Том 50, Номер 5

ISSN 0321-0596 Сентябрь - Октябрь 2023



Журнал освещает теоретические и прикладные проблемы изучения природных вод: формирование водных ресурсов и управление ими, динамику водной среды, качество и охрану вод, гидрохимические и гидроэкологические процессы в водных объектах.



Том 50, номер 5, 2023

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ С АТМОСФЕРОЙ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Василий Николаевич Лыкосов (14.01.1945–10.09.2021)	511
Численное исследование взаимодействия компонентов климатической системы и их роли в усиленном потеплении Арктики	
Г. А. Платов, Е. Н. Голубева, В. Н. Крупчатников, М. В. Крайнева	513
Минимальная модель Урлеманса как возможный инструмент описания горного оледенения в моделях земной системы	
П. А. Торопов, А. В. Дебольский, А. А. Полюхов, А. А. Шестакова, В. В. Поповнин, Е. Д. Дроздов	524
Ожидаемые изменения испарения в XXI в. в зоне тайги Европейской части России	
Е. Д. Надёжина, И. М. Школьник, А. В. Стернзат, А. А. Пикалёва	538
Влияние московского мегаполиса на осадки теплого периода в зависимости от крупномасштабных атмосферных условий	
Ю. И. Ярынич, М. И. Варенцов, В. С. Платонов, В. М. Степаненко, А. В. Чернокульский, С. Г. Давлетшин, Е. А. Дронова	550
Использование данных дистанционного зондирования при моделировании водного и теплового режимов участков суши: обзор публикаций	
Е. Л. Музылев	561
Применимость различных педострансферных функций к описанию гидрофизических характеристик почв (грунтов)	
А. А. Рязанова, В. Ю. Богомолов, А. И. Медведев	585
Параметр шероховатости мелководных водоемов	
И. А. Репина, А. Ю. Артамонов, И. А. Капустин, А. А. Мольков, В. М. Степаненко	602
О параметризации прозрачности воды в природных водоемах	
С. Д. Голосов, И. С. Зверев, А. Ю. Тержевик	613
Численное моделирование турбулентного перемешивания в мелководном озере для периодов подледной конвекции	
А. А. Смирновский, С. И. Смирнов, С. Р. Богданов, Н. И. Пальшин, Р. Э. Здоровеннов, Г. Э. Здоровеннова	622

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ С АТМОСФЕРОЙ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

ВАСИЛИЙ НИКОЛАЕВИЧ ЛЫКОСОВ (14.01.1945–10.09.2021)

DOI: 10.31857/S0321059623700013, EDN: VDAEYP



Настоящий номер журнала "Водные ресурсы" посвящен памяти члена-корреспондента РАН, доктора физико-математических наук Василия Николаевича Лыкосова — выдающегося ученого, всемирно известного специалиста в области математического моделирования пограничного слоя атмосферы и динамики климатической системы, одного из основоположников отечественной школы параметризации гидрологических процессов в моделях климата.

В.Н. Лыкосов — выпускник механико-математического факультета Новосибирского государственного университета, начал научную карьеру в Вычислительном центре СО АН, где он работал под руководством академика Г.И. Марчука в группе численного моделирования климата. Впоследствии, после нескольких лет работы в оперативных отделах сезонных прогнозов погоды Гидрометслужбы СССР и Европейского центра в Рединге (Великобритания), талантливый молодой ученый был приглашен Г.И. Марчуком в Отдел вычислительной математики при Президиуме АН СССР (с 1991 г. – Институт вычислительной математики (ИВМ) РАН). В ИВМ РАН Василий Николаевич проработал многие годы, здесь им были получены наиболее значимые научные результаты. В.Н. Лыкосов стал одним из первых разработчиков одномерных моделей пограничного слоя и одним из первопроходцев ("первопроходимцев", как он иногда шутил) по внедрению параметризаций турбулентности в численные модели глобальной циркуляции атмосферы. В.Н. Лыкосов внес большой вклад в развитие нелокальных замыканий уравнений Рейнольдса и моделей противоградиентного переноса в атмосферном пограничном слое. В.Н. Лыкосовым впервые получены решения, обобщающие теорию подобия Монина-Обухова на случай приземного слоя со взвесью снежных частиц.

Много времени и творческих сил посвятил Василий Николаевич воспитанию молодежи. В МГУ им. М.В. Ломоносова он руководил лабораторией суперкомпьютерного моделирования природно-климатических процессов Научно-исследовательского вычислительного центра (НИВЦ), организовал научно-образовательные семинары "Математическое моделирование геофизических процессов: прямые и обратные задачи", "Суперкомпьютерное моделирование Земной системы", которыми он руководил почти 20 лет и которые стали одной из немногих активно действующих сегодня площадок для представления результатов велуших научных коллективов страны в области вычислительной математики, геофизической гидродинамики, метеорологии, гидрологии и экологии.

Особое значение Василий Николаевич придавал развитию моделей гидрологических процессов в моделях климата. В конце 1970-х гг. он одним из первых (совместно с Э.Г. Палагиным) рассмотрел задачу физико-математического описания неизотермического тепловлагопереноса в почвогрунтах, в том числе исследовал проблемы влагопереноса в мерзлой почве с учетом влияния переохлажденной влаги. Такая постановка задачи значительно опередила свое время и до сих пор редко используется при описании деятельного слоя суши в современных моделях погоды и климата. Разработки В.Н. Лыкосова с соавторами легли в основу одномерной подмодели почвы, использованной впоследствии в модели климата ИВМ РАН и системе прогноза погоды ПЛАВ Гидрометцентра РФ. Развитие методов параметризации гидрологических процессов в модели деятельного слоя суши было связано с работами ученика Василия Николаевича – Е.М. Володина: добавлено уравнение диффузии водяного пара, процессов испарения/конденсации почвенной влаги, разработаны параметризации транспирации воды растениями, поверхностного и подповерхностного стока волы. Следует отметить, что детальное вертикальное разрешение почвенной модели ИВМ РАН в 1980-е гг. считалось избыточным (с учетом доступных в те годы вычислительных ресурсов), однако последующее развитие ведущих мировых моделей деятельного слоя сопровождалось увеличением числа слоев, что подтвердило верность подхода Василия Николаевича. Последующим развитием схемы деятельного слоя суши (в климатической модели ИВМ РАН) стало усовершенствование модели снежного покрова, проведенное Е.Е. Мачульской под руководством В.Н. Лыкосова путем добавления уравнения переноса жидкой влаги. В сотрудничестве с Е.Е. Мачульской Василий Николаевич также впервые исследовал влияние низкой теплопроводности тонкого растительного покрова (мхов и лишайников) в зоне многолетней мерзлоты на формирование термического режима деятельного слоя.

В начале 2000-х гг. В.Н. Лыкосовым была поставлена задача создания параметризации внутренних водоемов суши для модели Земной системы. В разработанной учеником Василия Николаевича В.М. Степаненко модели LAKE для описания тепломассопереноса в эволюционирующих слоях льда и воды по аналогии с ранними версиями почвенной модели использованы нормированные вертикальные координаты. В качестве блоков почвы и снежного покрова также привлечены разработанные ранее В.Н. Лыкосовым и его учениками модели. В модель водоема введено уравнение для солености, что позволило воспроизвести особенности термодинамического режима озер, стратифицированных по температуре и солености. Впервые параметризация водоемов была дополнена уравнениями, описывающими генерацию, перенос, потребление метана и углекислого газа и их эмиссию в атмосферу. При участии В.Н. Лыкосова создана и внедрена в модель деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ схема термогидродинамики рек на основе уравнений диффузионной волны.

В представленном вниманию читателей специальном выпуске журнала собраны статьи, представляющие лишь часть широкой области исследований, которую Василий Николаевич Лыкосов развивал в своих трудах. Этот выпуск был задуман, прежде всего, как дань памяти выдающемуся ученому, создателю новых научных направлений на стыке метеорологии, климатологии и гидрологии деятельного слоя суши, талантливому воспитателю молодежи. Выбором журнала "Водные ресурсы" составители выпуска стремились подчеркнуть тенденцию к проникновению идей и достижений современной гидрологии в решение задач физики атмосферы и климата – направление, одним из основоположников которого был Василий Николаевич Лыкосов.

Составители выпуска – докт. физ.-мат. наук В.М. Степаненко (НИВЦ МГУ), докт. физ.-мат. наук, чл.-корр. РАН А.Н. Гельфан (ИВП РАН).

_____ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ _ С атмосферой и гидрологических последствий изменения климата

УДК 551.58,551.46

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КОМПОНЕНТОВ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ И ИХ РОЛИ В УСИЛЕННОМ ПОТЕПЛЕНИИ АРКТИКИ¹

© 2023 г. Г. А. Платов^{а,} *, Е. Н. Голубева^а, В. Н. Крупчатников^а, М. В. Крайнева^а

^аИнститут вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, 630090 Россия *e-mail: Platov.G@gmail.com

Поступила в редакцию 25.01.2023 г. После доработки 25.01.2023 г. Принята к публикации 20.03.2023 г.

С помощью численного моделирования и данных реанализа исследованы некоторые взаимодействия компонентов климатической системы в Арктике в условиях потепления климата. При анализе данных и результатов численных экспериментов использовался метод разложения полей характеристик состояния среды по естественным ортогональным функциям. Выявлены тенденции изменения атмосферного воздествия на систему океан—лед в период потепления и их связь с тенденциями будущих проекций потепления в рамках наиболее жесткого сценария RCP 8.5 в проекте CMIP-5. Кроме того, с помощью численного моделирования выявлена 44-летняя периодичность в системе взаимодействия общей циркуляции Северного Ледовитого океана и теплосодержания слоя Атлантических вод в нем, которая может быть связана с Атлантической меридиональной опрокидывающей циркуляцией.

Ключевые слова: климатические изменения, Арктика, взаимодействие компонентов климата, будущие проекции климата, численное моделирование.

DOI: 10.31857/S0321059623600059, **EDN:** EAHWRX

введение

Центральная проблема теории климата – прогнозирование его изменений, вызванных антропогенной деятельностью [11]. Процесс глобального потепления имеет наибольшее проявление в Арктике [7], чему способствует ряд факторов. Наиболее важный из них – рост температуры воздуха вследствие увеличения количества парниковых газов в атмосфере Земли [17]. Эффект потепления усиливается благодаря вызванному им уменьшению количества льда и снега и наличию обратной связи с альбедо подстилающей поверхности [5].

Морской лед — одна из основных компонент климатической системы, он влияет на нее за счет повышенного по сравнению с океаном альбедо, он играет ключевую роль в термохалинной циркуляции [8]. Океан способен удерживать тепло более эффективно, чем атмосфера. Эта тепловая "память" означает, что сезонный цикл океана отстает от цикла атмосферы. Однако зимой, когда солнечное воздействие минимально, а температура воздуха низкая, морской лед изолирует океан от потери тепла в атмосферу, а в летние месяцы морской лед оказывает охлаждающее действие, поскольку он не позволяет океану поглощать большое количество тепла от солнечной радиации или из атмосферы.

Даже небольшие изменения в атмосфере и океане могут кардинально изменить годовой цикл таяния и роста морского льда, это означает, что изменения морского льда отражают совокупные изменения, происходящие как в океане, так и в атмосфере.

Хотя таяние арктических льдов может повлиять на многие другие компоненты климатической системы, все еще существует некоторая неопределенность относительно того, как эти изменения повлияют на климат в других регионах. Один из важных факторов — усиление обмена явным и скрытым теплом между океаном и атмосферой [19]. Рост температуры и влажности воздуха в комбинации с изменениями атмосферной циркуляции приводит к частому вторжению воздушных масс

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Российской Федерации в лице Минобрнауки России (Соглашение № 075-15-2021-947).

