

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗ

УДК 551.340, 551.345

**МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ
В ЗОНЕ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ**

**И.М. Школьник, Е.Д. Надёжина, Т.В. Павлова, Е.И. Хлебникова,
А.А. Семиошина, Е.К. Молькентин, Е.Н. Стафеева**

*Главная геофизическая обсерватория имени А.И. Воейкова,
194021, Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7, Россия; igor@main.mgo.rssi.ru*

Анализируются результаты моделирования эволюции мощности сезонноталого слоя в зоне вечной мерзлоты Сибирского региона. Расчеты мощности слоя сезонного протаивания выполнены с использованием данных региональной климатической модели Главной геофизической обсерватории. Применяется ансамблевый подход к оценке изменений термического состояния многолетнемерзлых грунтов. Рассмотрено влияние лесной растительности на эволюцию слоя сезонного протаивания. Показано, что антропогенный сигнал воздействия климата на изменения глубин протаивания в конце XX в. статистически незначим из-за существенной естественной изменчивости климата, однако к середине XXI в. на большей части территории Сибири изменения глубин протаивания оказываются значимыми на уровне 5 %.

Вечная мерзлота, климат, моделирование, эволюция

**SIMULATION OF THE REGIONAL FEATURES OF THE SEASONAL THAWING LAYER
IN THE SIBERIAN PERMAFROST ZONE**

**I.M. Shkolnik, E.D. Nadyozhina, T.V. Pavlova, E.I. Khlebnikova,
A.A. Semioshina, E.K. Molkentin, E.N. Stafeeva**

*Voeikov Main Geophysical Observatory,
194021, St.-Petersburg, Karbysheva str., 7, Russia; igor@main.mgo.rssi.ru*

The future projections of seasonal thawing layer depth in the permafrost regions of Siberia are analysed. The experiments have been conducted using ensemble climate simulations provided by Main Geophysical Observatory Regional Climate Model. Accordingly, the ensemble approach has been used to simulate the changes in thermal state of permafrost. The influence of forest vegetation on seasonal thaw layer evolution has been evaluated. It has been demonstrated that the anthropogenic warming signal in the seasonal thaw layer depth change is not discernible above natural climate variability in the late 20th century, while in the mid – 21st century it can be estimated at a reasonable level of confidence over the most part of Siberian territory.

Permafrost, climate, simulation, evolution

ВВЕДЕНИЕ

Данные наблюдений свидетельствуют о том, что влияние глобальных изменений климата на термическое состояние многолетнемерзлых грунтов (ММГ) зависит от географического положения и ландшафтных особенностей конкретного региона. Оценки состояния вечной мерзлоты (ВМ) для разных регионов России обобщены в целом ряде публикаций [Павлов, 2005, 2008а,б; Павлов, Малкова, 2005; Израэль и др., 2006; Аржанов и др., 2007; Васильев и др., 2008; Sazonova et al., 2004; Romanovsky et al., 2010].

При оценках эволюции климата и, в частности, криосферы возникает вопрос о степени неопределенности прогнозируемых характеристик. Неопределенность будущих оценок климата обусловлена естественной изменчивостью климатической системы, проявляющейся на всех временных масштабах, разным качеством моделей, которые используются для предсказания, и различиями между существующими сценариями эмиссии парниковых газов и аэрозолей в атмосферу. Другими словами, прогноз состояния ВМ, как и прогноз

климата в целом, необходимо рассматривать в вероятностной форме.

Региональная модель климата (РКМ) высокого разрешения, разработанная в Главной геофизической обсерватории (ГГО) [Школьник и др., 2007], позволяет детализировать глобальные поля климатических характеристик до 25 км и, в сочетании с моделью теплопередачи в грунтах [Малеvский-Малеvич и др., 2007; Malevsky-Malevich et al., 2001; IPCC, 2007], провести анализ особенностей динамики ВМ в разных регионах с учетом локальных особенностей рельефа и свойств подстилающей поверхности (растительного покрова, альбедо, влагоемкости почвы и др.).

Выполнение вероятностных оценок на основе численных экспериментов с климатическими моделями сводится к формированию расчетного массива характеристик, полученных в результате варьирования начальных и(или) граничных условий для системы прогностических уравнений. Проблемы вероятностно-статистического подхода к анализу изменений ВМ обсуждались в [Анисимов, Белолуцкая, 2003; Анисимов, 2009]. В этих работах рассматривался ансамбль состояний ВМ, сформированный за счет искусственно сгенерированной изменчивости свойств окружающей среды.

Использование данных ансамблевых расчетов климата по РКМ на входе модели теплопереноса в грунтах позволяет оценить влияние различий в прогнозах климата на степень достоверности прогноза термического состояния грунтов. Кроме того, в настоящей статье анализируется чувствительность оценки состояния ВМ к заданию разных типов грунтов и растительности.

