуры грунта приводит к сокращению времени разложения гидра-

тов на глубине от 200 м в период трансгрессии (рис. 5е). В численном эксперименте Н40S после периода трансгрессии мощность залежи стабильных гидратов составляет 80 м, что превышает аналогичные значения в эксперименте Н40 (50 м). Также в эксперименте Н40S получено увеличение мощности зоны стабильности метангидратов по сравнению с Н40. Мощность многолетнемерзлых пород в эксперименте Н40S в современный период составила 306 м (рис. 4), что на 50 м больше, чем в Н40.

Согласно результатам моделирования с учетом эффекта самоконсервации в современных климатических условиях в верхних 10–200 м (выше современной границы зоны стабильности гидратов) могут сохраняться реликтовые метангидраты. При этом эффект понижения температуры в результате диссоциации гидратов препятствует полному разложению залежи и приводит к увеличению мощности зоны стабильности и толщи мерзлых пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С использованием модели процессов теплопереноса в грунте проведено моделирование термического режима пород и определены термобарические условия формирования и перехода в реликтовое состояние метангидратов выше современной границы зоны стабильности в многолетнемерзлых породах на севере Западной Сибири (п-в Ямал и прилегающие территории). Внешнее воздействие в пределах последних 70 тыс. лет задавалось на основе палеоклиматического сценария с учетом периодов покровного оледенения, трансгрессии и приповерхностного потепления, в частности, в оптимуме голоцена.