из умеренных широт в полярные [27], к увеличению потоков нисходящей длинноволновой радиации из-за более теплой тропосферы [4] и повышенной влажности и облачности [2, 16]. Важный вопрос о сопоставлении вкладов атмосферного и океанического переноса тепла в изменение протяженности морского льда рассматривался в ряде исследований [12, 31].

МЕТОД ЕОФ-ДЕКОМПОЗИЦИИ

Достичь необходимого понимания региональных климатических тенденций можно, используя метод декомпозиции по естественным (эмпирическим) ортогональным функциям (ЕОФ) [9], с помощью которого можно исследовать изменчивость распределений климатических характеристик, представленных в виде более значимых пространственных мод и их амплитуд, зависящих от времени:

$$Z_{ij} = Z(r_i, t_j) \approx \sum_{k=1}^{K} P_k(t_j) E_k(r_i),$$

 $Z(r_i,t_j)$ – значение характеристики Z(r,t) как функции координат r и времени t в i-й точке, положение которой определяется вектором r; в j-й момент времени t_j ; E_k – естественная ортогональная функция k-й моды; P_k – ее зависящая от времени амплитуда (главная компонента). Выбор количества слагаемых разложения К определяется остаточной ошибкой представления, которая стремится к нулю при стремлении К к бесконечности. Однако определение сеточных представлений функций E_k с ростом K связано с обращением плохо определенного оператора, так что решение может оказаться вырожденным [21]. В этом случае, так как E_k находятся по очереди, все последующие E_k , для k' > k также не имеют смысла, поскольку алгоритм их поиска использует предыдущие, в том числе и вырожденное E_{k} . Как правило, пригодными для использования оказываются лишь несколько первых мод разложения, имеющих значительно отличающиеся собственные значения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЕОФ-ДЕКОМПОЗИЦИИ АТМОСФЕРНОГО ФОРСИНГА ОКЕАНА

Для анализа климатических изменений Арктики и северной Атлантики в данном исследовании использовались данные реанализа NCEP/ NCAR [18], охватывающие период с 1948 по 2022 г. Применяемый подход состоит в том, что в качестве вектора состояния используются сразу две компоненты, а именно — поле давления на уровне моря и поле температуры приземного воздуха. Вариации давления и приземной температуры масштабировали, следуя описанному в [24] подходу, в соотношении 100 Па на 1°С. Результаты разложения полей этих вариаций с использованием восьми ведущих ЕОФ показывают, что 75.6% изменчивости состояния объясняется первой модой разложения, представляющей сезонный ход. Обычно сезонный ход фильтруется перед ЕОФ-разложением. Однако даже малые изменения его характеристик имеют значительные последствия. Поэтому в данном разложении сезонная фильтрация не проводилась. Остаточная часть изменчивости (24.4%) на четверть (6.2%) объясняется следующей модой, которую традиционно называют арктической осцилляцией (АО). Набор мод, возникающий в результате добавления к вектору состояния температуры, в целом согласуется с модами, построенными исключительно по полю давления. Однако третья мода разложения (2.2%) возникла в результате включения в вектор состояния поля приземной температуры. Первые восемь мод в совокупности описывают 92.4% изменчивости состояния, однако гарантированно невырожденными модами оказались только первые четыре. Их структура и главные компоненты представлены на рис. 1.

Первая мода демонстрирует ярко выраженную сезонную изменчивость (до 98%). Сезонность, с одной стороны, заключается в том, что изменения давления в северной части Тихого и Атлантического океанов находятся в противофазе с его изменениями на континентах, включая западную Арктику. С другой стороны, структура ЕОФ по приземной температуре показывает, что на суше колебания происходят с большей амплитудой, чем над океанами, что понятно, но при этом Северный Ледовитый океан здесь подобен суше, очевидно потому, что его поверхность покрыта льдом и снегом. Изменчивость приземной температуры объясняется на 92% изменчивостью главной компоненты первой моды. Устойчивый рост среднегодовых значений главной компоненты первой моды начиная с 1980 г., вместе с ней и приземной температуры воздуха позволяет предположить, что этот рост связан с климатическим трендом. Кроме того, амплитуда сезонных колебаний (рис. 2в) демонстрирует тенденцию к уменьшению. Это может быть как причиной, так и следствием сокращения поля льда. Из-за его сокращения увеличивается влияние океана, а его повышенная тепловая "память" означает, что взаимодействие между океаном и атмосферой должно приводит к затуханию сезонного цикла, так как океан задерживает охлаждение атмосферы осенью и, наоборот, задерживает ее потепление весной. Таким образом, обе выявленные тенденции, рост среднего и уменьшение амплитуды, подтверждают известный из наблюдений вывод о более заметном потеплении зим по сравнению с другими сезонами [1]. С этим непосредственно



Мода 4 (1.9%)

Рис. 1. Четыре главные моды ЕОФ-разложения, полученные по данным реанализа NCEP/NCAR, представленные в виде аномалий давления на уровне моря и температуры на уровне 995 мб. На графиках представлены среднегодовые значения главных компонент, жирная линия представляет их пятилетнее скользящее среднее.

связана и тенденция увеличения периода таяния льда, составляющая 5–10 дней за десятилетие в зависимости от региона [20, 29].

Вторая мода также соответствует противофазным колебаниям приземной температуры между сушей и океаном, но Северный Ледовитый океан в данном случае подобен океану, а не суше, особенно в районах, где лед присутствует не круглый год. Главная компонента моды повторяет черты изменчивости амплитуды второй моды давления и напрямую согласуется с межгодовой изменчивостью индексов арктической осцилляции (AO) и североатлантического колебания (CAK) [22]: в основном отрицательная фаза до 1970 г. и близкая к нейтральной в последующие годы при наличии существенных положительных аномалий в 1989— 1994 и в 2015—2021 гг., когда в соответствии со структурой ЕОФ усиливалась круговая мода атмосферной циркуляции. Усиление градиента в Атлантическом секторе в эти годы способствует

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023



Рис. 2. Тенденции среднегодовых значений (а) и амплитуд сезонных изменений (б, в) главной компоненты первой моды ЕОФ-разложения: а, б – тенденции этой моды, полученные на основе результатов перечисленных моделей СМІР-5 для периода 2006–2100 гг. по сценарию RCP 8.5; в – тенденция амплитуд сезонных изменений в NCEP/NCAR.

развитию положительной фазы САК, перемещению холодных арктических масс в район Лабрадора и Гренландии, а теплых и влажных воздушных масс Атлантики – на север Европы и в сторону Баренцева и Карского морей, формированию в этом районе положительных аномалий температуры, что и наблюдается в соответствующей структуре температурной моды. Небольшой наблюдаемый положительный тренд этой моды согласуется также с результатами [6]. Вместе с тем положительная фаза этой моды и общий рост циклоничности в полярных районах связаны с отрицательной аномалией приземной температуры в северном Китае и Монголии. Вторжение арктических масс в этот регион, согласно [15], объясняется компенсирующим усилением антициклоничности в Сибири, которое также можно наблюдать и в структуре ЕОФ этой моды по давлению.

Третья мода включает в себя формирование температурных аномалий в районах сезонного льда в Баренцевом и Карском морях, кроме этого в районе Берингова пролива, в море Баффина и в Гудзоновом заливе, где сезонные и климатические изменения в поле льда также существенны. Противоположные температурные аномалии при этом формируются в Якутии и северном Китае. Главная компонента этой моды демонстрирует общий тренд увеличения, принимая наибольшие положительные значения в 2000-е и 2010-е гг., что означает рост температуры в районах сезонного льда и ее уменьшение на северо-востоке Азии. Вероятно, это связано с отступлением границы поля льда. Рост площади открытой поверхности океана приводит к повышенной влажности возлуха, усилению потока отраженного атмосферой длинноволнового излучения и уменьшению альбедо поверхности. Приземная температура на северо-востоке Азии уменьшается в положительной фазе при том, что соответствующее поле давления в пределах Арктики, в отличие от предыдущего случая, не демонстрирует усиления круговой моды, а способствует росту давления в Сибири и в районе Северной Земли. Это показывает, что рост антициклоничности в этом регионе не обязательно связан с долгопериодным усилением круговой моды и может быть напрямую вызван сокращением морского льда. Согласно [23], нагревание нижней тропосферы над Баренцевым и Карским морями в Восточной Арктике, вызванное сокращением морского льда, может привести к сильной антициклонической аномалии и аномальной адвекции с востока в северной части континента, что в свою очередь вызывает зимнее похолодание континентального масштаба, достигающее -1.5° С, с более чем трехкратным увеличением вероятности экстремально холодных зим.

Четвертая мода в период отрицательных значений главной компоненты способствует усилению Трансполярного дрейфа и выносу льда через прол. Фрама в северную Атлантику. Распределение аномалий давления соответствует так называемому Арктическому диполю (АД). При этом в европейском секторе Арктики приземный воздух становится холоднее, а в районе Берингова пролива и моря Бофорта становится теплее. Значительные аномалии теплого воздуха формируются в море Баффина и в Гудзоновом заливе благодаря тому, что под действием преобладающих ветров эти районы освобождаются ото льда и получают больше тепла из океана.

БУДУЩИЕ ТЕНДЕНЦИИ АТМОСФЕРНОГО ФОРСИНГА

Временные ряды коэффициентов разложения демонстрируют существенное различие их изменчивости между периодами 1948-1970 и 1980-2022 гг. Немалый интерес представляет вопрос о сохранении этих тенденций в будущем, который можно исследовать на основе численного моделирования возможных будущих сценариев. Для оценки тенденции дальнейших климатических изменений в XXI в. исследовались результаты моделирования в рамках проекта CMIP-5 [30] по девяти моделям, данные которых были предоставлены: CMCC-CM, CSIRO_Mk3.6.0, BCC-CSM-1.1, CNRM-CM5, GFDL-CM3, INM-CM4, IPSL-CM5B-LR, MIROC-ESM и MPI-ESM-LR. Полученные тенденции главных компонент ЕОФразложения в значительной степени оказались не только совпадающими у разных моделей, но и повторяющими климатические тенденции в период 1980-2022 гг.

На рис. 2, 3 представлены тенденции изменений среднегодовых значений и амплитуд сезонной изменчивости четырех невырожденных мод предыдущего ЕОФ-разложения. Можно подчеркнуть, что для XXI в. характерно следующее:

для первой моды (сезонный ход) сохраняется тенденция роста среднегодовых значений (рис. 2a) при одновременном уменьшении амплитуды сезонных колебаний (рис. 2б);

демонстрирует тенденцию слабого роста главной компоненты, что соответствует высоким значениям индекса АО, однако модели BCC_CSM-1.1, INM-CM4 и MPI-ESM-LR скорее показывают отсутствие выраженных тенденций (рис. 3а);

тенденции третьей моды показывают усиление роли освобождающихся из-подо льда районов океана (рис. 3б) в формировании аномалий давления и приземной температуры;

для второй моды (AO) большинство моделей

для четвертой моды (АД) большинство моделей не демонстрирует выраженных тенденций, однако модели CNRM-CM5 и MIROC-ESM указывают на усиление этого фактора, тогда как CSIRO-Mk3.6.0 и IPSL-CM5B-LR, наоборот, на его ослабление (рис. 3в).