МОДЕЛИ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА

Ансамблевые расчеты по моделям (по сравнению с одиночными экспериментами) позволяют получить более полную статистику климатической изменчивости. В настоящей работе использованы ансамблевые расчеты с помощью системы региональной и глобальной моделей ГГО [Шнееvров и др., 2001; Школьник и др., 2007]. Ансамбль климатических воздействий, необходимых для расчета эволюции теплового состояния ММГ, был получен путем задания различных граничных условий на поверхности океана (температура поверхности и концентрация морского льда) и произвольных начальных условий в атмосфере. Всего проведено пять экспериментов, в результате которых был сформирован ансамбль граничных условий для использования в модели теплопередачи в грунтах.

Расчетная область по РКМ включает территорию Сибири размером 4150 × 5400 км с числом узлов сеточной области 167 × 215. Расчеты проводились для двух периодов (1981–2000 и 2041–

2060 гг.) по сценарию роста концентрации парниковых газов и аэрозолей А2 МГЭИК.

Для расчета характеристик ВМ использована одномерная модель теплопередачи в грунтах, построенная с учетом фазовых переходов влаги [Малеvский-Малеvич и др., 2007]. Численное решение уравнения теплопроводности отыскивается в многослойной расчетной области, верхняя граница которой совпадает с верхней границей либо растительного, либо снежного покрова (в зависимости от сезона). Нижняя граница расчетной области для приведенных ниже примеров находится на глубине 30 м. Толщина снежного покрова в годовом ходе задается по данным РКМ о распределении водного эквивалента снега с суточным разрешением по времени. В области фазовых переходов вводится эффективная теплоемкости среды. Теплофизические характеристики отдельных слоев сеточной области, являющиеся коэффициентами уравнения теплопроводности, заданы в зависимости от состава и влажности грунтов. Решение уравнения отыскивается методом прогонки в узлах регулярной сетки РКМ, покрывающей поверхность исследуемого региона. Применялась неявная численная схема с суточным временным шагом. Для решения уравнения теплопроводности в толще грунта использовалась неравномерная по вертикали сетка с шагом 0,1 см вблизи поверхности. Общее число уровней по вертикали равно 60. Более подробное описание схемы расчета приведено в работах [Малеvский-Малеvич и др., 2007; Павлова и др., 2007; Надежина и др., 2008; Malevsky-Malevich et al., 2001]. Процесс теплопередачи в грунтах рассчитывался на основе климатических данных РКМ ГГО без учета обратного влияния на решение РКМ. Эти данные включали температуру подстилающей поверхности и толщину снежного покрова на сетке РКМ и использовались с различным временным осреднением (среднесуточным и среднемесячным).

Толщина слоя растительности и теплофизические характеристики этого слоя считаются известными в том случае, когда предполагается, что слой растительности в естественных условиях является лишайниковым, моховым или травяным покровом. В случае лесной растительности необходимо вводить дополнительную параметризацию влияния леса на термику грунтов. Многочисленные оценки эволюции ВМ под влиянием климатических изменений преимущественно не учитывают наличие лесной растительности, занимающей огромные пространства России, особенно Восточной Сибири. Учет специфики изменения ВМ в грунтах под кронами деревьев является трудной задачей. В настоящей работе предлагается ее приближенное решение на основе параметризации воздействия лесного массива на термический режим приповерхностного слоя воздуха с использо-

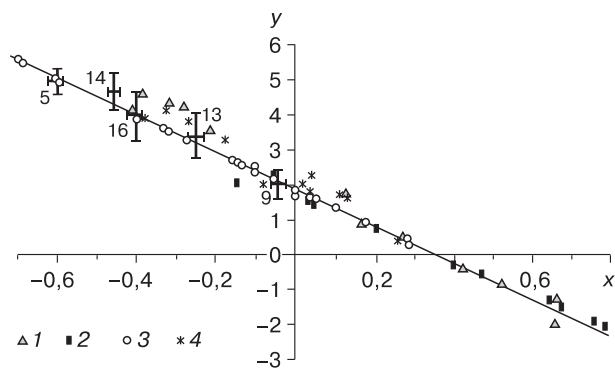


Рис. 1. Зависимость разностей температур поверхности под пологом леса и на метеорологической площадке (открытые участки поверхности) от параметра стратификации для атмосферного пограничного слоя.

1 – теоретическая зависимость, 2–4 – данные наблюдений: 2 – осредненные за 20 лет на Валдае [Егоров и др., 2003], 3 – в Якутске [Павлов, 1975], 4 – в Загорске [Павлов, 1975].

ванием модели атмосферного пограничного слоя (АПС), обеспечивающей 1,5-й уровень замыкания по турбулентности. Модель АПС учитывает рельеф местности и фазовые переходы влаги [Надежина, Шкляревич, 1996; Егоров и др., 2003].