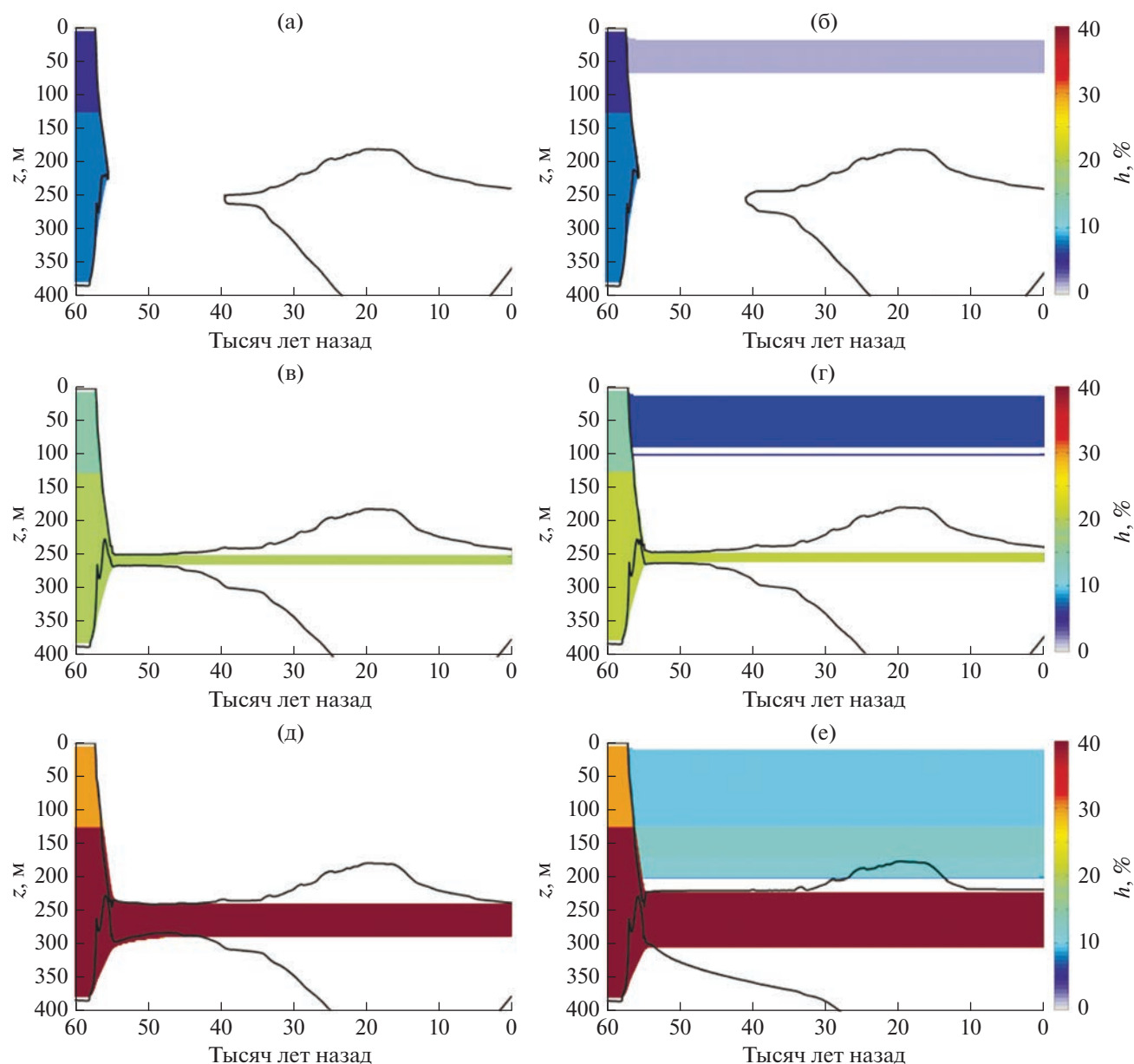


Рис. 5. Изменение гидратонасыщенности грунта по результатам расчетов без учета самоконсервации Н8 (а), Н20 (в), Н40 (д) и с учетом самоконсервации метангидратов Н8S (б), Н20S (г), Н40S (е).

Определена область формирования метангидратов и оценена скорость гидратонакопления при миграции газонасыщенного флюида из нижележащих газонасыщенных слоев в условиях покровного оледенения. При мощности ледникового щита более 300 м, температуре поверхности грунта под ледником не превышающей 0°C верхняя граница области формирования метангидратов начинается от поверхности грунта, в том числе при тепловом потоке повышенной интенсивности. Полученные оценки изменения гидратонасыщенности в результате миграции газонасыщенного флюида за период оледенения продолжитель-

ностью 10 тыс. лет в зависимости от физических характеристик пород составляют от 6 до 40% на глубине до 350 м.

На основе количественных характеристик экспериментально полученных P -, T -кривых равновесного состояния гидрата [Moridis, 2003] проанализированы условия дестабилизации метангидратов в пределах последних 70 тыс. лет. Показано, что в период трансгрессии около 57–55 тыс. лет назад, когда в области формирования гидратов достигалась наиболее высокая температура грунта (до -1.8°C), метангидратная залежь с гидратонасыщенностью менее 10% может полностью разло-

житься. При более высокой гидратонасыщенности эффект понижения температуры при диссоциации гидратов препятствует полному разложению залежи. В этом случае сформированные в период оледенения гидраты могут сохраниться до наших дней в толще мерзлых пород выше современной границы зоны стабильности на глубинах 10–200 м за счет эффекта самоконсервации при температуре пород ниже -4°C .

