

УДК 551.513:519.6

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ И КРИОЛИТОЗОНЫ

© 2009 г. **Е. Е. Мачульская***, В. Н. Лыкосов*****

**Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. М.В. Ломоносова,
119991 Москва, Ленинские горы, стр. 4*

E-mail: km@ufn.ru

***Гидрометеорологический научно-исследовательский центр РФ
123242 Москва, Большой Предтеченский пер., 11–13*

****Институт вычислительной математики РАН*

119333 Москва, ул. Губкина, 8

E-mail: lykossov@inm.ras.ru

Поступила в редакцию 03.10.2008 г., после доработки 23.01.2009 г.

В работе с помощью одномерной модели тепловлагоденоса в почве и взаимодействия ее с атмосферой проведен анализ основных факторов, определяющих тепловой режим грунтов, характерный для холодных регионов. На основе численных экспериментов с глобальной моделью общей циркуляции атмосферы исследовано влияние этих факторов на состояние многолетней мерзлоты и современного климата в целом. Показано, что уменьшение коэффициента теплопроводности верхнего слоя почвы, который можно интерпретировать как слой неразложившихся растительных остатков и мха, приводит к значительному увеличению площади, занятой многолетней мерзлотой. Введение зависимости коэффициента теплопроводности от фазового состояния воды в грунте также увеличивает площадь, занятую многолетней мерзлотой, и уменьшает глубину слоя ее сезонного протаивания на этой территории. Установлено также, что чем больше относительное количество воды, которое может находиться в грунте в переохлажденном состоянии, тем выше его температура, больше глубина деятельного слоя и меньше площадь, занятая многолетнемерзлыми породами.

1. ВВЕДЕНИЕ

Криосфера, т.е. географическая оболочка Земли, включающая в себя все объекты, к которым имеет отношение вода в твердом состоянии, является одним из важнейших компонентов климатической системы. Ее влияние на приземные потоки тепла и влаги, облачность, осадки, атмосферную и океаническую циркуляцию порождает различные следствия и обратные связи, играющие существенную роль в формировании климата, в том числе в его отклике на антропогенное воздействие. Криолитозона как часть криосферы в пределах верхнего слоя земной коры (в частности, “вечная мерзлота”) является одной из наиболее чувствительных компонент природной среды. Территория, занимаемая многолетнемерзлыми породами, составляет в настоящее время около четверти всей поверхности суши [1] и около 80% (включая области глубокого сезонного промерзания) в России [2]. Согласно модельным оценкам, именно высокие широты будут наиболее чувствительны к глобальному потеплению [3, 4], причем данные наблюдений свидетельствуют о том, что в настоящее время эти прогнозы уже оправдываются [5]. В результате климатических изменений следует ожидать сокращения пло-

щади, занятой многолетней мерзлотой [6], увеличения глубины сезонного оттаивания мерзлоты [7], а также увеличения площади таликов и исчезновение неглубокой мерзлоты в ряде районов [8], что, в свою очередь, повлияет на термические и гидрологические процессы на суше в этих и прилегающих районах. Таяние многолетней мерзлоты и повышение температуры верхних слоев почвы приведет к росту интенсивности разложения органических остатков и, как следствие, к повышению эмиссии диоксида углерода (или эмиссии метана) из почвы в атмосферу [9], что, в свою очередь, может усилить парниковый эффект. Последствия, которые может вызвать деградация вечной мерзлоты, чаще всего оцениваются как неблагоприятные или даже опасные для человека [10, 11].

Все вышесказанное обосновывает необходимость исследования взаимосвязей, существующих между криолитозоной и другими компонентами климатической системы, с тем чтобы выявить механизмы их взаимодействия и иметь возможность прогнозировать состояние многолетней мерзлоты в условиях меняющегося климата. Для этих целей можно использовать математические модели, которые в настоящее время существуют в довольно

большом количестве и по степени своей сложности иерархически упорядочены. Наиболее простым методом является построение различных мерзлотных индексов [12], связывающих параметры мерзлых грунтов (например, температуру на определенной глубине или глубину сезонного слоя протаивания) с атмосферными параметрами (среднегодовой температурой воздуха, суммой положительных температур, количеством осадков), которые берутся либо из данных наблюдений, либо рассчитываются по глобальным климатическим моделям. С помощью таких полуэмпирических соотношений можно определить южную границу распространения многолетнемерзлых пород [13]. Географические различия свойств почв и растительности могут вносить существенную неопределенность в результаты расчетов по этим соотношениям, но поскольку они не требовательны к вычислительным ресурсам, то мерзлотные индексы можно рассматривать в качестве “первого приближения” при оценке динамики вечной мерзлоты.

Другим распространенным и перспективным методом является построение одномерных по вертикали математических моделей, основанных на различных балансовых соотношениях. Предложено большое количество аналитических решений уравнения теплопроводности (см. [14]), позволяющих рассчитать глубину слоя сезонного оттаивания, а также разработаны численные модели с упрощенным описанием термодинамических процессов, протекающих в мерзлых грунтах (например, [15]). Особый класс составляют модели, основанные на численном решении полных уравнений теплового переноса в почве (в частности, [16–18]) с учетом множества факторов, таких, например, как возможность существования воды в переохлажденном состоянии [19] и низкая теплопроводность мхов и растительных остатков, образующих верхний слой почвы [20, 21]. Этот подход стал весьма распространенным в последние годы, так как такие модели интересны и сами по себе, поскольку позволяют лучше понять механизмы теплообмена в грунте, так и в качестве инструмента для глобальной диагностики состояния многолетней мерзлоты, например, в автономном режиме. При этом в качестве входной информации используются атмосферные параметры, полученные с помощью реанализа или в результате расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы и совместным моделям атмосферы и океана в ходе экспериментов по воспроизведению современного климата или сценарных экспериментов по прогнозу климата на 21-е столетие (см., в частности, [22–26]).

Все вышеописанные подходы учитывают только одностороннее воздействие атмосферы на состояние многолетней мерзлоты, поскольку ее характе-

ристики рассчитываются диагностически. Как правило, обратное воздействие криосферы на атмосферу исследуется с помощью относительно простых моделей, которые не в состоянии поддерживать на протяжении длительного периода интегрирования стабильное существование модельной многолетней мерзлоты. Имеется лишь несколько работ, посвященных полному интерактивному моделированию климатической системы, при котором состояние многолетней мерзлоты не только диагностируется, но и, в свою очередь, оказывает влияние на атмосферу. Так, например, в статье [27] изучается влияние учета фазовых переходов воды в грунте на моделируемый современный и прогнозируемый климат, а в работе [28] исследовано влияние органического вещества в почве, обладающего свойствами, сильно отличающимися от свойств минерального скелета почвы (большая пористость, низкая теплопроводность и др.), на энергетический и гидрологический циклы в столбе почвы и в глобальной климатической системе. Подобных исследований к настоящему моменту проведено пока немного, однако именно они востребованы в качестве основного инструмента для корректного прогноза состояния криолитозоны в 21-м веке.

В настоящей работе представлены результаты расчетов с помощью модели общей циркуляции атмосферы Института вычислительной математики РАН, в которой ее атмосферная часть сопряжена с термодинамической моделью почвы, и, таким образом, воспроизводимый тепловой и влажностный режим модельной криолитозоны в полной мере реагирует на изменение атмосферных характеристик и сам оказывает воздействие на атмосферу. В частности, в данной работе изучаются факторы, ответственные за способность модели воспроизводить тепловой режим многолетнемерзлых почв и то обратное влияние, которое эти факторы оказывают на моделируемую климатическую систему. В данной статье в число таких факторов включены более высокая теплопроводность мерзлого грунта по сравнению с оттаявшим, низкая теплопроводность мохово-лишайникового покрова и существование воды в переохлажденном состоянии. Рассмотрены также некоторые дополнительные аспекты, обусловленные выбором глубины расчетной области для решения уравнений теплового переноса в грунте. Работа построена следующим образом. Вначале с помощью одномерной модели теплового переноса в почве и взаимодействия ее с атмосферой проводится анализ факторов, определяющих тепловой режим почв, характерный для холодных регионов (раздел 2). Затем на основе численных экспериментов с глобальной моделью общей циркуляции атмосферы в разделе 3 исследуется влияние этих факторов на состояние многолетней мерзлоты и воспро-

изведение современного климата в целом. В разделе 4 полученные результаты систематизированы в виде выводов.

2. ЭКСПЕРИМЕНТЫ С ОДНОМЕРНОЙ МОДЕЛЬЮ СИСТЕМЫ “ПОЧВА–СНЕГ–РАСТИТЕЛЬНОСТЬ–ПРИЗЕМНЫЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ”

В работах [29, 30] представлены результаты валидации одномерной модели деятельного слоя суши, разработанной в Институте вычислительной математики РАН. Для этого были использованы данные многолетних регулярных инструментальных наблюдений, проведенных на Валдайской научной станции и на различных метеостанциях Сибири (данные Валдайской станции были задействованы при проведении международного эксперимента по сравнению схем параметризаций подстилающей поверхности PILPS(2d) [31]). Показано, что модель хорошо воспроизводит межгодовую и межсезонную изменчивость температуры подстилающей поверхности и почвы на различных глубинах, а также высоты снежного покрова в разных климатических условиях. Ниже дано ее краткое описание.

2.1. Краткое описание одномерной модели

Используется широко распространенный подход, согласно которому для описания процессов тепло- и влагопереноса в почве и снежном покрове, а также взаимодействия атмосферы с поверхностью почвы, снега и растительности, задействована одномерная (по вертикали) модель этих процессов, поскольку вертикальные градиенты температуры и влажности в почве и снеге в большинстве случаев намного больше, чем горизонтальные. В этой модели почва и снег представляют собой многослойные среды. Перенос тепла и влаги в почве описывается уравнениями диффузии этих субстанций с ненулевыми источниками в правых частях:

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} + \rho(L_i F_i - L_v F_v), \quad (1)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_w \frac{\partial W}{\partial z} + \frac{\partial \gamma}{\partial z} - F_i - F_v - R_f - R_r, \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_v \frac{\partial V}{\partial z} + F_v, \quad (3)$$

$$\frac{\partial I}{\partial t} = F_i. \quad (4)$$

Здесь T – температура грунта, W – содержание жидкой воды, V – содержание водяного пара, I – содержание льда, z – вертикальная координата, направленная вниз, C – теплоемкость грунта, ρ – его плотность. В уравнении (1) присутствуют слагаемые

$\rho L_i F_i$ и $\rho L_v F_v$ (L_i и L_v – удельная теплота плавления и парообразования соответственно), характеризующие скорость изменения теплосодержания грунта вследствие фазовых переходов воды. Кроме того, в уравнениях (2)–(4) присутствуют слагаемые, описывающие скорость изменения влагосодержания за счет фазовых переходов воды (F_i и F_v), инфильтрации воды под действием силы тяжести ($\frac{\partial \gamma}{\partial z}$, где γ – гидравлическая проводимость), за счет бокового стока (R_f) и всасывания воды корнями растений (R_r).