Для заданных характеристик древостоя были рассчитаны перепады температур поверхности лесной подстилки ($T_{0л}$) и температур поверхности метеорологической площадки ($T_{0пл}$), а также температуры осредненной поверхности ($T_{0м}$), определяющей структуру мезомасштабного потока при разных условиях стратификации в набегающем потоке. Последнюю можно отождествить с температурой поверхности, осредненной по площади ячейки РКМ. Значения перепада температур ($T_{0л} - T_{0пл}$) и ($T_{0л} - T_{0м}$) могут быть параметризованы в зависимости от стратификации АПС. Линейная зависимость перепада температур поверхности ($T_{0л} - T_{0пл}$) от параметра стратификации проверена с помощью 20-летнего ряда наблюдений на базе Государственного гидрологического института “Валдай” [Егоров и др., 2003] для лесного массива хвойных деревьев. Были привлечены для проверки также двухлетние ряды параллельных наблюдений в хвойном лесу и на метеостанции Якутск, а также аналогичный цикл наблюдений в Загорске [Павлов, 1975]. Пример параметризации ($T_{0л} - T_{0пл}$) показан на рис. 1 в сравнении с данными наблюдений.

АНСАМБЛЕВЫЕ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЙ МОЩНОСТИ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ

Значительная часть усилий современных исследователей эволюции ВМ направлена на анализ изменений мощности сезонноталого слоя (СТС).

Во многих случаях при анализе данных наблюдений предполагается, что эта характеристика достаточно показательна при исследовании отклика ВМ на потепление климата. Основой для систематизации и обобщения экспериментальных данных являются наблюдения, проводимые на геокриологических стационарах [Павлов, 2005; Павлов, Малкова, 2005]. В середине 1990-х гг. была создана международная сеть мониторинга глубины сезонного протаивания вечной мерзлоты – CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring), в которую входят 20 наблюдательных площадок на территории России [Brown et al., 2000]. Однако ряды наблюдений CALM в большинстве случаев недостаточно обеспечены статистически. Несомненный интерес представляет оценка влияния внутренней климатической изменчивости на степень достоверности расчета мощности СТС и ее изменений при потеплении климата. Известно, что одним из наиболее эффективных методов выделения антропогенной составляющей изменения климата на фоне климатической изменчивости являются ансамблевые расчеты по моделям климата.

Пространственные распределения изменений расчетной мощности СТС были получены для каждого из пяти вариантов расчетов температуры поверхности и снежного покрова в ансамбле РКМ. Эти распределения существенно зависят от использованного варианта реализации. В качестве примера на рис. 2 приведены результаты расчетов для двух из пяти реализаций климатических воздействий. Рисунок иллюстрирует наиболее заметные модельные различия в изменении мощности СТС в Западной Сибири и прилегающих областях. Граничные условия четвертого эксперимента (см. рис. 2, а) обеспечивают меньшую скорость протаивания по сравнению с пятым экспериментом (см. рис. 2, б). Изменения получены как разности между средними величинами за будущий (2041–2060) и базовый (1981–2000) периоды. Расчет соответствует условиям суглинка под слоем лишаика.

Представление о степени достоверности полученных изменений мощности СТС под влиянием потепления климата для разных диапазонов мощности можно получить из рис. 3. На рис. 3 разными оттенками цвета показано количество членов ансамбля РКМ, обеспечивающих расчет глубин сезонного оттаивания в заданных диапазонах значений. Самым темным цветом на каждом из рисунков показана область, для которой все члены ансамбля дают отклонения мощности СТС в одном и том же диапазоне значений. На рис. 3 видно, что степень согласованности ансамблевых расчетов в разных диапазонах прогнозируемых изменений мощности СТС различается в зависимости от ландшафтных особенностей этих областей. Пример, представленный на рис. 3, а–в, соответствует

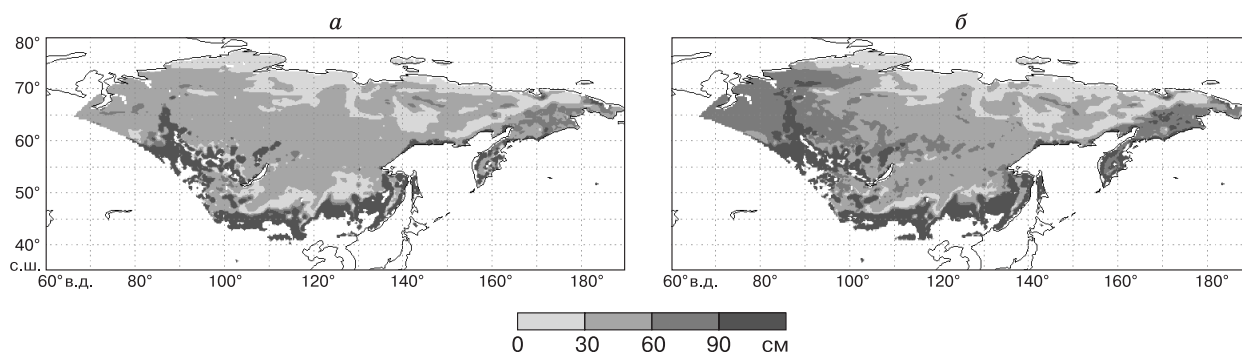


Рис. 2. Пространственные распределения мощности сезонноталого слоя (см) в середине XXI в. по сравнению с базовым климатом в конце XX в.

а – четвертый эксперимент, *б* – пятый эксперимент.