ВОЗДЕЙСТВИЕ НА МОРСКОЙ ЛЕД

Способность океана за счет своей теплоемкости дольше удерживать тепло означает, что сезонные изменения его характеристик отстают от соответствующих изменений атмосферы. Поэтому взаимодействие между океаном и атмосферой обычно приводит к уменьшению скорости сезонных изменений; океаны задерживают охлаждение атмосферы осенью и задерживают потепление атмосферы весной. Наличие морского льда меняет эту закономерность, препятствуя потере тепла океаном в атмосферу зимой и оказывая охлаждающее действие летом.

Даже небольшие изменения в атмосфере и океане могут кардинально изменить годовой цикл таяния и роста морского льда, это означает, что изменения морского льда отражают совокупные изменения, происходящие как в океане, так и в атмосфере.

Наиболее яркое проявление указанных выше тенденций – сокращение морского льда, т. е. уменьшение его объема и площади, выяснение причин этого необходимо для понимания последствий и для поиска способов адаптации к ним. В настоящее время численное моделирование климатической системы — важная методологическая основа решения подобных задач [11]. Проведена серия численных экспериментов с использованием модели SibCIOM [13, 14], в них использовался синтезированный атмосферный форсинг [24], полученный в результате суммирования восьми мод описанного выше ЕОФ-разложения. В качестве базового эксперимента использовался тот, в котором главные компоненты разложения использовались в неизмененном виде – M0. В экспериментах M1, M2, M3 и M4 главные компоненты первой, второй, третьей и четвертой мод соответственно лишены выявленного тренда 1980-2020 гг. Таким образом, сравнение результатов экспериментов М1, М2, М3 и М4 с результатами базового эксперимента М0 показы-



Рис. 3. Тенденции среднегодовых значений второй (а), третьей (б) и четвертой (в) мод ЕОФ-разложения, полученные на основе результатов ряда моделей СМІР-5 для периода 2006–2100 гг. по сценарию RCP 8.5.

вает, насколько существенны выявленные климатические тренды.

Сравнение временны́х рядов объема арктического льда показало следующее.

Отсутствие трендов первой моды при наличии всех остальных приводит к практически полному (до 96%) восстановлению арктического льда, что говорит о ключевой роли увеличения средней температуры воздуха и уменьшения амплитуды ее сезонного колебания в уменьшении объема льда.

Отсутствие трендов второй моды способствует восстановлению 17% объема льда, что также говорит о важной роли усиления круговой циркуляционной моды.

Отсутствие трендов третьей моды приводит к восстановлению 18% объема льда, что указывает на немалую роль уменьшения доли поверхности, покрытой льдом, в еще большем уменьшении количества льда в Арктике, т. е. имеет место положительная обратная связь.

Отсутствие трендов четвертой моды приводит к незначительному сокращению объема льда еще на 2%, это говорит о том, что сам по себе АД не оказывает заметного влияния на объем льда, вызывая лишь его перемещения.

Столь сильное влияние трендов первой моды оказывается не столь заметным при рассмотрении акваторий окраинных морей. В качестве критерия, определяющего силу этого влияния, рассматривалось среднее за определенный период значение минимального за год объема морского льда в регионах. В табл. 1 показаны результаты сравнения значений этого критерия, обозначенного символом V_{min}, в периоды 1979–1988 и 2000– 1 показывает процентное Табл. 2009 ΓГ. отношение V_{\min} во второй период к V_{\min} в первый период. В базовом эксперименте сокращение морского льда было по всем акваториям, включая окрестности северного полюса, однако наибольшее сокращение в период 2000-2009 гг. произошло в Карском море, где сохранилось лишь 7% V_{\min} предшествующего периода. Причем тренды ни второй моды, ни четвертой на это практически не влияют. Однако влияние трендов остальных мол оказалось также не столь значительным. в эксперименте М1 сохранилось лишь 37% объема, а в М3 – 17%. Второе по объему потерянного льда — Чукотское море, где в период 2000-2009 гг. осталось лишь 20% ото льда в 1979-1988 гг. Наибольшую роль в этом сыграли изменения давления и приземной температуры, связанные с их сезонным ходом (М1 дает сокраще-

Моря Северного Ледовитого океана	M0	M1	M2	M3	M4	
Баренцево море	26	50	28	46	15	
Карское море	7	37	7	17	7	
Море Лаптевых	32	75	50	43	28	
Восточно-Сибирское море	24	77	32	27	28	
Чукотское море	20	54	29	22	22	
Море Бофорта	46	77	49	53	49	
Окрестности полюса (широта выше 80° с.ш.)	84	101	88	89	84	

Таблица 1. Отношение среднего значения V_{\min} за 2000–2009 гг. к среднему значению V_{\min} за 1979–1988 гг., % (M0, M1 и т. д. – номера экспериментов согласно описанию в тексте; жирный шрифт – значения в базовом эксперименте M0, в ходе которого главные компоненты разложения форсинга использовались в неизмененном виде)

Таблица 2. Вклад компонент теплового баланса в общий приток тепла для морского льда (отрицательные значения – отток) в базовом эксперименте M0 по сравнению с экспериментами M1–M4 (ЗДж = 10^{21} Дж)

Слагаемые теплового баланса льда	M1	M2	M3	M4
Поток тепла из океана	-0.9	1.3	-2.2	0.2
Поток явного тепла из атмосферы	1.7	-1.3	-1	0.2
Поток скрытого тепла из атмосферы	-1.8	-1.1	-2.8	0
Поглощенная солнечная радиация	-0.7	-1.6	-2	-0.7
Приток длинноволновой радиации	3.3	3.1	8.3	0.5

ние только до 54%) и с усилением кольцевой молы АО атмосферной циркуляции (в M2 сокращение происходит до 29%). Однако в других морях амеразийского сектора, кроме Чукотского, восстановление постоянной сезонности в эксперименте М1 привело к более заметному (>70%) сохранению льда. Лишение трендов АО (М2) в наибольшей степени повлияло на восстановление льда в море Лаптевых и в Восточно-Сибирском море, сохранив соответственно 50 и 32% против 32 и 24% в эксперименте МО. Влияние сокращения площади морского льда на уменьшение его объема наиболее заметно в районе Баренцева моря, при удалении трендов третьей моды в МЗ сохранилось 46% от начального объема льда против 26% в М0. Перемещения льда, связанные с действием АД, наоборот, способствуют некоторому его накоплению в Баренцевом море и в море Лаптевых (табл. 1). В окрестности полюса во всех экспериментах в основном лед сокрашается до 84-89%, однако в эксперименте М1 количество льда в этом районе, наоборот, увеличивается на 1% по сравнению с предыдущим периодом.

СОКРАЩЕНИЕ ЛЬДА

Очевидно, что роль выявленных тенденций в сокращении арктического льда так или иначе связана с потеплением приземного воздуха. Однако конкретный механизм воздействия может отличаться, так как изменения приземной температуры происходят вследствие ряда причин, включая изменения потоков явного и скрытого тепла на границе атмосферы с океаном и льдом, а также изменения в нисходящих потоках длинноволновой и коротковолновой радиации. Табл. 2 дает представление о вкладе в суммарный тепловой баланс пяти источников тепла для морского льда в эксперименте М0 по сравнению с экспериментами М1-М4. За исключением эксперимента М4, доминирующее значение в тепловом балансе имеют изменения длинноволновой радиации. Ее рост вызван увеличением температуры приземного воздуха, следствием которого является рост собственного излучения воздуха, с одной стороны, а с другой – увеличивается отражение воздухом излучаемой подстилающей поверхностью длинноволновой радиации вследствие увеличения с ростом температуры его удельной влажности.

Особое внимание необходимо уделить вопросу о динамическом перераспределении льда. В предыдущей работе [25] исследована роль атмосферной циркуляции в приземном слое в формировании структуры арктических льдов. Для анализа также использовался метод ЕОФ-разложения поля приземного ветра, а реакция льда на изменение главных компонент ведущих мод исследовалась методом построения композитов. Анализируя связь скорости изменения льда в Арктике с режимом колебаний Северного Ледовитого океана, авторы пришли к выводу, что изменчивость первой моды, связанная с этим режимом, демонстрирует образование "качелей" в ледовом поле между двумя районами. С одной стороны, это район центральной глубоководной части Арктики, включая Восточно-Сибирское море, а с другой – все остальные окраинные моря. Таким образом, тот факт, что во всей серии экспериментов М0–М4 получено стремительное сокращение количества льда в окраинных морях, может быть следствием усиления этой фазы колебаний ветрового воздействия в Арктике. Второй ("дипольный") режим наиболее связан с увеличением/уменьшением толщины льда на выходе из Арктики через прол. Фрама, а также с образованием так называемой "фабрики льда" в прибрежном районе моря Бофорта в положительной фазе этого режима. Имеется также существенная связь между изменчивостью третьего режима и поступлением в Арктику атлантических вод с высоким теплосодержанием через Баренцево море, что создает предпосылки для режима образования/таяния льда в этом районе.

РОЛЬ ОКЕАНА

Таяние арктических льдов может оказывать влияние на все компоненты климатической системы. Однако все еще существует некоторая неопределенность относительно того, как эти изменения повлияют на климат в других регионах. Например, уменьшение площади арктического морского льда связано с изменениями струйного течения и САК, которые играют важную роль в определении зимних условий в Западной Европе. Изменения параметров сезонного цикла арктического морского льда влияют также на соленость и плотность океана и вследствие этого - на его крупномасштабную циркуляцию. Опреснение субполярной Арктики снижает интенсивность Атлантической меридиональной опрокидывающей циркуляции (АМОЦ) [28] и связанный с этим перенос тепла океаническими течениями на север [10], вызывая аккумуляцию тепла в тропических широтах [32].

Для оценки характеристик динамики и термодинамики Северного Ледовитого океана использовались результаты моделирования, полученные с помощью той же совместной модели океан—лед SibCIOM Арктики и Северной Атлантики.

Одна из наиболее важных характеристик интегральной изменчивости Северного Ледовитого океана — объемный расход основных течений и теплосодержание слоя атлантических вод (AB). Для анализа результатов численных экспериментов авторы снова воспользовались методом ЕОФразложения, а также сравнили временной ход их главных компонент с временным ходом основных индексов атмосферной циркуляции.

Основная часть результатов получена в численном эксперименте по восстановлению динамики морского льда в период с января 1948 г. по декабрь 2020 г. Атмосферный форсинг получен по результатам реанализа NCEP/NCAR [18] и включает в себя приземную температуру воздуха (на уровне 995 дБ), влажность воздуха, давление на уровне моря, количество осадков, нисходящую длинноволновую и коротковолновую радиацию, а также скорость приземного ветра.

На рис. 4а–4в показаны первые три невырожденные моды ЕОФ-разложения интегральной функции тока: SF1, SF2 и SF3. Первый режим представляет собой однонаправленную (циклоническую или антициклоническую) тенденцию циркуляции во всем бассейне Северного Ледовитого океана, за исключением окраинных морей, где формируется противоположная компенсирующая тенденция.

Вторая и третья моды показывают доминирующую тенденцию циркуляции в Норвежском и Гренландском морях, в первом случае противоположную тенденции в Канадском бассейне, в то время как бассейн Амундсена имеет слабую сонаправленную тенденцию, а во втором случае — противоположную тенденцию циркуляции в бассейне Амундсена, в то время как бассейн Канады имеет слабую сонаправленную тенденцию. Отметим также, что усиление второй моды соответствует формированию так называемой антициклонической фазы арктического океанического колебания (АОО) [26], а ее ослабление — формированию циклонической фазы.

Второе поле, которое проанализировано с помощью ЕОФ-разложения, — это теплосодержание слоя АВ. Верхняя граница слоя h_u определялась как точка перехода температуры воды от отрицательных значений, характерных для поверхностных арктических вод, к положительным; нижняя h_l — как обратный переход от положительной к отрицательной температуре глубинных вод.