Коэффициенты тепло- и влагопроводности нелинейным образом зависят от содержания воды в слое. Коэффициент теплопроводности рассчитывается по формуле, предложенной в [32]

$$\lambda_T = 418.7 \max(\exp(-\lg_{10}(-\psi) - 2.7), 0.00041). \quad (5)$$

Потенциал почвенной влаги ψ в этом уравнении, коэффициент диффузии жидкой воды λ_w и гидравлическая проводимость γ в уравнении (2) рассчитываются согласно [33] как

$$\psi = \psi_{\max} \left(\frac{W_{\max}}{W} \right)^b, \quad \lambda_w = \lambda_{\max} \left(\frac{W}{W_{\max}} \right)^{b+2},$$

$$\gamma = \gamma_{\max} \left(\frac{W}{W_{\max}} \right)^{2b+3},$$

где b – безразмерный параметр Клаппа-Хорнберге-ра, W_{\max} – максимальное содержание жидкой воды в слое почвы, определяемое соотношением

$$W_{\max} = \frac{\Pi - \rho_{gr} I / \rho_{ice}}{\rho_{gr}} \rho_{wat},$$

где ρ_{ice} , ρ_{wat} и ρ_{gr} – плотности льда, воды и сухого грунта соответственно, Π – пористость грунта, зависящая от типа почвы. Величины ψ_{\max} , λ_{\max} , γ_{\max} представляют собой соответственно потенциал почвенной влаги, коэффициент влагопроводности и гидравлическая проводимость в состоянии насыщения и являются параметрами, также зависящими от типа почвы.

Теплоемкость почвы рассчитывается с учетом содержания жидкой воды и льда [16]:

$$C = C_{dry} + C_{wat} W + C_{ice} I,$$

где C_{dry} – теплоемкость сухого грунта, C_{wat} – теплоемкость воды, C_{ice} – теплоемкость льда.

В модели реализован эффект гистерезиса при замерзании/оттаивании воды в почве, лед тает при 0°C , но жидкая вода может находиться в почве в переохлажденном состоянии и замерзает постепенно при понижении температуры. Количество воды W_{nf} ,

которое может находиться в незамерзшем состоянии при температуре T , рассчитывается по формуле

$$W_{nf} = W_{\infty} + (W_0 - W_{\infty})e^{-T/T_0}, \quad (6)$$

где $T_0 = 3^{\circ}\text{C}$, W_0 – количество незамерзающей воды при температуре -0°C , W_{∞} – количество воды, остающейся незамерзшей при (формально) $T \rightarrow -\infty$. Параметры W_0 и W_{∞} также зависят от типа почвы.

В качестве нижних краевых условий для уравнений тепло- и влагопроводности принимается отсутствие потоков тепла и влаги через нижнюю границу (которая в климатических моделях обычно принимается равной 10 м). Верхнее краевое условие задается (в зависимости от сезона) на верхней границе снежного покрова или на поверхности почвы и состоит в том, что температура подстилающей поверхности определяется из уравнения ее баланса тепла:

$$R_{\text{short}}(1 - \alpha) + R_{\text{long}} - \sigma T_s^4 + H + LE + B = 0,$$

где R_{short} и R_{long} – интенсивность приходящих на поверхность коротковолновой и длинноволновой радиации соответственно, α – альbedo поверхности, H и LE – турбулентные потоки явного и скрытого тепла соответственно, B – поток тепла в почву (снег).

В данной работе все обсуждаемые ниже эксперименты проведены со сравнительно простой схемой параметризации снежного покрова [16], рассчитывающей только перераспределение тепла путем теплопроводности и не учитывающей фазовые переходы воды в снеге.

2.2. Постановка экспериментов

Для того чтобы выявить влияние некоторых факторов (например, роль коэффициента теплопроводности) на тепловой режим грунтов в районах с многолетней мерзлотой, были проведены эксперименты по непрерывному многолетнему автономному численному интегрированию одномерной модели. В качестве входной информации использованы данные регулярных измерений на метеорологической станции в Якутске, проведенных в 1937–1984 гг. (температура, влажность и давление приземного воздуха, скорость ветра, количество осадков и рассчитанная интенсивность коротко- и длинноволновой радиации). Эксперименты включают в себя: 1) серию расчетов для абсолютно сухого грунта (в предположении, что отсутствуют осадки, снежный покров, водяной пар в почве и в прилегающей к ней атмосфере); 2) серию расчетов для реальных условий: с учетом осадков и наличием снежного покрова. Постановка методических экспериментов с отсутствием снежного покрова обусловлена тем, что изолируя почву от взаимодействия с атмо-

сферой, снежный покров заметно нарушает симметрию между холодным и теплым временем года и способен замаскировать чувствительность температурного профиля грунта к исследуемым факторам. Аналогично условие отсутствия влаги вызвано стремлением исключить фазовые переходы воды для того, чтобы разделить эффекты чистой теплопроводности и фазовых переходов и проанализировать их влияние отдельно друг от друга.

Известно (см., например, [34]), что мерзлый грунт обладает более высокой теплопроводностью, чем находящийся при положительной температуре, причем это отличие может достигать четырехкратной величины. Однако ставшая весьма распространенной параметризация коэффициента теплопроводности по формуле (5) не учитывает этой скачкообразной зависимости от температуры. Для того чтобы оценить ее максимальный эффект, для условий сухого грунта были проведены следующие эксперименты: а) CONTROL: коэффициент теплопроводности рассчитывался по формуле (5); б) 4Cond: увеличенный в 4 раза коэффициент теплопроводности по сравнению с рассчитанным по формуле (5), в) FrCond: коэффициент теплопроводности вычислялся по формуле

$$\lambda_T = \begin{cases} \lambda_T \text{ по формуле (5) при } T \geq 0, \\ 4\lambda_T \text{ по формуле (5) при } T < 0. \end{cases} \quad (7)$$

Кроме того, был проведен эксперимент г) с увеличенной (до 8 см) толщиной мохово-лишайникового покрова. В этом эксперименте коэффициент теплопроводности в верхних 8 см грунта был задан равным характерному для растительности значению 0.3 (Вт/м К). Аналогичная серия экспериментов была проведена также для почвы, содержащей влагу, т.е. в условиях, отражающих реально наблюдающиеся в природе.

2.3. Результаты

На рис. 1 показана межгодовая динамика температуры почвы на глубине 10 м по результатам серии моделирования с сухой почвой.

Сначала рассмотрим, как влияет не зависящее от температуры изменение коэффициента теплопроводности (равномерное увеличение в 4 раза) на температуру грунта и глубину активного слоя. Из рис. 1 видно, что на глубине 10 м не только увеличивается амплитуда колебаний, что следовало ожидать, но и повышается средняя за год температура во всем столбе почвы (при одинаковом атмосферном форсинге на уровне 2 м). Объяснение этому можно получить, исследовав поведение компонент теплового баланса на поверхности почвы. Баланс коротковолновой радиации в обоих случаях одинаков, а поток

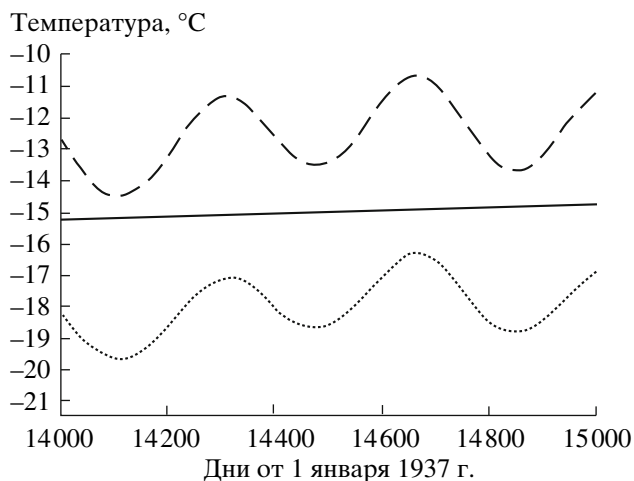


Рис. 1. Временной ход температуры почвы на глубине 10 м. Сплошная линия – эксперимент CONTROL, штриховая – 4Cond, пунктирная – FrCond.

скрытого тепла равен нулю, поскольку отсутствует влага в почве и в атмосфере. На рис. 2 показаны турбулентный поток явного тепла и поток тепла в/из почвы (из почвы – с положительным знаком) для лета (2а, 2б) и зимы (2б, 2в) (вертикальный масштаб на всех трех рисунках одинаков).

Из рис. 2 следует, что летом повышенный поток тепла из почвы в эксперименте с увеличенным коэффициентом теплопроводности компенсируется меньшими потерями тепла на турбулентный обмен с атмосферой и, таким образом, атмосферный форсинг в обоих случаях оказывается приблизительно одним и тем же. Зимой же различия в теплообмене за счет теплопроводности остаются, а турбулентный обмен с атмосферой подавлен из-за ее устойчивой стратификации. В результате почва, которая обладает большим коэффициентом теплопроводности, эффективнее охлаждает атмосферу и оказывается таким образом теплее, чем почва, более инертная с точки зрения теплопроводности.