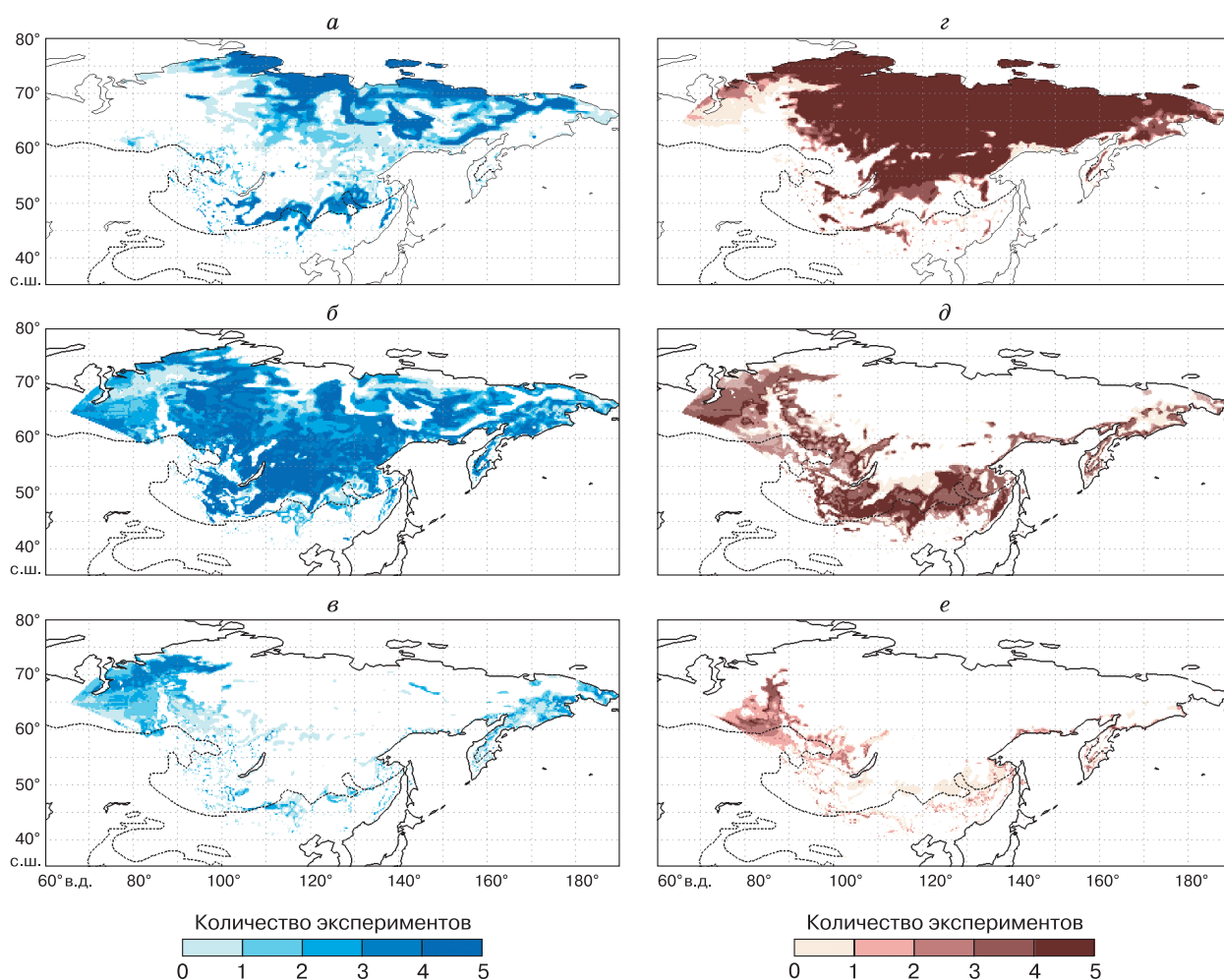


Рис. 3. Изменения мощности сезонноталого слоя (см) к середине XXI в. в выделенном диапазоне значений:

а, г – 0–30 см; *б, д* – 30–60 см; *в, е* – 60–90 см; *а–в* – суглинки; *г–е* – торфяники. Насыщенность цвета показывает число моделей, обеспечивающих попадание мощности сезонноталого слоя в заданный диапазон значений.

условиям суглинка, покрытого слоем лишайника, на рис. 3, *з-е* – условиям торфяного болота. Расчет показывает, что в Центральной Сибири для суглинков наиболее вероятные изменения мощности СТС находятся в диапазоне 30–60 см, а для торфяников не превосходят 30 см как в Центральной Сибири, так и на Арктическом побережье. В северо-западных и западных регионах наиболее вероятными изменениями для суглинков оказываются вариации СТС в диапазоне 60–90 см. В случае влажных торфяников (наиболее распространенный тип ландшафта в этих регионах) изменения СТС при потеплении в 1,5–2 раза меньше.