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Расчет гидратонасыщенности пород проведен в рамках проекта РНФ № 19-17-00240, оценки условий формирования и дестабилизации метангидратов получены в рамках проекта РНФ № 21-17-00012.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов О.А.* Континентальная многолетняя мерзлота. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А., Малкова Г.В., Мяч Л.Т., Павлов А.В., Романовский В.А., Стрелецкий Д.А., Холодов А.Л., Шикломанов Н.И. (ред.). М.: НИЦ Плана-та. 2012. 512 с.
- Анисимов О.А., Величко А.А., Демченко П.Ф., Елисеев А.В., Мохов И.И., Нечаев В.П.* Влияние изменений климата на вечную мерзлоту в прошлом, настоящем и будущем // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 38. № 1. С. 25–39.
- Аржанов М.М., Малахова В.В., Мохов И.И.* Условия формирования и диссоциации метангидратов в течение последних 130 тысяч лет по модельным расчетам // Докл. РАН. 2018. Т. 480. № 6. С. 725–729.
- Аржанов М.М., Мохов И.И.* Температурные тренды в многолетнемерзлых грунтах Северного полушария: Сравнение модельных расчетов с данными наблюдений // Докл. РАН. 2013. Т. 449. № 1. С. 87–92.
- Арэ Ф.Э.* Проблема эмиссии глубинных газов в атмосферу // Криосфера Земли. 1998. Т. II. № 4. С. 42–50.
- Баду Ю.Б.* Геологическое строение криогенной толщи севера Западной Сибири // Инженерная геокриология. 2011. С. 40–55.
- Баду Ю.Б.* Влияние газоносных структур на мощность криогенной толщи Ямала // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 3. С. 11–22.
- Баду Ю.Б.* Льдистость пород криогенной толщи газоносных структур северного Ямала // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 3. С. 10–19.
- Богоявленский В.И.* Угроза катастрофических выбросов газа из криолитозоны Арктики. Воронки Ямала и Таймыра // Бурение и нефть. 2014. № 9. С. 13–18.
- Богоявленский В.И., Гарагаш И.А.* Обоснование процесса образования кратеров газового выброса в Арктике математическим моделированием // Арктика: экология и экономика. 2015. Т. 19. № 3. С. 12–17.
- Богоявленский В.И., Богоявленский И.В.* Формирование залежей углеводородов в верхней части разреза и кратеров выбросов газа // Neftegaz.ru. 2019. Т. 85. № 1. С. 48–55.
- Дворецкий П.И.* Изотопный состав природных газов севера Западной Сибири. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений / Дворецкий П.И., Гончаров В.С., Есиков А.Д. и др. (ред.) М.: ИРЦ Газпром. 2000. 81 с.
- Истомин В.А., Якушев В.С.* Газовые гидраты в природных условиях. М.: Недра. 1992. 236 с.
- Истомин В.А., Якушев В.С., Махонина Н.А., Квон В.Г., Чувилин Е.М.* Эффект самоконсервации газовых гидратов // Газовая промышленность. 2006. № 4. С. 36–46.
- Кизяков А.И., Сонюшкин А.В., Лейбман М.О., Зимин М.В., Хомутов А.В.* Геоморфологические условия образования воронки газового выброса и динамика этой формы на центральном Ямале // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 2. С. 15–25.
- Лейбман М.О., Кизяков А.И.* Новый природный феномен в зоне вечной мерзлоты // Природа. 2016. № 2. С. 15–24.
- Мирзаджанзаде А.Х., Хасанов М.М., Бахтизин Р.Н.* Моделирование процессов нефтегазодобычи. Нелинейность, неравновесность, неопределенность. Москва-Ижевск: Институт компьютерных исследований. 2004. 368 с.
- Мохов И.И., Безверхний В.А., Карпенко А.А.* Диагностика взаимных изменений содержания парниковых газов и температурного режима атмосферы по палеоре-конструкциям для антарктической станции Восток // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 5. С. 579–592.
- Оленченко В.В., Синицкий А.И., Антонов Е.Ю., Ельцов И.Н., Кушнаренок О.Н., Плотников А.Е., Потапов В.В., Эпов М.И.* Результаты геофизических исследований территории геологического новообразования “Ямальский кратер” // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 4. С. 94–106.
- Павлов А.В., Малкова Г.В.* Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 32–39.
- Перлова Е.В., Микляева Е.С., Леонов С.А., Ткачева Е.В., Ухова Ю.А.* Газовые гидраты полуострова Ямал и прилегающего шельфа Карского моря как осложняющий фактор освоения региона // Вестник газовой науки. 2017. Т. 31. № 3. С. 255–262.
- Романовский Н.Н.* Основы криогенеза литосферы. М.: изд-во МГУ. 1993. 336 с.
- Скоробогатов В.А., Строганов Л.В., Копеев В.Д.* Геологическое строение и газонефтеносность Ямала. М.: Недра. 2003. 351 с.
- Соин Д.А., Скоробогатов В.А.* Термобарические условия газонефтеносности северных районов Западной Сибири (суша и шельф) // Вести газовой науки. 2013. Т. 16. № 5. С. 59–65.
- Суетнова Е.И.* Аккумуляция газовых гидратов в окрестностях подводных грязевых вулканов // Геофизическое исследование. 2016. Т. 17. № 4. С. 37–46.
- Суетнова Е.И., Собисевич А.Л., Жостков Р.А.* Эволюция скоплений поддонных газовых гидратов, обусловленная некоторыми особенностями фильтрационных

процессов в глубинных структурах подводных грязевых вулканов // Актуальные проблемы нефти и газа. 2018. Т. 23. № 4. С. 1–6.

Трофимук А.А., Макогон Ю.Ф., Якушев В.С. Влияние динамики зон гидратообразования на температурный режим горных пород в области распространения криолитозоны // Геология и геофизика. 1986. № 11. С. 3–10.