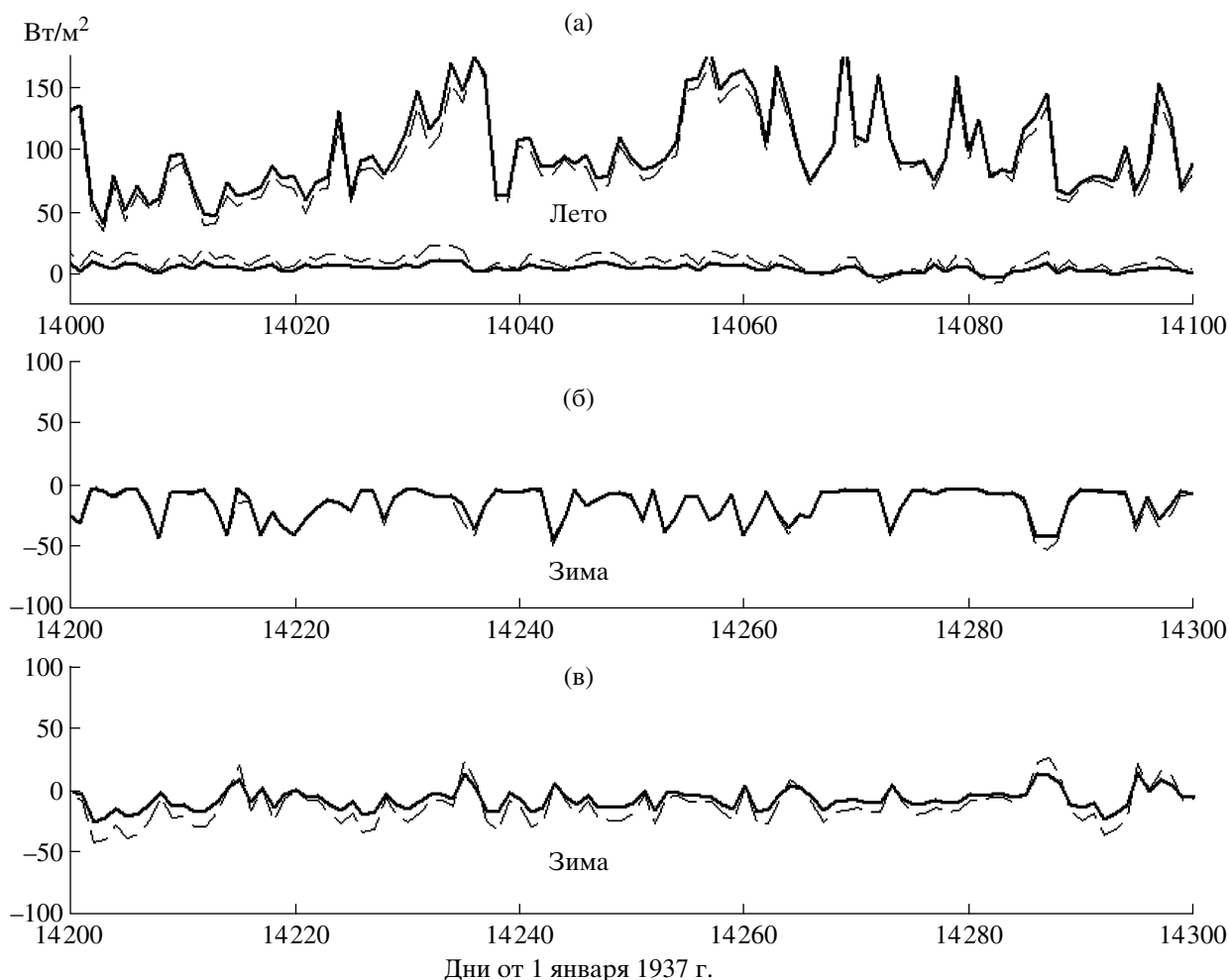


Рис. 2. Поток явного тепла (а, б) и поток тепла из почвы (а, в) летом (а) и зимой (б, в). Сплошная линия – эксперимент CONTROL, штриховая – 4Cond.

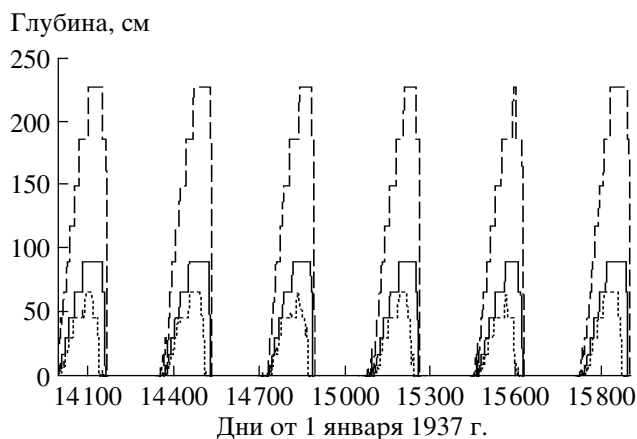


Рис. 3. Глубина активного слоя. Сплошная линия – эксперимент CONTROL, штриховая – 4Cond, пунктирная – FrCond.

На рис. 3 показано влияние изменения температуры за счет вышеописанного механизма на глубину ее активного слоя (максимальную глубину залегания нулевой изотермы). Если в контрольном эксперименте (напомним, что это идеализированный эксперимент, в котором не учитывались осадки, т.е. случай сухой почвы без зимней теплоизоляции снежным покровом) эта глубина составляет около 0.9 м, то при увеличении теплопроводности грунта в 4 раза она возрастает примерно до 2.3 м.

Рассмотрим теперь, какое влияние на температуру грунта оказывает (по сравнению с контрольным экспериментом) задание переменного коэффициента теплопроводности, т.е. равенство его контрольному значению при положительной температуре и увеличение в 4 раза при отрицательной температуре. Как видно из рис. 1, в этом случае средняя температура грунта становится еще меньше, чем даже в контрольном эксперименте. Объяснение этого факта можно получить из рис. 4, на котором показан ход температуры для всех трех экспериментов на глубине 2 м. Как видно из этого рисунка, летом температура в эксперименте с переменной теплопроводностью близка к температуре контрольного эксперимента, поскольку температура верхних слоев почвы положительна, а зимой – близка к температуре эксперимента с увеличенной теплопроводностью, поскольку почва находится при отрицательных температурах. Как следствие, среднегодовая температура в последнем, третьем эксперименте ниже, чем в первом и во втором. Возвращаясь к рис. 3, можно видеть, как эта более низкая среднегодовая температура сказывается на глубине активного слоя: она составляет величину

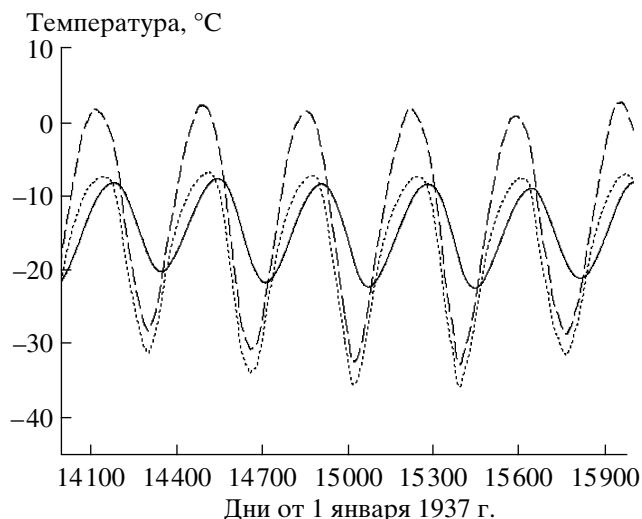


Рис. 4. Температура почвы на глубине 2 м. Сплошная линия – эксперимент CONTROL, штриховая – 4Cond, пунктирная – FrCond.

около 0.7 м, т.е. меньше, чем в первых двух экспериментах (с 0.9 и 2.3 м соответственно).

Поскольку теплопроводность грунта зависит от многих факторов, то и формулировка модельного коэффициента теплопроводности должна зависеть от того, какие именно факторы учтены в модели. Можно, по-видимому, считать, что описанный выше механизм является достаточно общим. Так, например, согласно формуле (5) коэффициент теплопроводности растет с увеличением влажности почвы. Следовательно, более влажная почва в среднем будет теплее (если пренебречь влиянием фазовых переходов воды). Кроме того, широко известен факт низкой теплопроводности мхов, растительных остатков, торфа и другой органики в почве [34–36], а также то, что при удалении такого теплоизолирующего слоя с поверхности почвы наблюдается увеличение толщины слоя сезонного протаивания в районах с многолетней мерзлотой [35, 37]. Для того чтобы выяснить, связано ли это увеличение толщины активного слоя с повышением температуры во всем столбе почвы, был проведен аналогичный предыдущим численный эксперимент MOSS, в котором коэффициент теплопроводности верхних трех слоев почвы (суммарной толщиной 8 см) был выбран равным 0.3 Вт/(м К) (как приблизительно среднее значение из множества экспериментальных данных (см., например, [10, 34, 38, 39])).

На рис. 5а приведены среднегодовые (осредненные за 48 лет интегрирования) вертикальные профили температуры грунта по результатам экспериментов с сухой почвой (метеофорсинг с нулевым количеством осадков, без снежного покрова), проведенных для следующих условий задания коэффи-

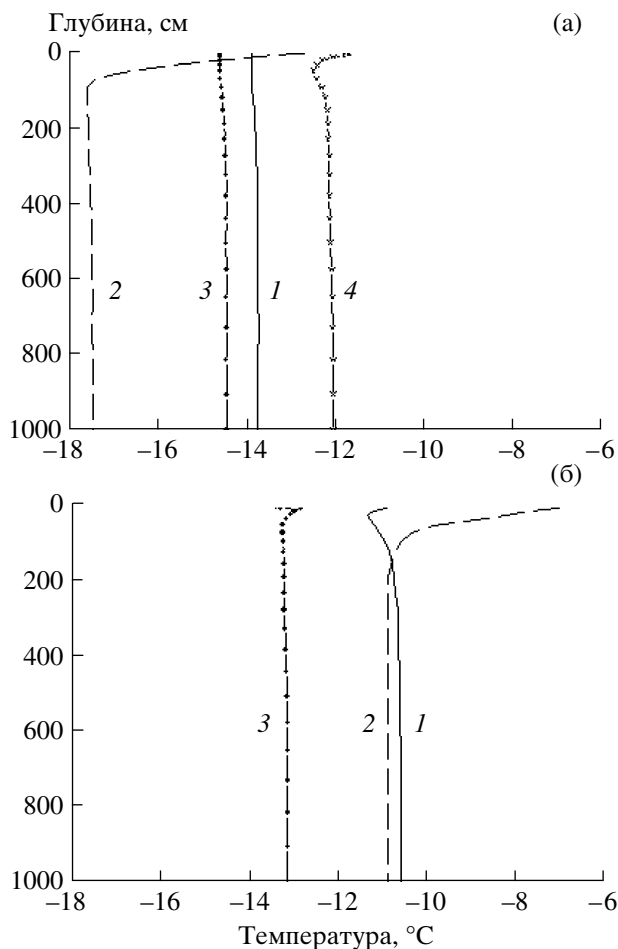


Рис. 5. Вертикальный профиль среднегодовой температуры грунта. а – сухой грунт: 1 – CONTROL, 2 – FrCond, 3 – MOSS, 4 – CONTROL для влажной почвы (без снежного покрова). б – Влажный грунт + снежный покров: 1 – CONTROL, 2 – FrCond, 3 – MOSS.

коэффициента теплопроводности: 1) по формуле (5), 2) по формуле (7), 3) по формуле (5) с значением для верхнего 8-сантиметрового слоя почвы равным 0.3 Вт/(м К). Здесь же приведены результаты эксперимента для влажной почвы, в котором коэффициент теплопроводности был вычислен по формуле (7), причем влажность почвы рассчитывалась моделью в обычном режиме, по уравнению (2), и составляла величину около 0.2 кг/кг. Из рис. 5а видно, что различия в температуре грунта, обусловленные лишь разницей в коэффициенте теплопроводности, могут составлять несколько градусов и, как правило, более низкий коэффициент теплопроводности приводит к более низкой температуре в столбе грунта. Исключение составляет случай 2), когда коэффициент теплопроводности зависит от того, отрицательна ли температура слоя почвы или положи-

тельна. В этом эксперименте (прерывистая линия) равновесная температура грунта на 4 градуса ниже, чем в контрольном эксперименте (сплошная линия). Уменьшение коэффициента теплопроводности верхнего 8-сантиметрового слоя (линия с ромбиками) приводит к понижению равновесной температуры примерно на 1 градус. Если же в почве присутствует вода и коэффициент теплопроводности увеличивается из-за этого в соответствии с законом (5), то среднегодовая температура грунта возрастает примерно на 2 градуса (линия с крестиками).