ВЛИЯНИЕ СВОЙСТВ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И СОСТАВА ГРУНТОВ НА МОЩНОСТЬ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ

Пространственная изменчивость мощности СТС в естественных условиях определяется прежде всего топографией местности, влиянием растительности и составом грунтов. Использование данных РКМ в качестве входных параметров для оценки термического состояния грунтов обеспечивает учет рельефа на масштабах шага модельной сетки (25 км). Подсчетное распределение растительности и состав грунтов в РКМ не принимаются во внимание. Зависимость усредненных на масштабах пространственной сетки распределений мощности СТС от состояния растительного покрова и грунтов оценивается посредством рассмотрения ансамбля расчетных данных для разных видов грунтов и растительности. В настоящем исследовании была проведена серия численных экспериментов для нескольких комбинаций растительного покрова и почвенного состава. Изменения мощности СТС под влиянием вариаций климата для разных грунтов исследовались неоднократно [Анисимов, 2009; Malevsky-Malevich et al., 2001], однако при этом не учитывалось влияние лесной растительности. Между тем в оценках эволюции слоя сезонного протаивания анализ влияния лесной растительности на мощность СТС представляет значительный интерес, поскольку эта растительность на ММГ является специфической особенностью Сибирского региона. Учет влияния лесной растительности на температуру поверхности под кронами деревьев выполнен с использованием параметризации, приведенной на рис. 1. Параметр стратификации АПС рассчитывался для всех месяцев года на основе информации о характерных среднемесячных значениях высоты пограничного слоя, геострофического ветра и перепада температур в АПС лесной зоны Сибирского региона. Поправки к значениям температуры поверхности под кронами деревьев введены с использованием информации о современном положении границы зоны бореальных лесов. Анализ

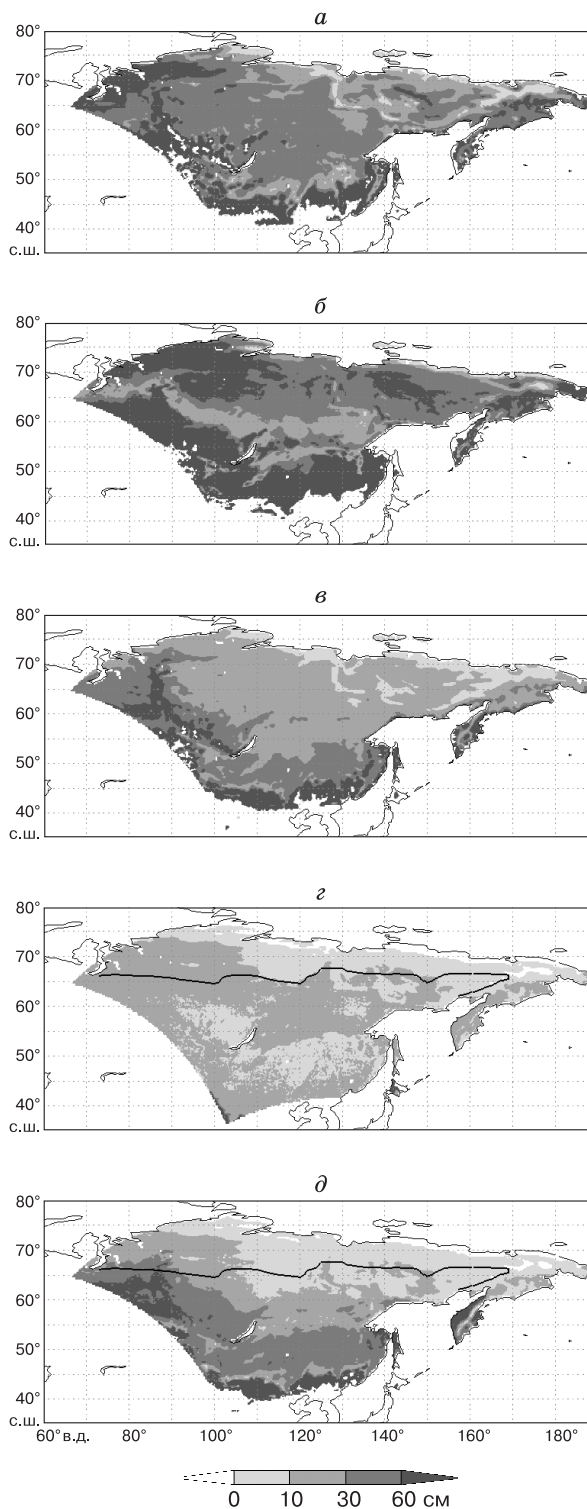


Рис. 4. Изменения мощности сезонноталого слоя (h , см) в середине XXI в. по сравнению с современным климатом в зависимости от типа грунта и растительности:

а – суглинок, *б* – песок, *в* – влажный торфяник, *г* – лес на влажном торфянике, *д* – лес со слоем гумуса 1 м; *г, д*: жирная линия – северная граница лесной зоны.

показывает, что даже приближенный учет лесной растительности приводит к заметному ослаблению влияния потепления климата на термический режим ММГ. Степень ослабления этого влияния зависит от географического положения района.