Федосеев С.М. Газовые гидраты криолитозоны // Наука и образование. 2006. Т. 41. № 1. С. 22–27.

Хименков А.Н., Сергеев Д.О., Власов А.Н., Волков-Богородский Д.Б. Взрывные процессы в области распространения многолетнемерзлых пород – новый вид геокриологической опасности // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2019. № 6. С. 30–41.

Хименков А.Н., Власов А.Н., Волков-Богородский Д.Б., Сергеев Д.О., Станиловская Ю.В. Флюидодинамические геосистемы в криолитозоне. 2 Часть Криолитодинамические и криогазодинамические геосистемы // Арктика и Антарктика. 2018. № 2. С. 48–70.

Чувиллин Е.М., Якушев В.С., Перлова Е.В., Кондаков В.В. Газовая компонента толщ мерзлых пород в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения (полуостров Ямал) // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 4. С. 522–524.

Шагапов В.Ш., Мусакаев Н.Г. Динамика образования и разложения гидратов в системах добычи, транспортировки и хранения газа. М.: Наука. 2016. 240 с.

Якушев В. С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. М.: ВНИИГАЗ. 2009. 192 с.

Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А., Чувиллин Е.М., Козлова Е.В. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // Рос. Хим. ж. 2003. Т. XLVII. № 3. С. 80–90.

Якушев В.С. Генетические типы углеводородных газов в многолетнемерзлых толщах // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 3. С. 71–76.

Arzhanov M.M., Malakhova V.V., Mokhov I.I. The effect of ice sheets on the thermal state of the permafrost and the methane hydrates // Proceedings of SPIE. 2019. V. 11208. P. 173.

Arzhanov M.M., Malakhova V.V., Mokhov I.I. Modeling thermal regime and evolution of the methane hydrate stability zone of the Yamal peninsula permafrost // Permafrost and Periglacial Processes. 2020. V. 31. P. 487–496.

Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V. Dissociation and self-preservation of gas hydrates in permafrost // Geosciences. 2018. V. 8. P. 431–442.

Chuvilin E., Davletshina D. Formation and accumulation of pore methane hydrates in permafrost: experimental modeling // Geosciences. 2018. V. 8. P. 467–481.

Chuvilin E., Grebenkin S., Zhmaev M. Gas Permeability of Sandy Sediments: Effects of phase changes in pore ice and gas hydrates // Energy and Fuels. 2021a. V. 35. № 9. P. 7874–7882.

Chuvilin E., Sokolova N., Bukhanov B., Davletshina D., Spasennykh M. Formation of gas-emission craters in Northern West Siberia: Shallow Controls // Geosciences. 2021b. V. 11. № 393. P. 1–15.

Chuvilin E.M., Tumskey V.E., Tipenko G.S., Gavrilov A.V., Bukhanov B.A., Tkacheva E.V., Audibert-Hayet A., Cauquil E.

Relic gas hydrate and possibility of their existence in permafrost within the South-Tambey gas field. Proceedings of the SPE Arctic and Extreme Environments Conference. Moscow, Russia. 2013. P. 166925-MS.

Chuvilin E.M., Yakushev V.S., Perlova E.V. Gas and possible gas hydrates in the permafrost of Bovanenkovo gas field, Yamal Peninsula, West Siberia // Polarforschung. 2000. V. 68. № 1–3. P. 215–219.

Collett T.S., Kvenvolden K.A., Magoon L.B., Bird K.J. Geochemical and geologic controls on the inferred occurrence of natural gas hydrate in the Kuparuk 2D-15 well, North Slope, Alaska. Hamilton, T.D., and Galloway, J.P., eds., Geologic Studies in Alaska by the U.S. Geological Survey during 1986. U.S. Geological Survey Circular 998. P. 24–26.

Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Gogineni P., Miller H. Basal melt at NorthGRIP modeled from borehole, ice-core and radio-echo sounder observations // Ann Glaciol. 2003. V. 37. P. 207–212.

Dvornikov Yu.A., Leibman M.O., Khomutov A.V. et al. Gas-emission craters of the Yamal and Gydan peninsulas: A proposed mechanism for lake genesis and development of permafrost landscapes // Permafrost Periglac. Process. 2019. V. 30. P. 146–162.

Ganopolski A., Calov R., Claussen M. Simulation of the last glacial cycle with a coupled climate ice-sheet model of intermediate complexity // Clim Past. 2010. V. 6. № 2. P. 229–244.

Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.I. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 453–474.

Gavrilov A., Malakhova V., Pizhankova E., Popova A. Permafrost and Gas Hydrate Stability Zone of the Glacial Part of the East-Siberian Shelf // Geosciences. 2020. V. 10. № 12. P. 484.

Hu H., Argyropoulos S.A. Mathematical modelling of solidification and melting: a review // Model. Simul. Mater. Sci. Eng. 1996. V. 4. P. 371–396.

Ingolfsson O., Moller O., Lokrantz H. Late Quaternary marine-based Kara Sea ice sheets: a review of terrestrial stratigraphic data highlighting their formation // Polar Research. 2008. V. 27. P. 152–161.

Kizyakov A., Zimin M., Sonyushkin A., Dvornikov Yu., Khomutov A., Leibman M. Comparison of gas emission crater geomorphodynamics on Yamal and Gydan peninsulas (Russia), based on repeat very-high-resolution stereopairs // Remote Sens. 2017. V. 9. P. 1023–1036.

Kleman J., Fastook J., Ebert K., Nilsson J., Caballero R. Pre-LGM Northern Hemisphere ice sheet topography // Clim. Past. 2013. V. 9. P. 2365–2378.

Kuzin I.L. On the priority in the study of surface gas emissions in Western Siberia // Geol Geophys. 1990. V. 3. P. 142–144.

Lambeck K., Purcell A., Funde S., Kjaer K.H., Larsen E., Moller P. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling // Boreas. 2006. V. 35. P. 539–575.

Malakhova V.V. Numerical simulation of possible methane flows in the atmosphere resulting from submarine fluid venting // Atmospheric and Oceanic Optics. 2009. V. 4. № 22. P. 487–492.

Malakhova V.V., Eliseev A.V. Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments // *Glob. Planet. Chang.* 2020. V. 192. P. 103249.

Moridis G.J. Numerical studies of gas production from methane hydrates // *Soc. Petrol. Engin J.* 2003. V. 32. № 8. P. 359–370.

Schaefer K., Lantuit H., Romanovsky V.E., Schuur E.A.G., Witt R. The impact of the permafrost carbon feedback on global climate // *Environ. Res. Lett.* 2014. V. 9. № 8. P. 1–9.

Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson O. Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf // *Science.* 2010. V. 327. P. 1246–1250.

Siegert M.J., Dowdeswell J.A. Numerical reconstructions of the Eurasian Ice Sheet and climate during the Late Weichselian // *Quaternary Science Reviews.* 2004. V. 23. P. 1273–1283.

Stranne C., O'Regan M., Jakobsson M. Overestimating climate warming-induced methane gas escape from the seafloor by neglecting multiphase flow dynamics // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. P. 8703–8712.

Modeling the Accumulation and Transition to the Relic State of Methane Hydrates in the Permafrost of Northwestern Siberia

M. M. Arzhanov^{a, b, *} and V. V. Malakhova^{b, c, **}

^a*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

^b*Moscow State University, Moscow, Moscow, 119991 Russia*

^c*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia*

^{*}*E-mail: arzhanov@ifaran.ru*

^{**}*E-mail: malax@sscc.ru*

This paper presents the results of numerical modeling of the permafrost thermal regime and thermobaric conditions of methane hydrates in the north of Western Siberia over the past 70 thousand years. The area of hydrate formation was determined and the rate of accumulation of hydrates was estimated in connection with the migration of fluid from the underlying gas-saturated layers under the conditions of cover glaciation. The estimates obtained for the change in hydrate saturation as a result of fluid migration during the 10 thousand-year glaciation period, depending on the permeability of the soil, are from 6 to 40% in the upper 350 m. Based on quantitative characteristics of the equilibrium and metastable states of methane hydrates, the conditions for the preservation of relict methane hydrates in permafrost under the paleoclimatic scenario were determined, taking into account periods of ice cover and transgression. It is shown that due to the effect of self-preservation at temperatures below -4°C , it is possible to preserve relict methane hydrates in the upper 200 m of soil under non-equilibrium conditions. The effect of lowering the temperature while the hydrates dissociate prevents the complete decomposition of the deposit and leads to an increase in the thickness of the frozen soil.

Keywords: relict methane hydrates, hydrate saturation, permafrost, glacial period, numerical simulation