На рис. 4г-4е показан результат ЕОФ-разложения этой функции по трем невырожденным модам. Для понимания этих мод предположим, что их структура отражает реакцию на поступление аномально теплых вод через прол. Фрама. Это означает, что знаки первых двух мод совпадают с показанными на рис. 4, а знак третьей должен быть противоположным. Картина первой моды показывает, что одновременно с приходом теплых АВ происходит их охлаждение к северу от островов Канадского архипелага и потепление в районе котловины Макарова. Вторая мода демонстрирует повсеместное остывание АВ, кроме склона Евразийского шельфа. И, наконец, третья мода практически не затрагивает большую часть Северного Ледовитого океана, но приводит к значительному похолоданию на евразийском склоне.

При рассмотрении полученных мод большой интерес представляет вопрос о соответствии режимов циркуляции Северного Ледовитого океана

Рис. 4. Первые три моды ЕОФ-разложения интегральной функции тока (а – первая – SF1, б – вторая – SF2, в – третья – SF3) и теплосодержания АВ в Арктике (г – первая – Q1, д – вторая – Q2, е – третья – Q3).

изменчивости теплосодержания AB. В табл. 3 приведены значения коэффициентов взаимной корреляции соответствующих главных компонент.

Если рассматривать синхронные изменения основных составляющих разложения функции тока и теплосодержания АВ, то можно установить, что наиболее заметная связь, составляющая -52% корреляции, проявляется между вторым режимом циркуляции Северного Ледовитого океана и второй модой изменчивости теплосодержания АВ. Эта связь выражается в значительном потеплении АВ в Канадской котловине при формировании циклонического режима циркуляции в Северном Ледовитом океане (соответствует положительной фазе АОО). Кроме того, можно отметить, что третий режим циркуляции антисинхронизирован с первым режимом изменчивости теплосодержания АВ. Отрицательный тренд особенно заметен на склоне евразийского шельфа с корреляцией –34%. Это значение находится на границе диапазона, внутри которого корреляция может считаться значимой. Остальные взаимные корреляции либо слабые, либо незначительные.

Однако перестройка циркуляции не должна приводить к немедленному изменению теплосодержания в слое AB, или, наоборот, второе не должно приводить немедленно к первому. Поэтому целесообразно рассматривать взаимные ковариации с учетом временно́го лага. В табл. 3 также приведены максимальные значения корреляций с временны́м лагом, при котором такая корреляция достигается. В качестве положительной величины запаздывания примем ситуацию, когда перестройка течения предшествует изменению теплоемкости слоя АВ. Отметим наиболее значимые связи:

Изменение первого режима циркуляции *SF*1 приводит через шесть лет к сонаправленным изменениям первой моды изменчивости теплоемкости слоя AB. Соответствующий коэффициент корреляции значим и составляет 60%.

Более выраженная реакция на изменение *SF*1 возникает через 13 лет. Можно проследить это по усилению противофазы *Q*2. Коэффициент корреляции составляет –78%. Напротив, изменение *Q*2

Таблица 3. Коэффициенты корреляции (%) главных компонент первых трех мод ЕОФ-разложения интегральной функции тока: *SF*1, *SF*2, *SF*3, – и теплосодержания *AB*: *Q*1, *Q*2 и *Q*3 (первый ряд без временно́го сдвига; второй и третий ряды – самая сильная корреляция с соответствующим временны́м лагом в годах (под косой чертой))

Моды ЕОФ	SF1	SF2	SF3
<i>Q</i> 1	21	15	-34
	60/6		-54/-13
<i>Q</i> 2	10	-52	2
	-78/13	-85/2	48/2
	73/-9		
<i>Q</i> 3	4	-12	2
	20/4	-67/14	37/15

приводит с корреляцией 73% к сонаправленному изменению *SF*1 через 9 лет. Таким образом, внутри этих двух режимов (*SF*1 и *Q*2) можно проследить 44-летний цикл: положительный *SF*1 – отрицательный *Q*2 через 13 лет – отрицательный *SF*1 через 9 лет – положительный *Q*2 через 13 лет – снова положительный *SF*1 через 9 лет.

Изменение второго режима циркуляции SF2 за два года формирует противоположное изменение Q2 с коэффициентом 85%. Через 14 лет при коэффициенте 67% происходит обратное изменение Q3.

Реакция на изменение режима циркуляции SF3 аналогична реакции SF2, но противоположна по знаку и менее достоверна в корреляции. Для Q2 корреляция составляет 48% через 2 года, а для Q3 - 37% через 15 лет.

При корреляции 54% за изменением *Q*1 через 13 лет следуют противоположные изменения циркуляции *SF*3.

Наиболее интересная особенность, выявленная в результате проведенного анализа, - наличие 44-летнего цикла во взаимодействии режима циклонической циркуляции в Арктике и второго режима теплосодержания слоя АВ, связанного с потеплением АВ в районе круговорота Бофорта. При рассмотрении возможных причин формирования такого цикла были выделены два крупномасштабных колебания. Одной из причин такого цикла статистически может быть Атлантическая многодекадная осцилляция (АМО), однако полученная корреляция с выявленным циклом находится на границе допустимой значимости, а период колебаний АМО, согласно различным оценкам, в 1.5-2.0 раза больше. На взгляд авторов, более правдоподобной представляется связь с колебаниями АМОЦ. Ряд модельных исследований указывает на наличие периоличности AMOII. близкой к 44-летней, а анализ результатов моделирования указывает на наличие сильной (~90%) зависимости характеристик АМОЦ и циклонического режима циркуляции в Арктике с 20-летним временным лагом. Понимание роли этих двух среднеширотных процессов в Арктических изменениях и того, выступают ли они причиной или следствием этих изменений, требует дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследована пространственно-временна́я изменчивость процессов, происходящих в океане и в ледовом покрове, обусловленных изменчивостью состояния атмосферы полярных широт.

С использованием метода ЕОФ-декомпозиции выделены основные моды и тенденции атмосферного форсинга, включающего в себя поля давления на уровне моря и приземной температуры воздуха. Для анализа роли каждой моды в формировании тенденции сокращения объема арктического льда проведена серия численных экспериментов, в которых применена процедура устранения тренда для каждой моды. Согласно результатам сравнения серии постановочных экспериментов с базовым экспериментом, включающим все тренды, первый режим, представляющий сезонный ход, формирует интегральную тенденцию к уменьшению объема льда на 96% от первоначального тренда. Результаты экспериментов показывают, что большое влияние на эту тенденцию также оказывают два других режима: второй режим (формирующий тенденцию на 17%), представляющий собой Арктическое колебание, и третий режим (на 18%) – результат включения температуры приземного воздуха в вектор состояния.

Для анализа изменчивости интегральных характеристик Северного Ледовитого океана, таких как объемный перенос основных течений и теплосодержание слоя АВ. полученных по данным численного моделирования, также был использован метод ЕОФ-декомпозиции. Получены три невырожденные моды для интегральной функции потока и три моды для теплосодержания слоя АВ в Арктике. При рассмотрении кросс-корреляции главных компонент этих мод обнаружено, что наиболее очевидные связи между этими выявленными модами проявляются при учете возможного временного лага между временными рядами. Обнаружен 44-летний цикл во взаимодействии режима циклонической циркуляции в Арктике и второго режима теплосодержания слоя АВ, связанного с потеплением АВ в районе круговорота Бофорта, вероятно, связанный с колебаниями АМОЦ и/или с АМО [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Алексеев Г.В.* Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // Фундаментал. приклад. климатология. 2015. Т. 1. С. 11–26.
- 2. Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И., Иванов Н.Е., Смоляницкий В.М., Харланенкова Н.Е., Юлин А.В. Эволюция площади морского ледового покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 5.

https://doi.org/10.7868/S0205961415020025

- 3. Багатинский В.А., Дианский Н.А. Изменчивость термохалинной циркуляции Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции по данным океанских объективных анализов и реанализов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 2. С. 1–14. https://doi.org/10.31857/S0002351521020024
- Бекряев Р.В. Изменения потоков нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения подстилающей поверхности в высоких широтах // Фундаментал. приклад. Климатология. 2015. Т. 1. С. 27–48.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

- 5. *Будыко М.И.* Избранные работы. СПб.: Америт: ГГО, 2020. 206 с.
- 6. Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М. Моделирование климата и его изменений: современные проблемы // Вестн. РАН. 2012. Т. 82. № 3. С. 227– 236.
- 7. *Семенов В.А.* Современные исследования климата Арктики: прогресс, смена концепций, актуальные задачи // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 1. С. 21–33. https://doi.org/10.31857/S0002351521010119
- Barry R.G., Serreze M.C., Maslanik J.A., Preller R.H. The Arctic sea ice-climate system: Observations and modeling // Rev. Geophys, 1993. V. 31. P. 397–422. https://doi.org/10.1029/93RG01998
- Bjornsson H., Venegas S.A. A manual of EOF and SVD analyses of climate data // CCGCR Rep. 97–1. McGill Univ. 1997. 52 p.
- Drijfhout S. Competition between global warming and an abrupt collapse of the AMOC in Earth's energy imbalance // Sci. Rep. 2015. V. 5. 14877. https://doi.org/10.1038/srep14877
- Dymnikov V.P., Lykosov V.N., Volodin E.M. Problems of modeling climate and climate change // Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics. 2006. V. 42. № 5. P. 568–585.

https://doi.org/10.1134/S0001433806050045

Eisenman I. Factors controlling the bifurcation structure of sea ice retreat // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. D01111.

https://doi.org/10.1029/2011JD016164

- Golubeva E.N., Platov G.A. Numerical modeling of the Arctic Ocean ice system response to variations in the atmospheric circulation from 1948 to 2007 // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2009. V. 45. 137–151.
- Golubeva E.N., Platov G.A. On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. C04S05.
- Inoue J., Masatake E.H., Koutarou T. The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly // J. Clim. 2012. V. 25. P. 2561–2568. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00449.1
- Intrieri J.M., Fairall C.W., Shupe M.D., Persson P.O.G., Andreas E.L., Guest P.S., Moritz R.E. An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. C10. 8039. https://doi.org/10.1029/2000JC000439
- IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds Pörtner H.-O., Roberts D.C., Tignor M., Poloczanska E.S., Mintenbeck K., Alegría A., Craig M., Langsdorf S., Löschke S., Möller V., Okem A., Rama B. Cambridge, UK; NY, USA: Cambridge Univ. Press, 3056 p. https://doi.org/10.1017/9781009325844
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. V. 77. P. 437–471. https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html (дата обращения: 16.01.2023)
- 19. Lykossov V.N., Platov G. A. A numerical model of interaction between atmospheric and oceanic boundary layers // Russian J. Numerical Analysis Mathematical

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

Modelling. 1992. V. 7. № 5. P. 419–440. https://doi.org/10.1515/rnam.1992.7.5.419