Рассмотрим результаты численных экспериментов для нескольких природных комплексов, в число которых входят массивы хвойных лесов. На рис. 4 приведены результаты расчета для следующих вариантов сочетания грунтов и растительности: суглинков с моховым или лишайниковым покровом толщиной 20 см (*a*), песок со слоем растительности 10 см (*b*), торфяное болото смешанного типа со слоем торфа толщиной 1 м (*в*), торфяник под пологом леса (*г*), суглинков с расположенным над ним органическим слоем под пологом леса (*д*). Выбранные примеры расчетов не охватывают всех возможных природных комплексов Сибири, однако позволяют оценить диапазон возможных вариаций на масштабах, не разрешаемых сеткой РКМ. Из рис. 4 следует, что различия в пространственных распределениях мощности СТС в середине XXI в. по сравнению с концом XX в. существенным образом увеличиваются при включении лесной растительности в ансамбль природных комплексов.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ КЛИМАТИЧЕСКОЙ И ЛАНДШАФТНОЙ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ НА ОЦЕНКУ ЭВОЛЮЦИИ СЛОЯ СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ ДЛЯ РАЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ

Сопоставление эффектов естественной климатической изменчивости и ландшафтной неопределенности весьма существенно для понимания возможных путей уточнения модельных прогнозов эволюции термического состояния ММГ в разных регионах. Региональные прогнозы характеристик ММГ, основанные на обобщении данных мониторинга состояния ММС на геокриологических стационарах, были описаны неоднократно [Израэль и др., 2006; Павлов, 2008*a, б*]. При этом обобщения основаны на гипотезе о том, что данные наблюдений в выбранных пунктах репрезентативны для больших регионов.

Нами были рассмотрены два климатических региона по классификации Алисова [Алисов, 1957]. Первый регион (I) включает узлы сетки в районах Центральной и Восточной Сибири, второй регион (II) включает участок модельной сетки для широт, расположенных севернее Полярного круга.

Проанализируем эволюцию осредненных по указанным регионам максимальных значений мощности СТС (*h*) за периоды расчетов климата по ансамблю РКМ. На рис. 5 для разных типов грунтов и ландшафтов приведены временные изменения средней по регионам величины *h*, полученной

осреднением по ансамблю. Заштрихованная область демонстрирует разброс значений внутри ансамбля, возникающий из-за разного представления членами ансамбля РКМ температуры поверхности и толщины снежного покрова. Величина дисперсии в ансамбле в значительной степени обусловлена естественной климатической изменчивостью, которая описывается каждым членом ансамбля независимо.

Представление о вариациях оценок *h*, связанных с ландшафтной изменчивостью, дают различия в кривых 1 и 2 на рис. 5. На рис. 5, *a–г* приведены примеры расчетных значений мощности СТС для умеренно увлажненных суглинков (кривые 1), поскольку в модельных исследованиях реакции ВМ на потепление климата этот тип грунтов используется достаточно часто. На рис. 5, *a, б* временные изменения величины *h* для суглинков со слоем мохово-лишайниковой растительности толщиной 20 см сравниваются с соответствующими значениями под пологом леса. Лесная растительность является доминантной для рассматриваемого климатического региона, поэтому наиболее вероятные изменения мощности СТС необходимо соотносить с этим типом ландшафта. Результаты, полученные для суглинков со слоем мохово-лишайниковой растительности, оказываются в регионе I скорее исключением, чем правилом. Для выявления влияния типа грунта на оценку величины *h* в регионе II на рис. 5, *в, г* наряду с данными для суглинков приведены зависимости для широко распространенных здесь влажных торфяников.

На рис. 5 видно, что за 20-летний базовый период изменения мощности СТС оказываются существенно меньше, чем диапазон изменения мощности СТС в ансамбле. Дисперсионный анализ данных за 1981–2000 гг. показывает, что на этом интервале межгодовые различия статистически незначимы. Слабость антропогенного сигнала не позволяет выявить закономерные временные изменения мощности СТС по отдельным 20-летним климатическим реализациям за счет влияния изменчивости. В то же время осреднение по ансамблю дало возможность существенно подавить шумовую составляющую и обнаружить восходящий тренд, который объясняет около 20 % изменчивости.

На интервале 2041–2060 гг. антропогенный сигнал значительно усиливается, проявляется достаточно отчетливо и может быть выделен по данным отдельных климатических реализаций. Осреднение по ансамблю дает возможность уточнить ожидаемую скорость увеличения мощности СТС на рассматриваемом интервале. Как показывают расчеты для региона II, эта величина в 6 раз превышает соответствующую ансамблевую оценку для базового периода как для суглинков, так и для