Наличие снежного покрова зимой может несколько смягчить эти различия, так как теплоизолирующие свойства снега и относительно небольшой градиент температуры в столбе грунта уменьшают (по абсолютному значению) поток тепла в почву. На рис. 5б приведены среднегодовые вертикальные профили температуры грунта, построенные по результатам аналогичных описанных выше экспериментов, но с учетом снежного покрова и реальных осадков. Из сравнения кривой с крестиками на рис. 5а и сплошной линии на рис. 5б (эти эксперименты отличаются только наличием/отсутствием снежного покрова) следует, что снег оказывает согревающее воздействие на почву, которое для Якутска составляет около 1.5 градусов для среднегодовой температуры в столбе грунта на глубинах ниже подошвы деятельного слоя. Так как в Якутске снежный покров относительно тонок в течение всей зимы, то эту оценку можно считать близкой к минимальной из возможных.

Далее, сравнивая сплошную и прерывистую кривые на рис. 5б (эксперименты CONTROL и FrCond соответственно), можно заключить, что в условиях влажного грунта и при наличии сезонного снежного покрова чувствительность к способу расчета коэффициента теплопроводности (увеличение его в 4 раза при температуре ниже 0°C) существенно снижается по сравнению с сухим грунтом (0.3 и 4 градуса соответственно). Следует, однако, помнить, что эта незначительная (0.3 градуса) разница относится лишь к режиму моделирования с предписанными метеоусловиями. Чтобы оценить чувствительность термодинамического режима грунта по отношению к неопределенностям расчета коэффициента теплопроводности в зависимости от температуры слоя грунта, следует также привлечь результаты полного трехмерного моделирования климата. Из рис. 5б видно также, что уменьшение коэффициента теплопроводности верхнего 8-сантиметрового слоя (линия с ромбиками) приводит к понижению температуры грунта на глубинах на 2.5 градуса, т.е. на большую величину, чем в случае сухого грунта.

3. ЭКСПЕРИМЕНТЫ С ГЛОБАЛЬНОЙ МОДЕЛЮ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

В данной работе использована климатическая модель общей циркуляции атмосферы, разработанная в Институте вычислительной математики РАН и подробно описанная в [40]. В качестве блока взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности используется описанная в предыдущем разделе одномерная модель “почва–растительность–снежный покров”, при этом в составе атмосферной модели, т.е. когда этот блок призван описывать свойства подстилающей поверхности всей конечно-разностной ячейки модели, в нем реализован мозаичный подход. В каждой ячейке свои доли площади имеют растительность, снежный покров, водная поверхность и почва, лишенная растительности. Потоки тепла и температура поверхности рассчитываются для каждого типа поверхности отдельно и считаются перемешанными (с учетом соответствующих долей площади) на нижнем модельном уровне в атмосфере. Кроме того, площадь, занятая растительностью, в свою очередь, делится на доли, занятые различными ее типами (всего предусмотрено 13 типов растительности), и эффекты от растительности, которые учитываются в расчете взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности (например, сопротивление), являются средневзвешенными по всем типам растительности, которые предписаны данной ячейке.

3.1. Постановка экспериментов

Все эксперименты, результаты которых рассматриваются ниже, проведены в постановке, аналогичной экспериментам в рамках международного проекта по сравнению моделей атмосферы AMIP. В качестве внешних параметров использовались предписанные среднемесячные значения температуры поверхности океана и распределения морского льда для 1979–1995 гг. В качестве начальных условий для атмосферы принимались приспособленные друг к другу поля атмосферных характеристик, полученные в результате многократных повторов семнадцатилетнего цикла (1979–1995 гг.) внешних условий для стандартной версии модели (соответствующей эксперименту CONTROL, см. ниже). Для почвы начальные условия для всех экспериментов были следующие: южнее 30° N все необходимые начальные поля (температура, содержание жидкой воды, льда и водяного пара в почве) также равнялись приспособленным друг к другу полям для стандартной версии. Севернее этой широты температура столба почвы для всех ячеек полагалась равной –16°C, а вся почвенная влага, общее количество которой также равнялось согласованным

значениям, считалась льдом. Далее семнадцатилетний цикл внешних условий повторялся до выхода модельного климата на квазистационарный уровень (контролировалось, в первую очередь, состояние модельной многолетней мерзлоты, т.е. наиболее медленно меняющейся компоненты модели). Для разных экспериментов требовалось от 6 до 8 повторов этого цикла, т.е. дополнительное интегрирование модели для каждого конкретного эксперимента производилась в течение 100–150 лет. Результаты последних 17 лет осреднялись и считались модельным климатом.

Эксперименты, проведенные с глобальной моделью общей циркуляции атмосферы, призваны выявить влияние тех факторов, которые для (одномерного) неинтерактивного случая исследованы в предыдущем разделе, на моделируемый тепловой и влажностный режим многолетнемерзлых пород в случае, когда криосфера включена в разнообразные обратные связи с другими компонентами климатической системы. Так, например, целесообразно изучить роль возмущений в коэффициенте теплопроводности верхнего слоя почвы в районах, где распространены мхи, на географическое распределение многолетней мерзлоты, а также влияние, которое эти возмущения оказывают на моделируемый климат. Это же касается увеличения коэффициента теплопроводности мерзлых почв по сравнению с тальми. Кроме того, глубина, на которой располагается нижний модельный уровень, является еще одним параметром, на который в последнее время обращают внимание исследователи [41]. Один из обсуждаемых ниже экспериментов посвящен анализу роли этого фактора.

В работе [42] отмечается, что в таежной зоне Западной Сибири происходит активное заболачивание территории и зарастание ее мхами. Там же говорится о том, что при интенсивном заболачивании температура пород за 10 лет может дополнительно понизиться на 0.5°C только за счет зарастания поверхности мхами. Таким образом, если существование мхов обеспечивает более низкую температуру нижележащего грунта, то интенсивное заболачивание может оказаться благоприятным фактором для сохранения многолетней мерзлоты в Западной Сибири. В этой связи важно определить, хотя бы упрощенным способом, насколько изменится площадь, занимаемая многолетней мерзлотой, если на той территории, которая в настоящее время занята тайгой, произойдет заболачивание и появятся мхи.

Еще один фактор, на важность которого обращают внимание исследователи, – это возможность существования переохлажденной жидкой воды при отрицательной температуре грунта. В работе [43] влияние незамерзающей воды исследовано в рамках одномерного моделирования процессов тепло-

вагопереноса в грунте и показано, что наличие незамерзающей воды приводит к более высокой температуре почвы, причем в отдельные моменты времени это различие может достигать 9 градусов. В модели ИВМ РАН этот эффект постепенного замерзания воды с понижением температуры реализован (см. формулу (6), раздел 2), однако все же остаются неопределенности, связанные с географическим распределением параметров W_∞ и W_0 . Поэтому целесообразно выяснить, насколько моделируемая многолетняя мерзлота чувствительна к этим неопределенностям.

Все вышесказанное предполагает постановку следующих экспериментов: 1) CONTROL: коэффициент теплопроводности почвы рассчитывался по формуле (5); 2) MOSS: в тех конечно-разностных ячейках, в которых какую-то долю площади занимает тип растительности “тундра”, для верхнего 8-сантиметрового слоя почвы коэффициент теплопроводности почвы полагается равным 0.3 Вт/(м К); 3) MOSS 60m: условия эксперимента 2), но нижняя граница расчетной области располагается на глубине 60 м; 4) TAIGA: аналогично 3), но теплопроводность верхних слоев почвы уменьшена не только в тех ячейках, где есть тундра, но и в тех, где присутствуют вечнозеленые хвойные леса; 5) FrCond: аналогично 2), но коэффициент теплопроводности почвы рассчитывается по формуле (7); 6) UnfrW: аналогично 2), но значения W_0 и W_∞ в формуле (6) для расчета количества незамерзшей воды для всех конечно-разностных ячеек задаются равными значениям для типа почвы “глина”, т.е., максимальным значениям из всех возможных ($W_\infty = 0.2$ кг/кг и $W_0 = 0.4$ кг/кг).

3.2. Результаты

На рис. 6 показано современное распределение многолетней мерзлоты по данным наблюдений [44], а на рис. 7а приведено среднеавгустовское распределение льда в почве по результатам эксперимента CONTROL. Видно, что модель в этой формулировке не “удерживает” вечную мерзлоту, и в течение всего года лед в почве сохраняется только в арктических и субарктических районах. На рис. 7б показано среднеавгустовское распределение льда в почве по результатам эксперимента MOSS. Из сравнения рис. 7а и 7б следует, что уменьшение коэффициента теплопроводности относительно небольшого верхнего слоя почвы в районах, где распространены мхи, оказывает решающее воздействие на существование модельной многолетней мерзлоты. В свою очередь, наличие многолетней мерзлоты оказывает влияние на климат. На рис. 8а показана усредненная за три летних месяца разница в климатической температуре приземного воздуха

между экспериментами CONTROL и MOSS. В тех районах, где многолетняя мерзлота существует в версии модели MOSS, но не воспроизводится в эксперименте CONTROL, приземная температура в эксперименте MOSS оказывается заметно выше (до 5 градусов).

Возможной причиной этого являются два фактора, характерные для мерзлых грунтов. Во-первых, сильно затруднено просачивание талой воды в период таяния снега весной, поскольку большая ее часть уходит на формирование стока. Во-вторых, летом в вечномерзлом грунте развивается активный слой и по мере испарения влаги его влагосодержание уменьшается, поскольку отсутствует возможность транспорта воды из более глубоких слоев почвы, как это имеет место в случае незамерзшего по всей глубине грунта. Все это приводит к тому, что влажность верхнего слоя почвы летом в эксперименте MOSS оказывается ниже, чем в эксперименте CONTROL (рис. 8б). Далее, так как влажность почвы в эксперименте MOSS ниже, то возрастает вклад потока явного тепла на поверхности в ее тепловой баланс (по сравнению со скрытым теплом) и температура поверхности становится выше. Кроме того, возникает обратная связь между уменьшением испарения, уменьшением облачности (не показано) и увеличением приходящей коротковолновой радиации, что, в свою очередь, еще больше повышает температуру поверхности.