- Markus T., Stroeve J.C., Miller J. Recent changes in Arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. C12024. https://doi.org/10.1029/ 2009JC005436
- North G.R., Bell T.L., Cahalan R.F., Moeng F.J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions // Mon. Weather Rev. 1982. V. 110. P. 699–706. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110%3C0699:SEITEO%3E2.0.CO;2
- 22. Osborn T.J. Winter 2009/2010 temperatures and a record-breaking North Atlantic Oscillation index // Weather. 2011. V. 66. P. 19–21. https://doi.org/10.1002/wea.660
- Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // J. Geophys. Res, 2010. V. 115. D21111. https://doi.org/10.1029/2009JD013568
- 24. Platov G.A., Golubeva E.N., Kraineva M.V., Malakhova V.V. Modeling of climate tendencies in Arctic seas based on atmospheric forcing EOF decomposition // Ocean Dynamics. 2019. V. 69. P. 747–767. https://doi.org/10.1007/s10236-019-01259-1
- Platov G., Iakshina D., Krupchatnikov V. Characteristics of Atmospheric Circulation Associated with Variability of Sea Ice in the Arctic // Geosci. 2020. V. 10. 359. https://doi.org/10.3390/geosciences10090359
- Proshutinsky A., Dukhovskoy D., Timmermans M.-L., Krishfield R., Bamber J. Arctic circulation regimes // Phil. Trans. R. Soc. A. 2015. V. 373. 20140160 https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0160
- Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Steele M., Zhang J., Trenberth K.E. The large-scale energy budget of the Arctic // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. D11122. https://doi.org/10.1029/ 2006JD008230
- Sévellec F., Fedorov A., Liu W. Arctic sea-ice decline weakens the Atlantic Meridional Overturning Circulation // Nat. Clim. Chang, 2017. V. 7. P.604–610. https://doi.org/10.1038/nclimate3353
- Stroeve J.C., Markus T., Boisvert L., Miller J., Barrett A. Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 1216– 1225. https://doi.org/10.1002/2013GL058951
- Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2012. V. 93. P. 485–498. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Thorndike A.S. A toy model linking atmospheric thermal radiation and sea ice growth // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 9401–9410. https://doi.org/10.1029/92JC00695
- Zhang R., Sutton R., Danabasoglu G., Kwon Y.-O., Marsh R., Yeager S.G., Amrhein D.E., Little C.M. A review of the role of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in Atlantic Multidecadal Variability and associated climate impacts // Rev. Geophys. 2019. V. 57. P. 316–375.

https://doi.org/10.1029/2019RG000644

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 2023, том 50, № 5, с. 524-537

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ С АТМОСФЕРОЙ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

УДК 551.324.63

МИНИМАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ УРЛЕМАНСА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИНСТРУМЕНТ ОПИСАНИЯ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В МОДЕЛЯХ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ¹

© 2023 г. П. А. Торопов^{*a*, *b*, *d*, *, А. В. Дебольский^{*c*}, А. А. Полюхов^{*a*}, А. А. Шестакова^{*e*}, В. В. Поповнин^{*a*}, Е. Д. Дроздов^{*a*, *b*, *d*}}

^аМГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, 119991 Россия ^bИнститут Географии РАН, Москва, 119017 Россия ^cНаучно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. М.В. Ломоносова, Mocква, 119234 Россия ^dИнститут Водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия ^eИнститут Физики атмосферы РАН, Москва, 119017 Россия *e-mail: tormet@inbox.ru Поступила в редакцию 18.02.2023 г. После доработки 03.05.2023 г. Принята к публикации 04.05.2023 г.

Выполнен краткий обзор основных подходов к моделированию горных ледников, по итогам которого в качестве ядра параметризации горного оледенения в моделях Земной системы выбрана минимальная модель Урлеманса. Предложенная модель основана на одномерном уравнении баланса массы ледника. Компоненты баланса массы рассчитываются с помощью специально разработанной модели орографических осадков, алгоритма коррекции приходящей солнечной радиации на наклонную ледовую поверхность, схем расчета турбулентного тепло-влаго-обмена на основе теории Монина–Обухова. Модель реализована для ледника Джанкуат (Центральный Кавказ), по которому имеется длительный ряд измерений. Продеімонстрировано удачное воспроизведение динамики длины ледника за период 1985-2020 гг. на основе измеренных значений баланса массы: —13 м/год, что практически идеально согласуется с натурными данными. Это означает, что модель Урлеманса может использоваться как основа для параметризации в моделях Земной системы. Результаты моделирования с рассчитанным балансом массы показали существенный положительный тренд абляции при мало меняющейся аккумуляции, что также соответствует реальности. Однако при этом значения годового слоя стаивания и сокращения ледника превышают реально наблюдаемые в 2 раза. Дальнейшее развитие модели (добавление блока снежного покрова, учет моренного чехла и горно-долинной циркуляции) позволит устранить эти недостатки.

Ключевые слова: горные ледники, минимальная модель Урлеманса, гляциоклиматология. **DOI:** 10.31857/S0321059623600205, **EDN:** RTBOUB

ВВЕДЕНИЕ

Ледниковая составляющая питания для всех рек Земли ≤1% [4]. Тем не менее для рек, берущих начало в высокогорной зоне, ее учет важен для корректного воспроизведения гидрологического режима. Например, годовой сток крупных рек Кыргызстана на 50% состоит из ледникового [56]; доля ледникового питания рек Таджикистана составляет 10–15%, достигая в аномально сухие го-

ды 70% [38]. С учетом существующих оценок средней планетарной величины тренда площади горных ледников (-1% год⁻¹ [36]) можно предположить, что в начале XXII в. горное оледенение Земли может почти полностью исчезнуть. Для ряда государств и областей (Перу, Чили, Монголия, Киргизия, Таджикистан, и др.) это может обернуться острой нехваткой пресной воды и гуманитарной катастрофой. Стремительное уменьшение объемов горного оледенения в XX—XXI вв. спровоцирует рост природных рисков в высокогорных районах, а также приведет к заметному росту уровня Мирового океана [35]. Поэтому моделирование горных ледников прежде всего необходимо

¹ Часть работы, связанная с моделированием орографических осадков на леднике выполнена в рамках госзадания ИВП РАН (проект FMWZ-2022-0001), моделирование реакции ледника на изменения климата выполнено при поддержке РНФ (проект 22-17-00133).

для оценки снежно-ледовой составляющей питания рек в горных районах как в условиях современного климата [16, 60], так и с учетом климатических прогнозов на рубеже XXI-XXII вв. [35, 36, 55, 61]. При этом проблема обратного влияния горного оледенения на климат традиционно не рассматривается в силу его малости по сравнению с ролью ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды. На первый взгляд это очевидно, однако в ряде работ (например, [39]) показано, что изменение площади оледенения крупных горно-ледниковых районов может оказывать ощутимое влияние на такой элемент глобальной циркуляции атмосферы, как индийский муссон. Этот факт, необходимость тщательного описания горной составляющей речного стока и изменения уровня Мирового океана, а также общая тенденция бурного развития блока деятельного слоя суши в ведущих мировых МЗС мотивируют использование той или иной модели горного оледенения в качестве параметризации.

Одно из главных направлений современной гляциологии – развитие так называемых глобальных гляциологических моделей (ГГМ) [15, 62], среди которых особо можно отметить одномерную модель Урлеманса [45]. В данной работе предлагается использовать этот простой и физически обоснованный алгоритм в качестве основы для параметризации горного оледенения в моделях Земной системы (МЗС). Модель реализована для ледника Джанкуат за период 1985-2020 гг. в двух вариантах: 1) с измеренным балансом массы; 2) с балансом массы, рассчитанным с помощью ранее разработанной модели орографической компоненты осадков [19]. пересчета солнечной радиации на наклонную поверхность [10], усовершенствованными схемами расчета турбулентных потоков согласно теории Монина-Обухова. Предложенная модель представляется эффективным инструментом оценки ледниковой составляющей речного стока и ресурсов пресных вод в высокогорных районах, а также выявления физических механизмов динамики горного оледенения как в минувшие климатические эпохи, так и при различных сценариях глобального потепления.

КРАТКИЙ ОБЗОР ОСНОВНЫХ ПОДХОДОВ К МОДЕЛИРОВАНИЮ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ

Подходы к моделированию динамики горных ледников

Проблеме моделирования горных ледников посвящено немало работ: например, в [7] дан интересный обзор подходов от простых статистических алгоритмов до полных моделей; в работах [15, 62] подробно описано современное состояние так называемых глобальных гляциологических моделей (ГГМ). В настоящей статье лишь обобщены основные принципы, лежащие в основе современного моделирования горных ледников, что поможет взвешенно выбрать алгоритм для их описания в рамках M3C.

Математическая основа полной модели горного ледника в большинстве случаев - система уравнений неньютоновской жилкости. записанная для вязкопластического течения, возникающего под действием силы тяжести. Работа [44] - одна из первых успешных попыток моделирования течения горного ледника в виде кинематической волны, возникающей в результате решения уравнения неразрывности. В дальнейшем метод активно прогрессировал [25], и в настоящее время это основной инструмент для воспроизведения динамики континентальных ледовых щитов [49]. Как показали сравнения с натурными данными, полная математическая модель может неплохо зарекомендовать себя и в случае горного ледника [18, 52]. Однако для этого требуется скрупулезная настройка параметров модели под конкретный объект. Это означает, что использовать полную модель в качестве универсального средства для расчета ледниковой составляющей стока в какой-либо горной стране или как основу для параметризации горного оледенения всей Земли крайне сложно. К недостаткам моделей этого типа можно также отнести недостаточную обоснованность граничных условий и вычислительную дороговизну.

ГГМ состоят из двух основных модулей: 1) модуль инициализации, который формирует стационарную геометрию ледника, соответствующую заданным значениям поверхностного баланса массы; 2) динамический модуль, состоящий из блока расчета баланса массы (зависящего от климатических параметров), И алгоритма, позволяющего рассчитать отклик геометрических характеристик ледника на изменения баланса массы. Полнота динамического модуля ГГМ может варьировать от простых статистических параметризаций [27] или калиброванных моделей границы питания [50] до решения одномерного уравнения мелкого льда [37, 62]. Последний подход оправдан тем, что большая часть горных ледников относится к горно-долинному типу, поэтому их эволюция может упрощенно рассматриваться вдоль осевых линий течения льда [15]. Задача может быть реализована для любого горного ледника Земли благодаря наличию глобальных архивов инвентаризации RGI (Randolph Glacier Inventory) [54], которые используются в качестве начальных данных ГГМ. Эти архивы включают в себя основные геометрические параметры ледников (длина осевой линии, площадь, угол наклона ледовой поверхности, угол наклона ложа и лр.). определенные с помощью методов дистанционного зондирования. Отдельная важная проблема — оценка корректности информации о толщине льда, которая является расчетной характеристикой, поскольку лишь 0.5% горных ледников планеты обеспечены прямыми измерениями этого параметра [33]). В рамках проекта ITMIX (Ice Thickness Models Intercomparison experiment) наиболее развитые алгоритмы объединены в единую универсальную модель оценки толщины льда [32]. В настоящее время в мире насчитывается 15 широко используемых ГГМ, среди которых наиболее развитыми можно считать модели OGGM, GloGEM, GloGEMflow, PyGEM, JULES, HYO-GA2 [15].

Подходы к моделированию баланса массы горных ледников

Успех моделирования динамики площади и объема горного оледенения прежде всего зависит от корректности описания баланса массы, поэтому остановимся подробнее на методах его оценки в ГГМ. В настоящее время существует три основных подхода: температурно-индексный, статистический и энерго-балансовый.