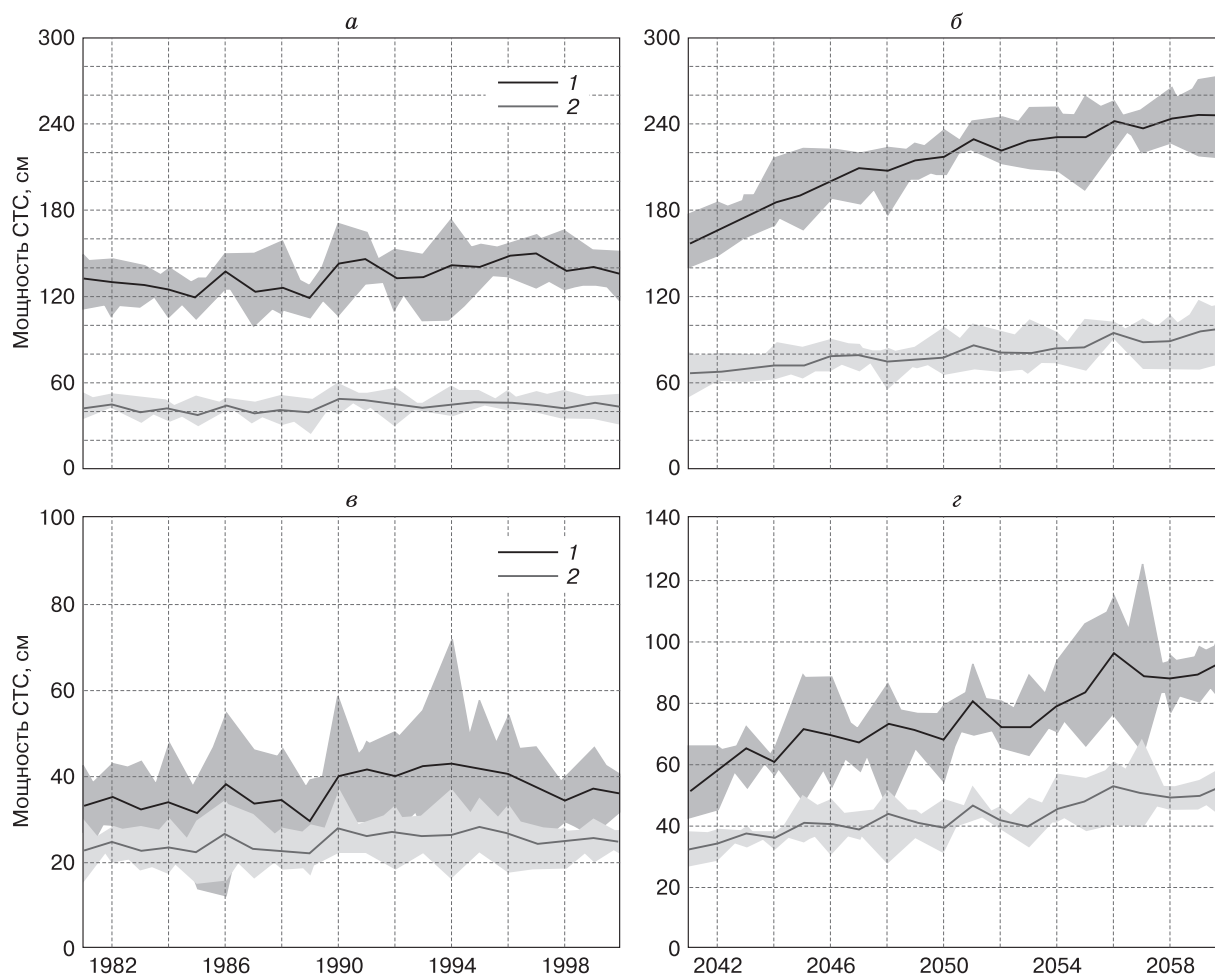


Рис. 5. Временная изменчивость мощности сезонноталого слоя (см), осредненной по климатическим регионам за периоды 1981–2000 гг. (а, в) и 2041–2060 гг. (б, г).

а, б – регион I (1 – суглинок, 2 – лес со слоем гумуса); в, г – регион II (1 – суглинок, 2 – торф); заштрихованная область – разброс значений внутри ансамбля РКМ.

влажных торфяников. Отношение “сигнал/шум” также практически не изменяется при смене природного комплекса. Вместе с тем абсолютные значения угловых коэффициентов линейного тренда для суглинков в 2 раза превышают соответствующие величины для влажных торфяников (см. рис. 5, в, г). Аналогичная картина наблюдается и для региона I при сравнении результатов для суглинков с соответствующими значениями под пологом леса (см. рис. 5, а, б). Вследствие этого при оценке возможных изменений мощности СТС, осредненных в пределах сеточной ячейки, необходим учет преобладающего типа растительности и грунта в каждом регионе. Это обстоятельство следует иметь в виду при использовании данных о смещении границ зоны ВМ в задачах оценки соответствующего изменения границ растительных зон.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе ансамблевых расчетов климата по региональной модели ГГО с учетом сценария эмиссии парниковых газов и аэрозолей А2 МГЭИК исследован разброс в расчетах мощности сезонноталого слоя. Показано, что пространственное распределение изменений мощности СТС в середине XXI в. преимущественно определяется доминантным типом ландшафта. Ансамблевый подход позволил дать представление о степени достоверности прогноза мощности СТС. В частности, анализ показал, что в центральных регионах Сибири для суглинков от 4 до 5 членов ансамбля дают изменения мощности СТС в диапазоне 30–60 см, а для торфяников – 0–30 см.