Интересно отметить, что похожие закономерности были обнаружены в работе [27] при сравнении результатов экспериментов FROST и NOFROST, т.е. экспериментов с учетом и без учета фазовых превращений влаги. В тех районах, где в эксперименте FROST воспроизводилась многолетняя мерзлота (в эксперименте NOFROST вода в грунте всегда находилась в жидкой фазе), моделируемая летняя температура поверхности оказывалась выше, а влажность почвы ниже. При этом в формулировку этой модели не входило описание просачивания воды вниз под действием силы тяжести, так что ее перераспределение производилось только за счет диффузии. Перенос воды из нижележащих слоев почвы вверх в эксперименте NOFROST был завышен и, как следствие, усилен эффект фазовых превращений влаги. Приведенные в настоящей работе результаты свидетельствуют о том, что даже с учетом просачивания воды вниз под действием силы тяжести выводы о влиянии вечной мерзлоты на энергетический и гидрологический циклы на поверхности суши остаются качественно аналогичными тем, что сделаны в [27].

На рис. 9 показана среднеавгустовская разность общего содержания льда в грунте между экспериментами, которые различались лишь глубиной, на которой располагался нижний модельный уровень

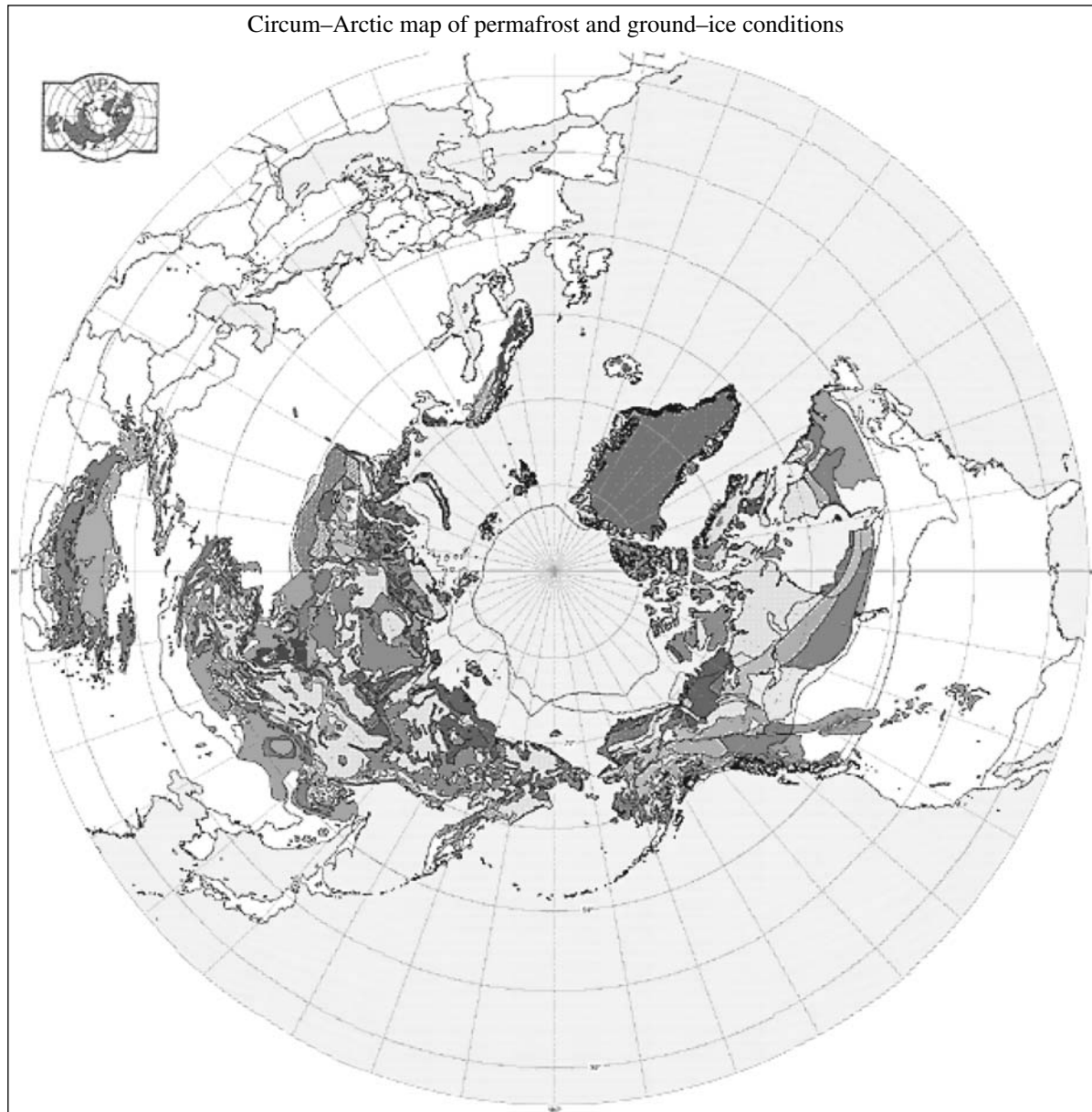


Рис. 6. Наблюдаемое современное географическое распределение многолетнемерзлых пород [44].

(разность между экспериментом с 60 м и экспериментом с 10 м). Из рис. 9 видно, что глубина, на которой располагается нижняя граница расчетной области, оказывает заметное влияние на толщину сезонного слоя протаивания. В эксперименте с расчетной областью в 60 м эта величина оказывается меньше, чем та, что получена при 10 м. Для некоторых территорий глубина расчетной области оказывается критической характеристикой, определяющей саму возможность существования модельной многолетней мерзлоты на этой территории. Следует заметить, что температура и влажность грунта, с одной стороны, и атмосферные характеристики, с другой, в обоих случаях достигли взаимно сбаланси-

рованных значений, но для эксперимента с 60 м для этого потребовалось на 200 модельных лет больше.

На рис. 10 приведена среднеавгустовская разность в общем содержании льда в столбе грунта между экспериментами TAIGA и MOSS 60m. Как и следовало ожидать, в таежной зоне наблюдается (сравнительно небольшое) увеличение количества льда в почве по результатам эксперимента TAIGA по сравнению с экспериментом, в котором теплопроводящие свойства мха были приписаны только тем ячейкам, в которых наличествует тип растительности “тундра”.

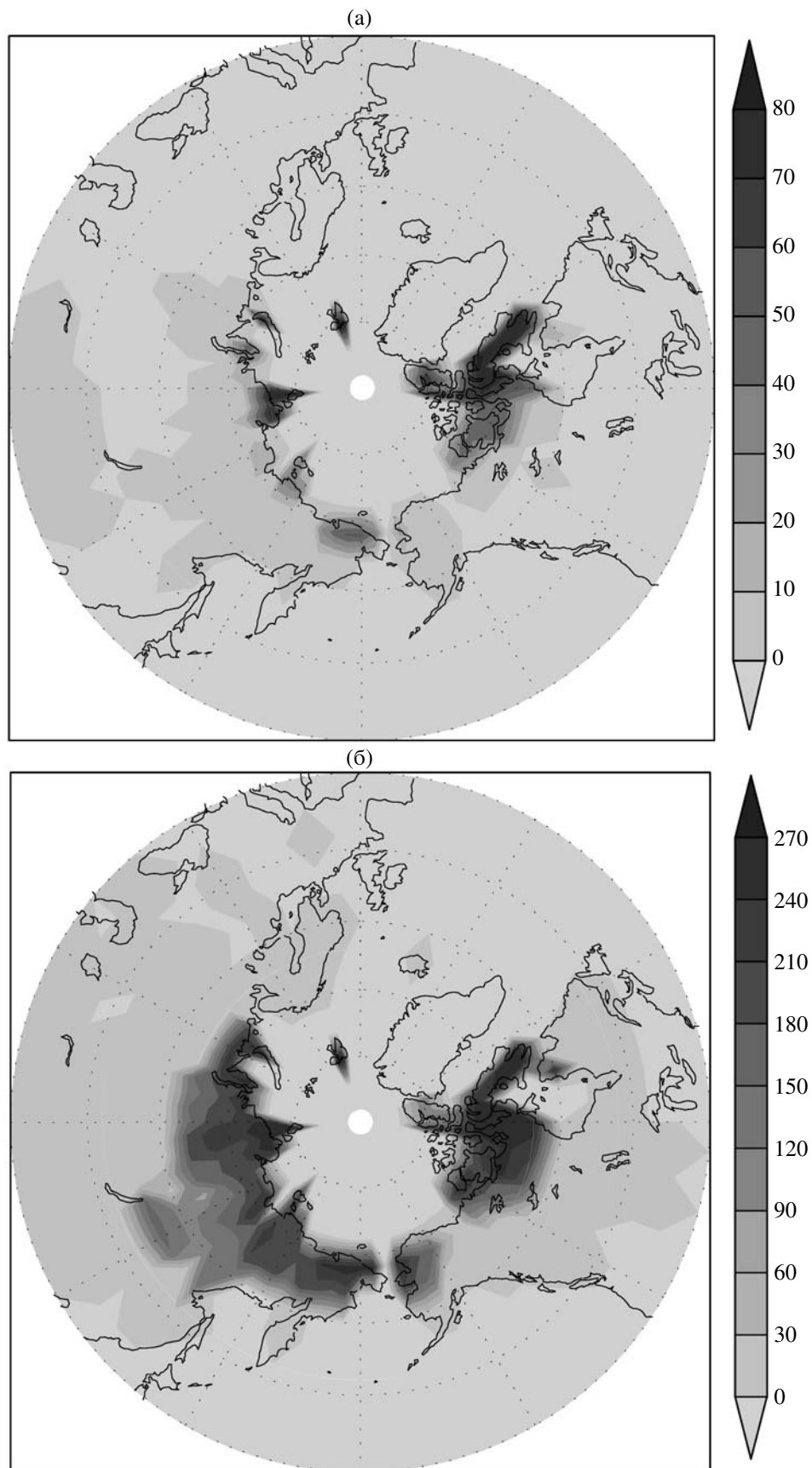


Рис. 7. Среднеавгустовское общее содержание льда в столбе грунта по данным экспериментов CONTROL (а) и MOSS (б).