Температурно-индексном подход впервые был предложен Р. Финстервальдером и А. Ангстремом более 100 лет назад [22], а среди отечественных исследователей он сформулирован в работе [8]. Преимущество метода - его вычислительная простота, а также возможность выполнить оценки абляции по любым горно-ледниковым районам без детальных метеорологических измерений. Поэтому он достаточно активно развивается и в настоящее время [34, 46, 60], применяется как в целях климатической интерпретации современной деградации горного оледенения, так и для прогноза состояния горных ледников к концу XXI в. по всей планете [36]. В этих случаях подход несколько усложняется: к нему добавляются простые схемы, позволяющие учесть поток тепла в толщу ледника [36], учитывается "радиационный фактор таяния" [34, 60] и т. д. Главный недостаток метода – использование в качестве коэффициентов регрессии произвольных констант, в которые спрятано нелинейное взаимодействие компонент теплового баланса. Логичным развитием и расширением подхода является появление группы статистических моделей, которые в последние 10-20 лет эволюционируют до методов машинного обучения [57]. В рамках этих методов используются статистические взаимосвязи, установленные между рядами баланса массы и предикторов (топографических и климатических).

В основе энергобалансового метода лежит уравнение баланса массы ледника, в котором абляция оценивается как остаточный член упрощенного уравнения теплового бюджета ледовой поверхности, а аккумуляция — как сумма накопленных зимних осадков. Метод базируется на измерениях компонентов баланса массы ледников. Бурное развитие гляцио-климатологии началось в середине XX в. благодаря проведению Международного геофизического года (1957-1958 гг.) [2]. В результате к началу текущего столетия сформировался внушительный архив оценок компонент теплового баланса ледников различных регионов мира: от ледовой шапки Килиманджаро [42] до Кавказа, Полярного Урала, Алтая и Памира [2]. Измерения прежде всего проводились на ледниках, входящих в международную гляциологическую сеть (WGMS), и постепенно совершенствовались. Так, в последние 20 лет появилась возможность прямых измерений турбулентных потоков тепла и влаги (так называемый метод "eddy covariance") над ледовой поверхностью, что позволило уточнять коэффициенты сопротивления в расчетных алгоритмах [42], подбирать коэффициенты шероховатости [30, 50] - в том числе с учетом особенностей микрорельефа [41]. Автоматизированные измерения радиационных потоков в комплексе с метеорологическими наблюдениями позволяют найти постоянные в формуле Брента для расчета нисходящей длинноволновой радиации, уточнить зависимости приходящей коротковолновой радиации от облачности [28]; оценить альбедо в зависимости от температуры и частоты снегопадов в сезон абляции [41]. В более развитых алгоритмах предпринимаются попытки воспроизведения пространственной изменчивости компонент теплового баланса на основе цифровых моделей рельефа или нескольких точек измерений [42, 60]. Важная часть исследований в рамках этого подхода – прямые измерения слоя абляции на ледниках WGMS, позволяющие корректировать расчетные методы.

Параметризации горных ледников в климатических моделях

В модели численного прогноза погоды и климата параметризации горных ледников, как правило, не включаются в силу предположения об исчезающе малом обратном влиянии горного оледенения как на атмосферу, так и на речной сток в планетарном масштабе. Тем не менее в некоторых моделях (например, REMO) существует простейшее описание горного оледенения, основанное на оценке доли ячейки глобальной модели, попадающей на горную территорию, занятую снегом и льдом [40]. Для этой доли решается vравнение теплового баланса деятельной поверхности, оценивается сумма осадков и в итоге вычисляется баланс массы ледника. В России параметризация горного оледенения впервые включена в модель оперативного прогноза погоды ПЛАВ в виде одномерного уравнения теплопроводности, которое решается для той части модельной ячейки, которая занята снегом и льдом [58]. Однако в упомянутых параметризациях не учитывается угол наклона ледовой поверхности и перепад ее абсолютных высот, а также простейшая динамика ледника. Другой вариант совмещения атмосферной модели с моделью горного оледенения в Южных Андах рассматривается, например, в работе [29]. Эта задача решается с целью оценки чувствительности оледенения к атмосферным форсингам. Расчет стока, а также обратная связь с атмосферой в этих моделях отсутствуют, т. е. схема не используется как параметризация. До конца не решена проблема адаптации результатов расчетов по глобальной атмосферной модели к конкретному леднику, хотя в ряде работ эта задача решается достаточно успешно [11, 47].

ОПИСАНИЕ РАЗРАБОТАННОЙ МОДЕЛИ

Краткое обоснование выбора "минимальной" модели Урлеманса

Анализ существующих подходов к моделированию горных ледников показывает, что использование полных моделей вязкопластического течения нереалистично в рамках МЗС в силу их большой вычислительной дороговизны и чувствительности к геометрическим параметрам. В этом смысле ГГМ выглядят намного реалистичнее, однако применение их ко всем горным ледникам планеты также сопряжено с большими техническими трудностями. Для описания горного оледенения в МЗС можно предложить подход генерализации основных геометрических параметров горных ледников в пределах ячеек глобальной модели. В результате такого обобщения в соответствии с преобладающим в пределах модельной ячейки направлением склона получатся гляциологические объекты, геометрические параметры которых будут близки к типичному горно-долинному леднику. К таким объектам логично применить упрощенный аналог ГГМ, например "минимальную модель" Урлеманса [45], которая сочетает вычислительную простоту с достаточной физической обоснованностью и позволяет вычислять значения основных гляциологических параметров. Сходство результатов расчетов с помощью модели Урлеманса с результатами мониторинга многих горных ледников Земли неоднократно демонстрировалось, в том числе для ледника Джанкуат [9]. Один из интересных вариантов применения этой модели - запись ее основного уравнения в форме Ланжевена, как это сделано в работе [5]: в результате получены реалистичные временные масштабы отклика длины ледника на климатическое воздействие. Важное достоинство модели Урлеманса – сочетание вычислительной простоты с возможностью вычисления баланса массы с привлечением дополнительных модулей для расчета таких параметров, как орографические осадки, турбулентный теп-

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

лообмен, радиационные потоки, пересчитанные на наклонную поверхность, и др.

Основное уравнение модели

Минимальная модель Урлеманса основана на следующих допущениях [45]:

ледник расположен на склоне постоянной крутизны V, т. е. высота *h* точки на склоне над уровнем моря есть $h(x) = h_0 - vx$, где x – горизонтальная координата этой точки, h_0 – высота верхней точки ледника, которой соответствует координате x = 0;

длина ледника *L* и средняя по профилю толщина *H* связаны между собой известной параболической зависимостью [13, 35] следующего вида: $H = \alpha_m L/(1 + \mu v)$, где α_m и μ – константы, определяющие упрощенную динамику ледника. Они могут уточняться, но для большей части ледников принимают следующие значения: $\alpha_m = 10$, $\mu = 3$ м²;

баланс массы зависит от высоты: $b = \beta$ (h - E), где E – высота границы питания ледника, на которой аккумуляция и абляция уравновешиваются, β – изменение баланса массы ледника с высотой (мм в. э. год⁻¹ м⁻¹).

В одномерной постановке задачи объем горного ледника V можно выразить как V = LH. Полагая, что изменение объема в первую очередь зависит от суммарного баланса массы B_s , продифференцируем это выражение:

$$\frac{dV}{dt} = H\frac{dL}{dt} + L\frac{dH}{dt} = B_s.$$
 (1)

Тогда, учитывая сформулированные выше допущения для *b* и *H*, имеем:

$$\frac{dV}{dt} = \int_{0}^{L} bdx = -\frac{1}{2}\beta v L^{2} + \beta \left(\frac{\alpha_{m}\sqrt{L}}{1+\mu v} + b_{0} - E\right)L, \quad (2)$$
$$\frac{dL}{dt} = \frac{2(1+\mu v)}{3\alpha_{m}} \times \left(-\frac{1}{2}\beta v L^{3/2} + \frac{\alpha\beta}{1+\mu v}L + \beta(b_{0} - E)L^{1/2}\right). \quad (3)$$

Уравнение (3) описывает изменение во времени длины ледника L, определяемое вариациями высоты границы питания E и градиентом баланса массы β . Оба параметра зависят прежде всего от метеорологических факторов. С учетом того, что большая часть горных ледников характеризуется увеличением их ширины с ростом абсолютной высоты поверхности, основное уравнение модели с учетом соотношений (1)–(3) следует записать с учетом поправки на геометрическую форму ледника.

$$\frac{dV}{dt} = \frac{3\alpha_m}{2(1+\mu\nu)} \times L^{1/2} \left(w_0 + \alpha^{-2} \left\{ L^{-1} - \alpha e^{-\alpha L} - L^{-1} e^{-\alpha L} \right\} \right) \frac{dL}{dt} + \frac{\alpha_m}{1+\mu\nu} L^{3/2} (\alpha^{-2} L^{-2} + e^{-\alpha L} + \alpha^{-2} L^{-2} e^{-\alpha L} + \alpha^{-1} L^{-1} e^{-\alpha L}) \frac{dL}{dt} = B_s.$$
(4)

Здесь α — масштабный параметр ледника (строго говоря, для каждого свой), w_0 — ширина фронта ледника. Остальные переменные те же, что в уравнениях (1)–(3).

Из уравнения (4) видно, что главными параметрами, определяющими баланс массы горного ледника, являются его высотный градиент β (мм в. э. $rod^{-1} M^{-1}$), а также высота границы питания Е. В рамках данного исследования параметры Е и β не только берутся из данных гляциологических измерений (как это сделано в [9]), но и рассчитываются за период 1985-2020 гг. с использованием данных реанализа ERA5 с временным разрешением 3 ч с помощью алгоритмов, учитывающих основные компоненты теплового баланса и орографическую составляющую осадков. Полученные значения В суммируются за каждый год, и в итоге уравнение (4) интегрируется с временным шагом 1 год с использованием простейшей численной схемы Эйлера. которую при таком временном разрешении можно считать устойчивой.

Расчет баланса массы

В общем виде уравнение, описывающее приращение массы горного ледника (мм водного эквивалента) за счет аккумуляции можно записать следующим образом:

$$\rho_{w} \iint_{S} \frac{dW_{\text{acc}}}{dt} dS =$$

$$= \rho_{w} \iint_{S} \left(\frac{dW_{\text{pr}}}{dt} + \frac{dW_{\text{av}}}{dt} - \frac{dW_{\text{subl}}}{dt} \pm \frac{dW_{\text{drift}}}{dt} \right) dS.$$
(5)

Здесь ρ_W – плотность воды; *S* – площадь ледника, по которой интегрируются компоненты аккумуляции; W_{acc} – слой аккумуляции; W_{pr} – слой осадков, W_{av} – слой лавинного питания; W_{subl} – слой сублимации ледяных кристаллов с поверхности ледника и во время метелей; W_{drift} – слой метелевого переноса. Все величины приведены в миллиметрах водного эквивалента.

В многочисленных исследованиях показано, что главный фактор питания горных ледников – осадки, вклад которых в аккумуляцию колеблется от 50 до 95%, в среднем составляя ~80% [6]. Средняя величина лавинного питания для горных ледников равна ~5%, а метелевого — 15%. Для ледника Джанкуат суммарный вклад лавинного и метелевого питания составляет ~15% [14, 20], эта оценка принята и в данной работе для уточнения годовой аккумуляции. Отрицательный вклад сублимации ледяных кристаллов в годовую аккумуляцию оценен в ряде работ (например, [23]), на данном этапе исследования принят равным 5% годовой суммы осадков.