Учет эффекта лесной растительности позволил более реалистично описать термику грунтов в районах лесных зон. Так, в Восточной Сибири из-

менение мощности СТС под кронами деревьев оказалось на 40–50 см меньше, чем на открытых участках.

Приведенные оценки изменений могут быть уточнены за счет пространственной детализации снежного покрова и данных мониторинга мощности СТС, представленных, например, в работах [Павлов, Прокопьев, 1978; Гаврильев, Угаров, 2009].

Выполнен анализ временной изменчивости мощности СТС для разных климатических регионов. Показано, что в период 1981–2000 гг. изменение мощности СТС, обусловленное потеплением климата (антропогенный сигнал), не выходит за пределы колебаний мощности СТС, связанных с естественной изменчивостью климата (шум). В период 2041–2060 гг., когда потепление под влиянием роста концентрации парниковых газов будет сильнее, чем в конце XX в., антропогенный сигнал окажется больше естественной изменчивости. Величина линейного тренда мощности СТС меняется в пределах одного и того же климатического региона при смене природного комплекса, однако отношение “сигнал/шум” практически не зависит от типа природного комплекса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 09-05-00874, 10-05-00407-а, 11-05-00733-а).

Литература

Алисов Б.П. Принципы климатического районирования СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1957, т. 6, с. 118–125.

Анисимов О.А. Вероятностно-статистическое моделирование мощности сезонноталого слоя в условиях современного и будущего климата // Криосфера Земли, 2009, т. XII, № 3, с. 36–44.

Анисимов О.А., Белолуцкая М.А. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогноз и оценка неопределенности // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. СПб., Гидрометеиздат, 2003, с. 21–38.

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.

Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 2, с. 10–18.

Гаврильев П.П., Угаров И.С. Реакция пород ледового комплекса Центральной Якутии на потепление климата // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 1, с. 24–30.

Егоров К.Л., Марунич С.В., Молькентин Е.К. и др. Модельные оценки термических условий лесного массива // Метеорология и гидрология, 2003, № 10, с. 41–53.

Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. и др. Статистические оценки изменения элементов климата в районах вечной мерзлоты на территории Российской Федерации // Метеорология и гидрология, 2006, № 5, с. 27–38.

Малевский-Малевич 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.

Надежина Е.Д., Шкляревич О.Б. Об особенностях моделирования атмосферного пограничного слоя в прибрежных районах с учетом растительности // Метеорология и гидрология, 1996, № 11, с. 29–37.

Надежина Е.Д., Школьник И.М., Павлова Т.В. и др. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата: оценки с помощью региональной климатической модели // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 3, с. 3–11.

Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск, Кн. изд-во, 1975, 304 с.

Павлов А.В. Современные изменения климата на севере России / А.В. Павлов, Г.В. Малкова. Новосибирск, Академ. изд-во “Гео”, 2005, 54 с.

Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Академ. изд-во “Гео”, 2008а, 229 с.

Павлов А.В. Тренды современных изменений температуры почвы на севере России // Криосфера Земли, 2008б, т. XII, № 3, с. 22–27.

Павлов А.В., Малкова Г.В. Инвентаризация наблюдательных сетей мониторинга криолитозоны в России // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 2, с. 67–77.

Павлов А.В., Прокопьев А.Н. Теплообмен почвы с атмосферой в условиях лиственного леса в Центральной Якутии // Теплообмен в мерзлотных ландшафтах. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1978, с. 3–17.

Павлова Т.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.

Школьник И.М., Мелешко В.П., Катцов В.М. Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири // Метеорология и гидрология, 2007, № 6, с. 5–18.

Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Матюгин В.А. и др. Современное состояние глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГГО (версия MGO-2) // Тр. ГГО, 2001, вып. 550, с. 3–43.

Brown J., Burgess M., Pavlov A. et al. The global terrestrial network for permafrost // Rhythms of Natural Processes in Earth Cryosphere. Pushchino, 2000, p. 203–204.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Solomon S., Qin D., Manning M. et al. Cambridge, U.K.; N.Y., Cambridge Univ. Press, 2007, 996 p.

Malevsky-Malevich S.P., Molkentin E.K., Nadyozhina E.D., Shklyarevich O.B. Numerical simulation of permafrost parameters distribution // Cold Regions Sci. and Technol., 2001, No. 32, p. 1–11.

Romanovsky V.E., Drozdov D.S., Oberman N.G. et al. Thermal state of permafrost in Russia // Permafrost and Periglacial Processes, 2010, vol. 21, p. 136–155.

Sazonova T.S., Romanovsky V.E., Walsh J.E., Sergueev D.O. Permafrost dynamics in the 20th and 21st centuries along the East Siberian transect // J. Geophys. Res.: D, 2004, vol. 109, No. D01108, doi: 10.1029/2003JD003680.

Поступила в редакцию
26 мая 2011 г.