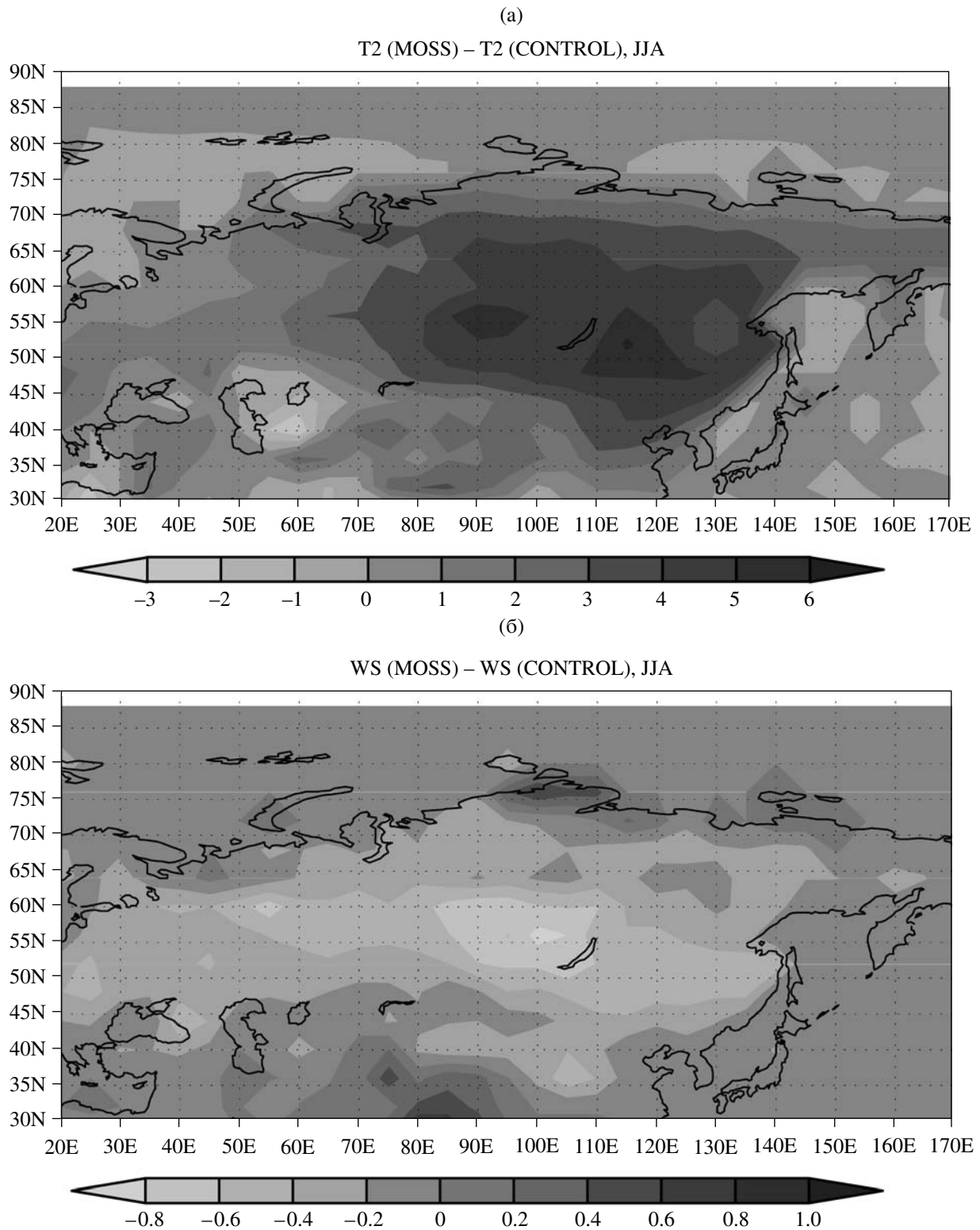


Рис. 8. Осредненная за три летних месяца разница в климатической температуре приземного воздуха между экспериментами MOSS и CONTROL (а) и то же, но для влагосодержания (б).

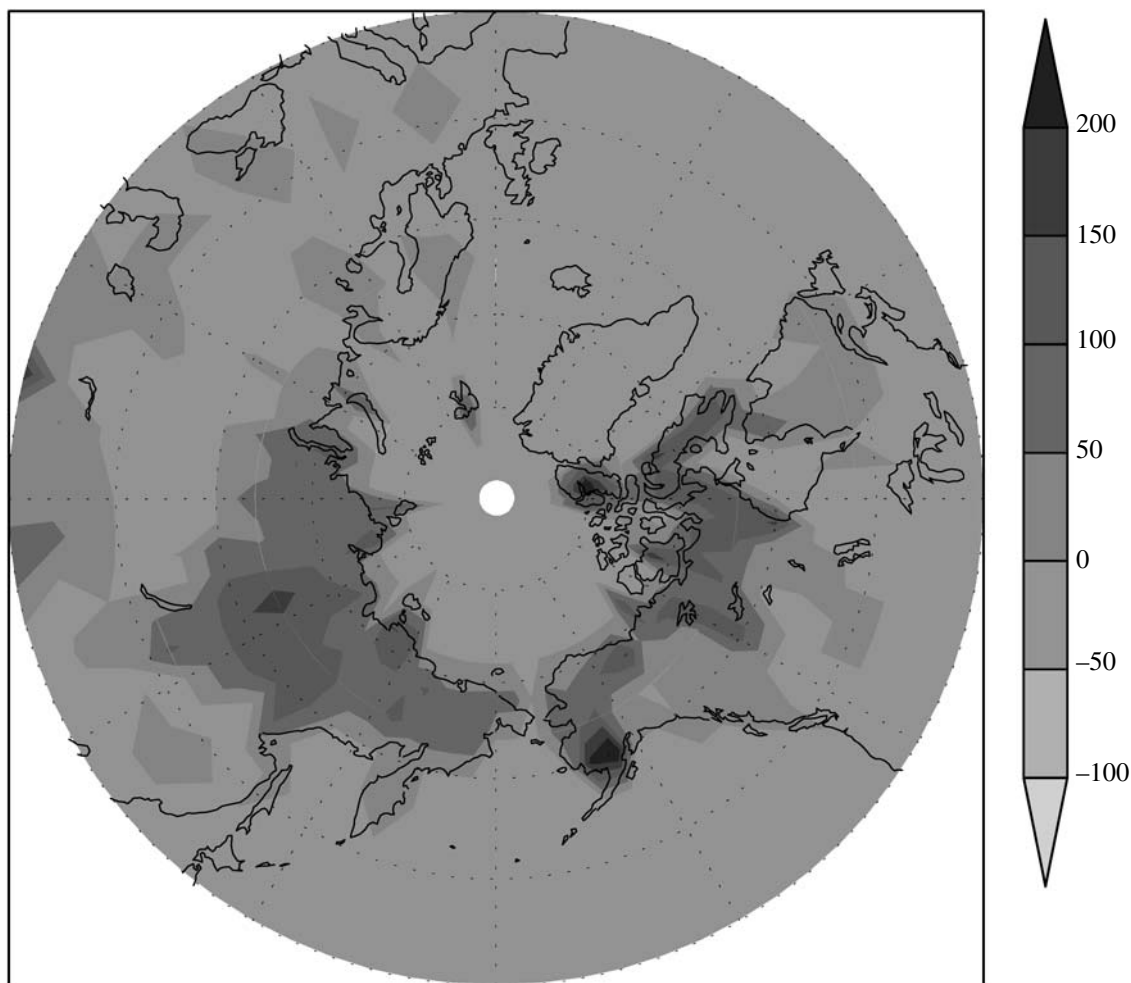


Рис. 9. Среднеавгустовская разность в общем содержании льда в столбе грунта между экспериментами MOSS и MOSS 60m.

На рис. 11 изображена среднеавгустовская разность в общем содержании льда в грунте между экспериментами FrCond и MOSS. Положительная разность наблюдается почти вдоль всей южной границы распространения многолетнемерзлых пород в Евразии, а также на Аляске. Это говорит о том, что эффект понижения температуры грунта, связанный с учетом зависимости коэффициента теплопроводности от знака температуры, является устойчивым и не исчезает при включении обратных связей климатической системы. Сравнивая рис. 6 (наблюдаемое распределение многолетнемерзлых пород) и рис. 7б (эксперимент MOSS), можно заключить, что для адекватного воспроизведения площади, которую занимает вечная мерзлота, в расчет коэффициента теплопроводности грунта необходимо вводить поправку на фазовое состояние воды, в котором она находится.

На рис. 12 показано среднеавгустовское общее содержание льда в грунте по результатам экспери-

мента UnfrW. В этом эксперименте зависимость количества незамерзшей воды от температуры (ниже 0°C) во всех точках суши считалась соответствующей типу почвы "глина", так что количество незамерзшей воды оказывалось максимальным при данной температуре среди всех типов почв. Все прочие физические параметры почвы сохранялись невозмущенными. Из рис. 12 видно, что площадь, занимаемая многолетней мерзлотой, существенно уменьшается с ростом количества незамерзшей воды. Этот вывод согласуется с теми, что изложены в работе [43]. Если возможность существования жидкой влаги в переохлажденном состоянии не принимается во внимание, то температура грунта оказывается заниженной по сравнению с измеренной, в то время как в противном случае она лучше согласуется с данными наблюдений. Таким образом, можно сделать вывод о том, что равновесная температура в столбе грунта монотонно зависит от количества незамерзающей воды, начиная от полного ее отсутствия, а именно, чем это количество