Для оценки главного фактора питания – годовых осалков – используется параметризация их орографической составляющей, относящаяся к классу "моделей склонов" и подробно описанная в работе [19]. Данная параметризация основана на вычислении скорости конденсации на наветренном склоне горного хребта по сеточным данным о температуре, парциальном давлении водяного пара и скорости ветра на стандартных изобарических уровнях, взятых из реанализа ERA5. Орографическая составляющая вертикальной компоненты скорости ветра вычисляется из упрощенного варианта уравнения неразрывности, записанного для несжимаемой жидкости. Предполагается, что изменение орографической составляющей вертикальной компоненты скорости с высотой описывается упрощенным вариантом решения уравнения Тейлора-Гольштейна и в первую очередь определяется условиями стратификации, а также высотой блокирования потока, зависящей от числа Фруда. Используя эмпирическую связь между температурой и долей сконденсировавшейся влаги, выпадающей в виде осадков, и проинтегрировав полученные значения влагосодержания по всему столбу тропосферы, можно получить итоговую сумму осадков на наветренной стороне склона за интересующий период времени. В работе [19] показано, что предложенная модель адекватно воспроизводит пространственно-временную изменчивость осадков на горных склонах на примере Эльбруса и может быть использована в рамках параметризации баланса массы горного оледенения.

В основе алгоритма расчета абляции лежит упрощенная форма уравнения теплового баланса, которая записывается при следующих допущениях, уместных для ледника альпийского типа в период активного таяния: 1) поток тепла в толщу ледника за счет молекулярной диффузии отсутствует из-за просачивания талых вод в ледовую толщу и близости температуры к 0°С по всему профилю [6, 46]; 2) температура снежно-ледовой поверхности в период абляции остается равной нулю; 3) потоки тепла от жидких осадков и талых вод в сумме $\leq 2\%$ радиационного баланса [2, 41]. Исходя из этих предположений, полное уравнение теплового баланса ледовой поверхности в упрощенном виде можно записать так:

$$L_{i}\rho_{i}\frac{\partial h}{\partial t} = SW_{\downarrow}(1-A) - (LW^{+} - LW^{-}) + H + LE.$$
(6)

~

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

529

Здесь h — конечная толщина ледового слоя; c_i теплоемкость льда, Дж/кг К; ρ_i – плотность льда, кг/м³; L_i – удельная теплота плавления-замерзания, Дж/кг; *SW*↓ – приходящая коротковолновая радиация; *LW*⁺ – восходящий поток длинноволновой радиации (от ледника): *LW*⁻ – нисходяший поток длинноволновой радиации (от атмосферы); $H = c_n \rho k \partial T / \partial z$ – турбулентный поток явного тепла (Т – температура воздуха (К) на измерительных уровнях в приземном воздухе); *k* – коэффициент турбулентного обмена, м²/с; c_p – теплоемкость воздуха, Дж/кг К; *р* – плотность воздуха, кг/м³; $LE = \rho k \partial q / \partial z$ — турбулентный поток влаги, или затраты тепла на испарение талой воды (q – массовая доля водяного пара на измерительных уровнях в приземном воздухе; L - удельная теплота парообразования-конденсации, Дж/кг; Ескорость испарения, мм/с). Все компоненты теплового баланса выражены в терминах плотности потока (Вт/м²). Компоненты уравнения (6) оценивались многими исследователями для ледников, расположенных в самых разных горных районах мира. В ряде работ [34, 42, 46, 60] показано. что самыми значимыми оказываются два первых слагаемых: радиационный баланс R (50-85%) и турбулентный теплообмен H(5-50%). Затраты тепла на испарение *LE* в большинстве случаев $\leq 5\%$.

Корректная оценка слоя абляции горных ледников невозможна без учета распределения приходящей солнечной радиации в зависимости от экспозиции склона, его крутизны и закрытости горизонта. В данной версии модели горного ледника учитываются только геометрические параметры: азимут и средний угол наклона ледовой поверхности, закрытость горизонта. Использована хорошо известная зависимость Кондратьева с некоторыми модификациями, реализованными в работе [43]. В итоге поступление прямой радиации на наклонную поверхность определялось по формуле:

$$S_{s} = S \operatorname{mask}_{\operatorname{shadow}} \times \times [\cos \Theta_{N} \sin \Theta_{S} + \sin \Theta_{N} \cos \Theta_{S} \cos (\phi_{S} - \phi_{N})],$$
(7)

где S_S — прямая радиация на наклонную поверхность; S — прямая радиация на площадку, перпендикулярную солнечным лучам; Θ_S — высота Солнца; Θ_N — угол наклона склона; ϕ_S — азимут Солнца; ϕ_N — экспозиция склона. Азимуты были рассчитаны по направлению с Ю по часовой стрелке. При наличии тени значение mask_{shadow} задается равным 0, при отсутствии — равным 1.

Оценка рассеянной радиации проводилась с учетом закрытости горизонта:

$$D_{S} = D \times svf + R(1 - svf), \tag{8}$$

где Ds — рассеянная радиация с учетом закрытости горизонта, D и R — соответственно рассеян-

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

ная и отраженная солнечная радиация, svf - закрытость горизонта в долях единицы: если <math>svf = 0, то горизонт закрыт полностью, при svf = 1 он полностью открыт. Расчет приходящей коротковолновой радиации апробирован для массива Эльбруса [10].

Увеличение альбедо ледовой поверхности с высотой в рамках данного подхода задается линейным (на основании данных измерений). Уходящее длинноволновое излучение при условии таяния снежно-ледовой поверхности задается равным 315 Вт/м² (что соответствует температуре 273.15 К). Это грубое допущение: в перспективе радиационная температура поверхности ледника будет рассчитываться строго.

Для расчета турбулентных потоков на поверхности использовано стандартное приближение приземного слоя и теория подобия Монина– Обухова:

$$H_{s} = -\rho c_{p}C_{t}C_{u}|U_{z}|(\theta_{z} - \theta_{s}),$$

$$Q_{s} = -\rho LC_{t}C_{u}|U_{z}|(q_{z} - q_{s}), \quad \tau_{s} = -\rho C_{u}^{2}|U_{z}|^{2}.$$
(9)

Здесь H_S , Q_S — турбулентные потоки явного и скрытого тепла соответственно; τ_s — турбулентный поток импульса; Θ_S , Θ_z — температура на поверхности и потенциальная температура на уровне z; q_s , q_z — отношение смеси вблизи поверхности и на уровне z; $|U_z|$ — модуль скорости ветра на уровне z; C_U и C_T — коэффициенты турбулентного обмена теплом и импульсом соответственно; c_p удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; ρ — плотность воздуха. Коэффициенты турбулентного обмена определяются по формулам:

$$C_{u} = \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z}{z_{o}}\right) - \Psi\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi\left(\frac{z_{0}}{L}\right)},$$

$$C_{t} = \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z}{z_{oH}}\right) - \Psi_{H}\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_{H}\left(\frac{z_{0H}}{L}\right)},$$
(10)

где z_0 , z_{0H} — параметры динамической и температурной шероховатости соответственно; $\psi(z/L)$, $\psi_H(z_{0H}/L)$ — универсальные функции для скорости ветра и температуры; L — масштаб Монина— Обухова: $L = -\tau^{3/2}/(kH_sg/\Theta)$. В качестве функций устойчивости использовались стандартные функции Бусингера—Дайера [26, 31], для параметризации динамического параметра шероховатости использовалась схема из работы [21].



Рис. 1. К описанию ледника Джанкуат: а – географическое положение ледника на Центральном Кавказе (обработанный космический снимок "Google Earth"); б – ледник Джанкуат и верховье долины Адыл-Су (снимок TERRA), сплошной линией показана граница языка ледника в 2020 г., пунктирными – в 1930 и 1985 гг. соответственно, линией с кружками показано направление основного ледового потока, белой стрелкой – отступание фронта языка (460 м) за период 1985–2020 гг.; в – картосхема ледника Джанкуат с опорными абляционными рейками и метеоплошадкой; г, д – примеры автоматизированных метеорологических измерений в IV высотно-морфологической зоне ледника.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКА ДЖАНКУАТ ЗА ПЕРИОД 1985–2020 гг.

Ледник Джанкуат как тестовый полигон и используемые данные

Предложенная модель применена для ледника Джанкуат, расположенного на Центральном Кавказе (рис. 1). Данный объект входит в мировую службу мониторинга ледников WGMS и считается репрезентативным для региона [3]. Ежегодные измерения основных компонент баланса массы, а также эпизодические серии гидрологических и метеорологических наблюдений ведутся на Джанкуате с 1969 г. Объект относится к характерным для Кавказа ледникам долинного типа и имеет ступенчатую морфологию. Физическая площадь поверхности ледника составляет 2.93 км², средний уклон поверхности 23°, экспозиция северо-северо-западная, высотный диапазон 2700-3700 м над уровнем моря. Длина по направлению основного ледового потока составляет 2.95 км (2020 г.), ширина меняется от 500 м на языке до 1.5 км в средних высотно-морфологических зонах.

В этой работе использованы данные измерений компонентов баланса массы ледника за период 1985–2020 гг. [53]. Ежегодно на гляциологическом стационаре МГУ Джанкуат проводятся масс-балансовые работы, включающие измерения максимальной толщины снежного покрова перед началом сезона абляции с точностью 3–7%, плотности снежного покрова в опорных шурфах, а также слоя стаивания снега и льда по опорным рейкам в период с последней декады мая по последнюю декаду сентября [14]. Средняя точность оценки суточной абляции по опорным рейкам составляет 7%, сезонного таяния – 3% [3].

Также привлекались данные метеорологических измерений в сезон абляции за 2007–2018 гг. [53]. Натурные данные использовались для оценки точности данных реанализа ERA5 по району ледника Джанкуат, которые были исходной информацией для моделирования основных параметров ледника Джанкуат. Использованы трехчасовые данные о температуре, удельной влажности, скорости ветра, компонентах радиационного баланса и облачности для оценки основных компонент теплового баланса по описанной выше методике, а также основные метеорологические характеристики на стандартных изобарических поверхностях для расчета орографической компоненты осадков за период 1985–2020 гг.

Можно отметить удачное воспроизведение реанализом температуры воздуха над поверхностью ледника (рис. 2а): систематическая ошибка порядка 1.5°C связана с тем, что метеостанция расположена на 200 м ниже ближайшего уровня реанализа. Хорошее соответствие данным наблюдений выявлено для прямой солнечной радиации: коэффициент детерминации составляет 0.8. Однако в среднем реанализ ERA5 завышает приходящую коротковолновую радиацию на 24 Вт/м². Это связано с тем, что в реанализе прямая радиация рассчитывается на горизонтальную, а не на наклонную поверхность. Хуже воспроизводится нисходящее длинноволновое излучение: скорее всего из-за недоучета в реанализе местной облачности. В перспективе это может быть исправлено за счет коррекции влагосодержания столба атмосферы и температуры, как это сделано в работе [12] и реализовано для Эльбруса [10]. Очень плохо реанализ ERA5 воспроизводит ветер над поверхностью ледника: глобальная модель не описывает мезомасштабные эффекты, в то время как фены и ледниковый ветер могут играть заметную роль во время сезона абляции, что показано в работе [24].

Краткое описание экспериментов

Реализовано два вычислительных эксперимента, в ходе которых решалось основное уравнение модели (4). В рамках первого эксперимента оценивалась реакция ледника Джанкуат на измеренные за период 1985-2020 гг. вариации баланса массы. Второй эксперимент нацелен на моделирование реакции ледника на рассчитанные вариации баланса массы согласно подходам, описанным выше, с использованием в качестве входной информации срочных данных реанализа ERA5. Геометрия ледника Джанкуат была описана следующими характеристиками: масштабный параметр $\alpha = 0.00045$, ширина фронта ледника $w_0 =$ = 400 м, длина от крайней нижней точки языка до верхней части границы питания 3400 м (по состоянию на стартовый 1981 г.); средний угол уклона ледовой поверхности 23°, экспозиция северо-северо-западная (при известной для каждого из 16 румбов закрытости горизонта). Результаты двух экспериментов позволили сравнить изменения основных параметров ледника Джанкуат при заданном и рассчитанном балансе массы.