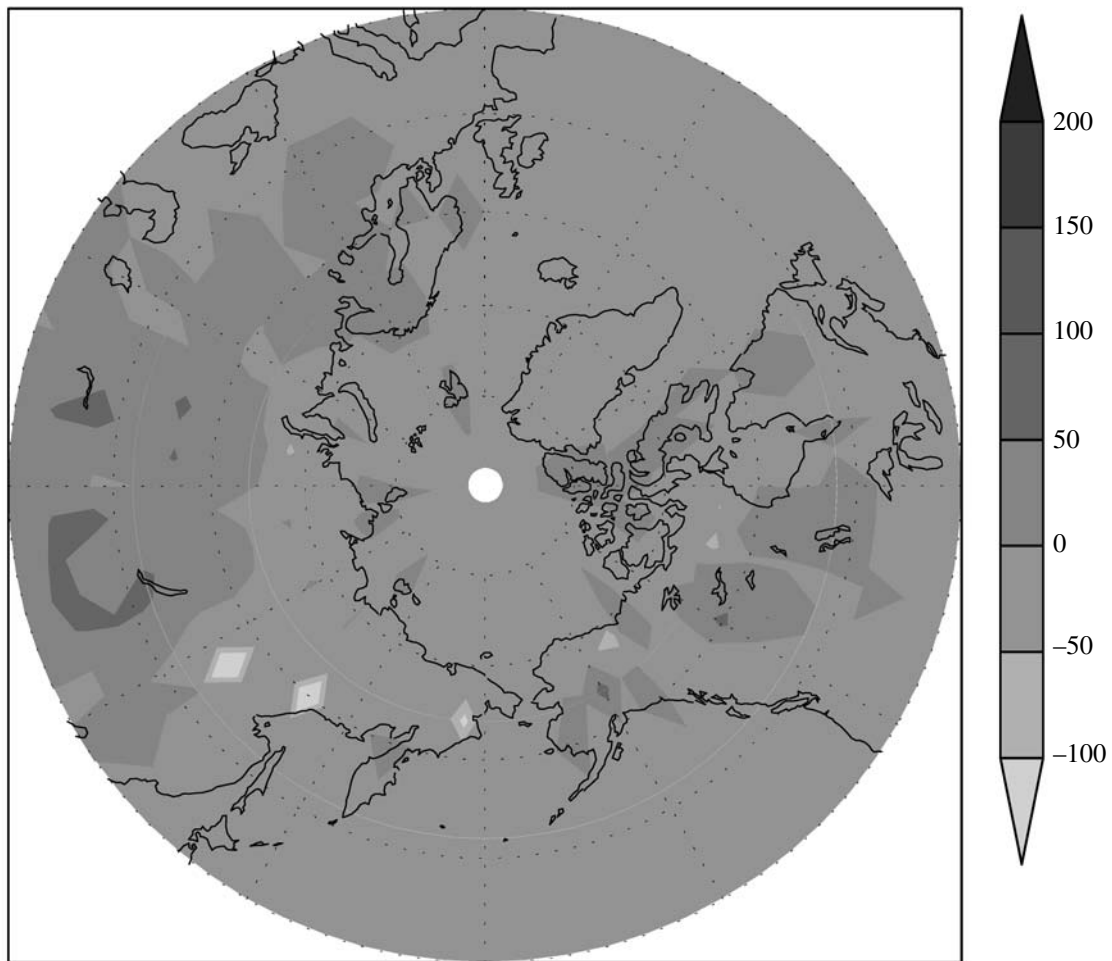


Рис. 10. Среднеавгустовская разность между экспериментами MOSS 60m и TAIGA в общем содержании льда в грунте.

больше, тем температура выше. Это верно как для автономных экспериментов с фиксированным метеофорсингом, так и для глобального интерактивного моделирования.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В данной работе с помощью одномерной модели тепловлагопереноса в почве и взаимодействия ее с атмосферой проведен анализ факторов, определяющих тепловой режим почв, характерный для холодных регионов. На основе численных экспериментов с глобальной моделью общей циркуляции атмосферы исследовано влияние этих факторов на состояние многолетней мерзлоты и современного климата в целом.

Одномерные эксперименты с предписанным атмосферным воздействием показали, что важными факторами, определяющими среднегодовую температуру в столбе грунта, являются его теплопровод-

ность (в частности, характер распределения по глубине) и наличие жидкой влаги в переохлажденном состоянии. Значение коэффициента теплопроводности может определяться как физическими свойствами сухого грунта, так и количеством влаги в грунте и ее фазовым состоянием. При этом чем быстрее происходит теплообмен в грунте за счет теплопроводности, тем выше оказывается среднегодовая температура грунта.

Выводы, полученные при проведении этих одномерных экспериментов, могут измениться при переходе к полному трехмерному моделированию, поскольку в этом случае атмосфера будет также реагировать на изменение теплового режима в столбе грунта и, в свою очередь, воздействовать на деятельный слой суши. Однако результаты описанных в настоящей работе экспериментов с глобальной климатической моделью говорят о том, что качественно эти выводы остаются неизменными. Уменьшение коэффициента теплопроводности верхнего слоя почвы, который можно интерпрети-

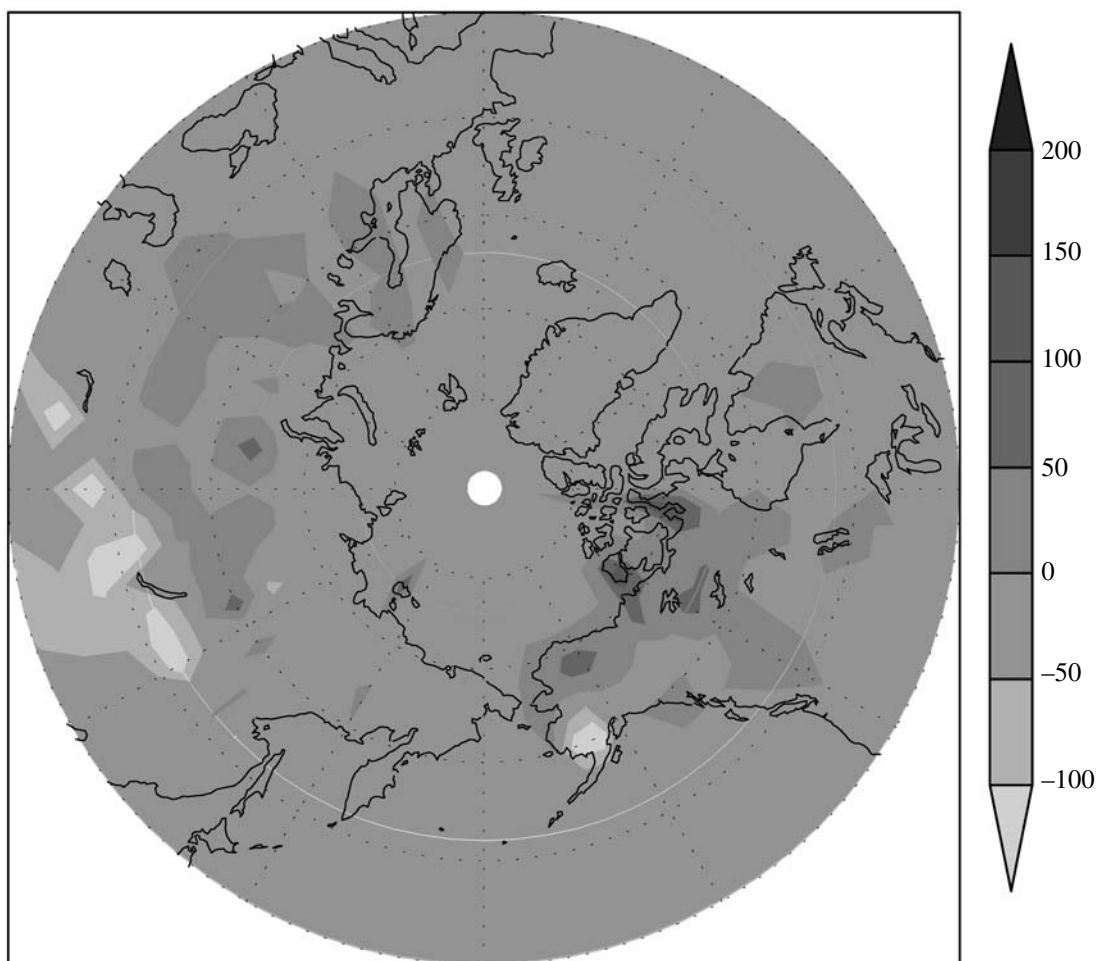


Рис. 11. Среднеавгустовская разность между экспериментами MOSS и FrCond в общем содержании льда в грунте.

ровать как слой неразложившихся растительных остатков и мха, приводит к значительному увеличению площади, занятой многолетней мерзлотой. Введение зависимости коэффициента теплопроводности от фазового состояния воды в грунте (скачкообразное увеличение теплопроводности при переходе от положительной температуры грунта к отрицательной) также увеличивает площадь, занятую многолетней мерзлотой, и уменьшает глубину слоя сезонного протаивания на этой территории.

Выводы, связанные с существованием переохлажденной воды в грунте, также одинаковы как для экспериментов с заданным атмосферным форсингом, так и для интерактивных экспериментов. Оказывается, что чем больше относительное количество воды, которое может находиться в грунте в переохлажденном состоянии, тем выше его температура, больше глубина деятельного слоя и меньше площадь, занятая многолетнемерзлыми породами. Поскольку результаты глобального моделирования оказались довольно чувствительными к

заданию того относительного количества воды, которое может оставаться незамерзшим при низкой температуре грунта, и поскольку для правильной диагностики изменений климата одинаково важно как не завышать, так и не занижать моделируемую температуру грунта (особенно с учетом обратных связей между подстилающей поверхностью и атмосферой), то при проведении сценарных экспериментов по прогнозу климата необходимо уделять должное внимание параметризации этого эффекта.

Так как мхи имеют низкую теплопроводность, то заболачивание территории и зарастание ее мхами приводит к понижению температуры в толще почвы. Эксперимент TAIGA, в котором теплопроводность верхних слоев почвы была уменьшена не только в тех ячейках, где есть тундра, но и в тех, где в настоящее время присутствуют вечнозеленые хвойные леса, показал, что, действительно, толщина деятельного слоя уменьшится на территории, занятой тайгой. В рамках проведенного эксперимента климатическая система не оказывает на почву та-

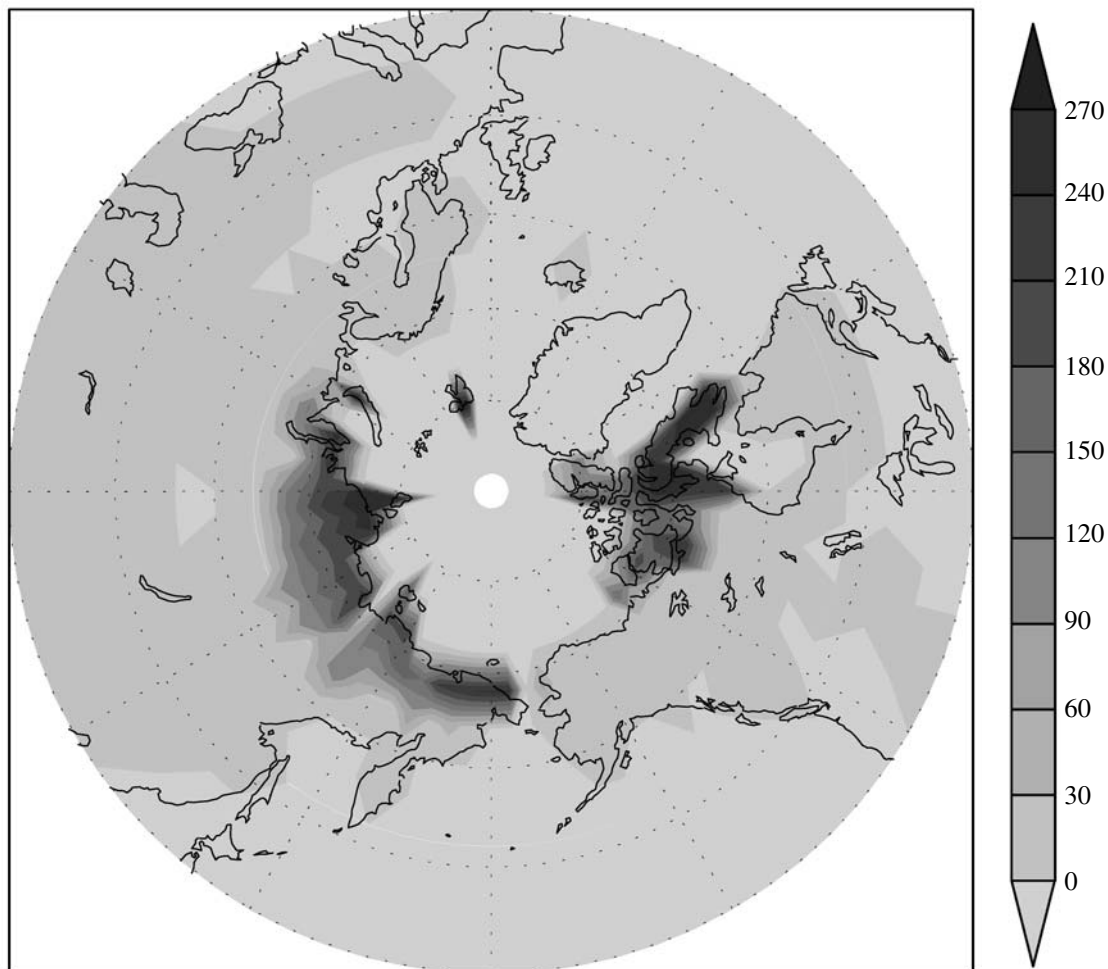


Рис. 12. Среднеавгустовское общее содержание льда в столбе грунта по эксперименту UnfrW.

кое воздействие, которое бы свело на нет влияние мхов. В таком случае интересным представляется вопрос: какой процесс – повышение температуры грунта в результате потепления климата или понижение температуры грунта вследствие изменения видового состава растительности – будет преобладать на территории, скажем, Западной Сибири в будущем и каково будет количественное соотношение между этими разнонаправленными влияниями? Ответ на этот вопрос можно получить, проведя аналогичные эксперименты с глобальной климатической моделью по прогнозу будущего климата в соответствии со сценариями антропогенных выбросов парниковых газов.

Авторы благодарны О.А. Анисимову за консультацию по данным наблюдений, Е.М. Володину, А.В. Глазунову – за плодотворное обсуждение проблемы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 07-05-00200).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anisimov O.A., Nelson F.E.* Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change // *Global Planet. Change.* 1996. V. 14. P. 59–72.
2. *Павлов А.В.* Прогноз эволюции криолитозоны на севере Западной Сибири (по данным мониторинга) // *Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике.* Новосибирск: Наука, 1997. С. 94–101.
3. *Houghton R.A.* Terrestrial sources and sinks of carbon inferred from terrestrial data // *Tellus.* 1996. V. 48B. P. 420–432.
4. *Hinzman L.D., Bettez N.D., Bolton W.R. et al.* Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other arctic regions // *Clim Change.* 2005. V. 72. P. 251–298.
5. *Serreze M.C., Walsh J.E., Chapin F.S. et al.* Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment // *Climate Change.* 2000. V. 46. P. 159–207.
6. *Демченко П.Ф., Елисеев А.В., Аржанов М.М., Мохов И.И.* Влияние скорости глобального потепле-

- ния на таяние вечной мерзлоты // Изв.РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 1. С. 35–43.
7. IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds: Solomon S., Qin D., Manning M. et al. // Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 996 p.
 8. Браун Дж. Развитие международных программ по изучению вечной мерзлоты за последние годы (доклад на Третьей конференции геокриологов России, 1–3 июня 2005 г.) // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 11–13.
 9. Zimov S.A., Schuur E.A.G., Chapin F.S. Permafrost and the global carbon budget // Science. 2006. V. 312. P. 1612–1613.
 10. Гречищев С.Е. Прогноз оттаивания и распределения вечной мерзлоты и изменения криогенного растрескивания грунтов на территории России при потеплении климата // Криосфера Земли. 1997. Т. I. № 1.
 11. Хрусталева Л.Н. Проблемы инженерной геокриологии на рубеже XXI века // Криосфера Земли. 2000. Т. IV. № 1. С. 3–10.
 12. Нечаев В.П. О некоторых соотношениях между мерзлотными и климатическими параметрами и их палеогеографическое значение // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей / Под ред. А.А. Величко, В.П. Гричука. М. Наука, 1981. С. 211–220.
 13. Демченко П.Ф., Величко А.А., Елисеев А.В. и др. Зависимость условий распространения вечной мерзлоты от уровня глобального потепления: сравнение моделей, сценариев и данных палеорекострукций // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. С. 165–174.
 14. Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А. и др. Основы мерзлотного прогноза. М.: Изд-во МГУ, 1974. 431 с.
 15. Romanovsky V.E., Osterkamp T.E. Thawing of the active layer on the coastal plain of the Alaskan Arctic // Permafrost and Periglacial Processes. 1997. V. 8. P. 1–22.
 16. Володин Е.М., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность – почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. С. 453–465.
 17. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов В.Н. Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере верхней Колымы) // Водные ресурсы. 2000. Т. 27. С. 392–400.
 18. Quinton W.L., Gray D.M. Subsurface drainage from organic soils in permafrost terrain: the major factors to be represented in a runoff model // Eighth International Conference on Permafrost. Davos. 2003. 6 p.
 19. Лыкосов В.Н., Палагин Э.Г. Теплового перенос в промерзающей почве и агрометеорологический прогноз // Zeitschrift für Meteorologie. 1978. B. 28. S. 34–41.
 20. Beringer J., Lynch A.H., Chapin F.S. et al. The representation of arctic soils in the land surface model: the importance of mosses // J. Clim. 2001. V. 14. P. 3324–3335.
 21. Мачульская Е.Е. Моделирование и диагноз процессов теплообмена между атмосферой и суши в условиях холодного климата. Дисс. канд. физ.-мат. наук. М., 2001. 125 с.
 22. Анисимов О.А., Нельсон Ф.Е. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. 1997. № 5. С. 71–80.
 23. Zhuang Q., Romanovsky V.E., McGuire A.D. Incorporation of a permafrost model into a large-scale ecosystem model: evaluation of temporal and spatial scaling issues in simulating soil thermal dynamics // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. D24. P. 33649–33670.
 24. Аржанов М.М., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Мохов И.И. Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа) // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 4. С. 65–69.
 25. Малевский-Малевиц С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д. и др. Моделирование и анализ возможностей экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 1. С. 29–36.
 26. Павлова П.В., Катцов В.М., Надежина Е.Д. и др. Расчет эволюции криосферы в XX и XXI веках с использованием глобальных климатических моделей нового поколения // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 2. С. 3–13.
 27. Yamaguchi Ya.K., Noda A., Kitoh A. The changes in permafrost induced by greenhouse warming: a numerical study applying multiple-layer ground model // J. Meteorol. Soci. of Japan. 2005. V. 83. № 5. P. 799–815.
 28. Lawrence D.M., Slater A.G. Incorporating organic soil into a global climate model // Climate Dynamics. 2007. V. 30. № 2–3. P. 145–160.
 29. Володина Е.Е., Бенгтссон Л., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов теплового переноса в снежном покрове для сезонных вариаций гидрологического цикла суши // Метеорология и гидрология. 2000. № 5. С. 5–14.
 30. Мачульская Е.Е., Лыкосов В.Н. Моделирование термодинамической реакции вечной мерзлоты на сезонные и межгодовые вариации атмосферных параметров // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. С. 20–33.
 31. Schlosser C.A., Slater A.G., Robock A. et al. Simulations of the boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase (2d) // Mon. Wea. Rev. 2000. V. 128. P. 301–321.
 32. McCumber M.C., Pielke R.A. Simulation of the effects of the surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Pt 1: Soil layer // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 9929–9938.
 33. Clapp R.B., Hornberger M.G. Empirical equations for some soil hydraulic properties // Water Resources Research. 1978. V. 14. P. 601–604.

34. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979.
35. Farouki O.T. Thermal properties of soils // CRREL Monograph. V. 81. № 1.
36. Bonan G.B., Shugart H.H. Environmental-factors and ecological processes in boreal forests. // Annu. Rev. Ecol. Syst. 20. P. 1–28.
37. Mackay J.R. Active layer changes (1968–1993) following the forest-tundra fire near Inuvik, N.W.T., Canada // Arct. Alp. Res. 1995. 27. P. 323–336.
38. Павлов А.В. Применение метода теплового баланса для решения задач конструктивной географии северных регионов // Изв. АН СССР. Сер. географическая. 1981. Вып. 4.
39. Hinzman L., Kane D.L., Gieck R.E. et al. Hydrologic and thermal properties in the active layer in the Alaskan Arctic // Cold Reg. Sci. Technol. V. 19. P. 95–110.
40. Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я. и др. Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН. Описание модели А5421 версии 1997 г. и результатов экспериментов по программе АМІР II. Деп. ВИНТИ 03.07.98. № 2086-В98. 215 с.
41. Alexeev V.A., Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Lawrence D.M. An Evaluation of Deep Soil Configurations in the CLM3 for Improved Representation of Permafrost // Geophys. Res. Lett. V. 34. № 9. L09502.
42. Хименков А.Н., Власов А.Н. Влияние неоднородностей природной среды на динамику криолитозоны // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 1. С. 21–28.
43. Romanovsky V.E., Osterkamp T.E. Effects of unfrozen water on heat and mass transport processes in the active layer and permafrost // Permafrost and Periglacial Processes. 2000. V. 11. P. 219–239.
44. Brown J., Ferrians O.J. Jr., Heginbottom J.A. et al. Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions // Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. Digital Media. 1998. revised February 2001.

Mathematical Modeling of the Atmosphere–Cryolitic Zone Interaction

E. E. Machul'skaya^{a, b} and V. N. Lykossov^c

^a Research Computational Center, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

e-mail: km@ufn.ru

^b Hydrometeorological Center of Russia, Bol'shoi Predtechenskii per. 11–13, Moscow, 123242 Russia

^c Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, ul. Gubkina 8, Moscow, 119991 Russia

e-mail: lykossov@inm.ras.ru

Received October 3, 2008; in final form, January 23, 2009

Abstract—The main factors controlling the ground thermal regime characteristic of cold regions are analyzed with the use of a one-dimensional model of heat and moisture transport in the soil and its interaction with the atmosphere. The influence of these factors on the state of permafrost and the present-day climate as a whole is investigated on the basis of numerical experiments with a global model of general atmospheric circulation. It is shown that a decrease in the heat conductivity coefficient of the upper soil level, which can be interpreted as a layer of nondecomposed vegetable remains and moss, considerably increases the area occupied by permafrost. The introduction of the dependence of the heat conductivity coefficient on the phase state of water in the ground also increases the area occupied by permafrost and decreases the depth of the layer of its seasonal thawing in this territory. It is also established that the larger the relative amount of water which can be contained in the ground in a supercooled state is, the higher its temperature is, the larger the active layer depth is, and the smaller the area occupied by perennially frozen rocks is.