Результаты моделирования компонентов баланса массы ледника Джанкуат

В целом можно отметить неплохое воспроизвеление слоя абляции на лелнике Джанкуат за период 1985-2020 гг. на качественном уровне: модель воспроизвела статистически значимый положительный тренд абляции (рис. 3а): коэффициент корреляции между двумя рядами модельных и натурных данных равен 0.65 (рис. 3б). При этом по данным наблюдений величина тренда составляет 20 мм/год, в то время как по результатам моделирования он вдвое меньше (~10 мм/год). Также заметно систематическое завышение моделью летнего таяния: в период 1985-2000 гг. среднее многолетние значение абляции по данным наблюдений составило 2550 мм в. э., в то время как по результатам моделирования 3100 мм в. э. В 2000-2020 гг. величина годовой абляции увеличилась до 3020 мм/год по данным наблюдений и до 3325 мм/год по данным моделирования. В среднем ошибка воспроизведения абляции составляет 350±150 мм в. э., т. е. весьма велика и близка к величине межгодовой изменчивости.

Слой аккумуляции воспроизводится предложенной моделью успешно на масштабах многолетних трендов и средних величин (рис. 3в, 3г). Коэффициент корреляции между модельным и измеренным годовым слоем аккумуляции составляет 0.68. Величина отрицательного тренда аккумуляции по данным наблюдений составила 10 мм в. э. год⁻¹. Она связана с общей тенденцией уменьшения годовой суммы осадков на Центральном Кавказе и подтверждается как данными метеорологических наблюдений на окрестных метеостанциях, так и результатами анализа ледового керна Эльбруса [19]. По результатам моделирования величина тренда получилась несколько больше (14 мм в. э. rog^{-1}). В среднем за рассматриваемый период ошибка моделирования со-



Рис. 2. Сопоставление срочных данных реанализа ERA5 с данными метеорологических измерений на леднике Джанкуат за сезоны абляции 2007—2009 гг.: температура воздуха T (а), скорость ветра V (б), приходящая коротковолновая радиация S (в), нисходящая длинноволновая радиация E (г).

ставляет всего 10 мм. Однако в отдельные годы (например, 2003 г.) величина ошибки годовой аккумуляции может составлять 800 мм. Это — основная проблема воспроизведения слоя аккумуляции. По всей видимости, она связана с необходимостью неформально учитывать лавинную составляющую питания. Для ледника Джанкуат эта величина принята равной 5% годовой аккумуляции [14], однако в отдельные годы она может достигать 30%. Также в отдельные годы значительную роль могут играть метелевый перенос и сублимация ледяных кристаллов.

Изменение длины ледника Джанкуат по данным наблюдений и моделирования

На рис. 4а, 4б показана межгодовая изменчивость годового баланса массы ледника Джанкуат: после 2005 г. как по данным измерений, так и по

результатам моделирования он ни разу не был положительным. Модель воспроизвела отрицательный тренд баланса массы (-30 мм/год), хорошо соответствующий реально наблюдаемому (-35 мм/год). Коэффициент корреляции между модельным и наблюдаемым рядами баланса массы составил 0.6. Эффект учета орографической составляющей осадков, угла наклона ледовой поверхности и физически обоснованных оценок турбулентных потоков тепла хорошо виден на рис. 4а: использование нескорректированных данных реанализа ERA5 приводит к нереалистичным значениям годового баланса массы. Если бы они наблюдались в реальности, то к 2020 г. ледник Джанкуат прекратил бы свое существование. Как видно, предложенная модель дает более реалистичный результат. Вместе с тем проблема систематического завышения слоя абляции проявляется в значительной ошибке воспроизведения



Рис. 3. Компоненты баланса массы ледника Джанкуат по данным наблюдений и моделирования за 1985–2020 гг.: временной ход годового слоя абляции A (а), диаграмма рассеяния годового слоя абляции A по данным наблюдений и моделирования (б), временной ход годового слоя аккумуляции A (в), диаграмма рассеяния годового слоя аккумуляции A по данным наблюдений и моделирования (г). На диаграммах указан коэффициент детерминации.

длины ледника. Результаты расчетов по уравнению (4) приведены на рис. 4в. Использование в расчетах измеренного баланса массы дало средние темпы сокращения длины ледника Джанкуат за период 1985-2020 гг. на уровне 13 м/год, или 455 м за весь период. На рис. 16 показаны границы ледника Джанкуат в 1985 и 2020 гг., восстановленные по спутниковым снимкам TERRA. Хорошо видно, что реальное отступание ледника за рассматриваемый период составило 460 м, что практически идеально соответствует модельным значениям (рис. 4в). В период максимального таяния (2000-2020 гг.) темпы отступания Джанкуата увеличились до 20 м/год. В случае расчетного баланса массы тренд длины ледника равен -28 м/год (1985-2020 гг.) и -45 м/год (2000-2020 гг.), т. е. значения завышены в 2.2 раза (рис. 4в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обзор основных подходов к моделированию горных ледников показал, что одним из наиболее оптимальных вариантов для их описания в МЗС -ГГМ, причем минимальная модель Урлеманса [45] видится авторам статьи удачным подходом. При этом можно использовать не измеренный, а расчетный баланс массы. Некоторые исследователи выражают скепсис относительно необходимости учета горных ледников в МЗС. Однако с учетом вклада ледниковой составляющей в речной сток [56], обратной связи муссонной циркуляции с площадью, покрытой снегом в Гималаях [39], а также вклада таяния горных ледников в изменения уровня Мирового океана [35] этот скепсис может уступить место разработке соответствующих параметризаций.



Рис. 4. Динамика баланса массы и длины ледника Джанкуат в 1985–2020 гг.: временной ход баланса *В* массы ледника по данным наблюдений (II), моделирования (I) и моделирования без учета орографического добавления осадков и коррекции радиации (III) (а); диаграмма рассеяния баланса *В* массы по данным наблюдений и моделирования (б); изменение длины ледника по данным наблюдений (сплошная кривая) и моделирования (пунктир) (в).

Показано, что учет орографической составляющей осадков и простого алгоритма распределения приходящей солнечной радиации по поверхности ледника существенно улучшает результаты расчета баланса массы по сравнению с прямым использованием данных реанализа ERA5 (рис. 4а). Модель продемонстрировала отрицательный тренд баланса массы, обусловленный в первую очередь увеличением абляции (~10 мм/год). Эти тенденции прежде всего связаны с ростом приходящей коротковолновой радиации, который ярко проявляется на Кавказе и может быть следствием увеличения повторяемости антициклонов летом [59] и причиной уменьшения концентрации атмосферного аэрозоля в последние 20–25 лет [48].

Вместе с тем следует отметить существенные ошибки расчета компонент баланса массы (особенно абляции), которые в итоге приводят к нереалистичному отступанию языка ледника Джанкуат в 1985-2020 гг. Причины завышения таяния следующие: 1) отсутствие хотя бы простого описания теплоизолирующей роли моренного чехла, роль которого особенно велика в нижних высотно-морфологических зонах ледника [17]; 2) простая эмпирическая зависимость альбедо от высоты и времени года [45] без учета выпадения свежего снега; 3) занижение баллов облачности в данных ERA5, отчасти связанное с отсутствием описания горно-долинной циркуляции в глобальной модели; 4) завышение реанализом нисходящей длинноволновой радиации, выявленное на основе сравнения с натурными данными (рис. 2г). Не исключено, что уменьшение ошибки моделирования слоя абляции в XXI в. (рис. 4а) связано с эволюцией радиационного блока глобальной модели Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды.

Несмотря на значительные упрощения, принятые в ходе разработки модели. предложенная параметризация удачно воспроизводит временную динамику длины ледника за период 1985-2020 гг. по измерениям значений баланса массы. Это говорит об адекватности модели и обосновывает ее использование в качестве ядра параметризации горного оледенения в рамках МЗС ИВМ РАН [1]. В перспективе каждая ячейка глобальной модели будет содержать информацию об основных гляциологических и геодезических параметрах для каждого из 16 румбов: угол наклона и азимут ледниковой поверхности, закрытость горизонта, распределение площади, занятой льдом с высотой и т. д. Это позволит для каждой модельной ячейки по каждому румбу сформировать "статистически обобщенный ледник", для которого можно реализовать предложенную модель. Важно отметить, что значительная часть нынешних недоработок модели может быть сравнительно легко устранена. В будущем будет добавлен блок снежного покрова с корректным расчетом температуры его поверхности и альбедо, модель катабатических ветров над ледником, учет суточного хода облачности в летние месяцы, упрощенный учет так называемого "моренного чехла". Это позволит улучшить результаты расчета компонентов баланса массы и эволюции основных гляциологических параметров.

выводы

В ходе данного исследования показано, что подход так называемых минимальных моделей (на примере модели Урлеманса) может использоваться для физико-математического описания горных ледников. Продемонстрировано удачное воспроизведение динамики длины ледника за период 1985-2020 гг. на основе измеренных значений баланса массы: -13 м/год, что практически идеально согласуется с натурными данными. В качестве начальных данных использована информация глобального реанализа ERA5. Это означает, что модель Урлеманса потенциально может быть использована в качестве ядра параметризации горного оледенения в МЗС. Результаты моделирования на основе рассчитанного баланса массы показали существенный положительный тренд абляции при мало меняющейся аккумуляции, что также соответствует реальности. Однако при этом годовой слой стаивания и длина сокращения ледника превышают реально наблюдаемые в 2 раза. Дальнейшее развитие модели (добавление блока снежного покрова, учет моренного чехла и горно-долинной циркуляции, усовершенствование параметризации орографи-

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

ческих осадков) позволит устранить эти недостатки.

Авторы выражают благодарность О.О. Рыбаку (ИВП РАН), а также А.Ф. Глазовскому и Д.В. Туркову (ИГ РАН) за полезные обсуждения работы и ценные рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Володин Е.М., Галин В.Я., Грицун А.С. и др. Математическое моделирование Земной системы // М.: МАКС Пресс, 2016. 324 с.
- 2. Волошина А.П. Метеорология горных ледников // МГИ. 2001. Вып. 92. С. 3–138.
- 3. Голубев Г.Н., Дюргеров М.Б., Маркин В.А. и др. Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ) / Под ред. И.Я. Боярского. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 184 с.
- 4. Догановский А.М. Гидрология суши (общий курс). СПб.: РГГМУ, 2012. 524 с.
- 5. *Кислов А.В., Морозова П.А.* Стохастический анализ динамики горного ледника // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2013. № 4. С. 9–13.
- Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 286 с.
- Кренке А.Н., Ананичева М.Д., Демченко П.Ф., Кислов А.В., Носенко Г.А., Поповнин В.В., Хромова Т.Е. Ледники и ледниковые системы // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. М.: Планета, 2012. 508 с.
- Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 153–164.
- 9. Кунахович М.Г., Макаров А.В., Поповнин В.В. Отклик ледника Джанкуат на ожидаемые изменения климата (по модели Эрлеманса) // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 1996. № 1. С. 31–37.
- Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Торопов П.А., и др. Ледники и климат Эльбруса. СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с.
- 11. *Морозова П.А., Рыбак О.О.* Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчета баланса массы горных ледников // Лед и снег. 2017. Вып. 57. № 4. С. 437–452.
- Незваль Е.И., Чубарова Н.Е., Гребнер Ю., Омура А. Влияние атмосферных параметров на длинноволновую нисходящую радиацию и особенности ее режима в Москве // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 6. С. 682–690.
- 13. *Патерсон У.С.* Физика ледников. Изд. 2. М.: Мир, 1984. 472 с.
- 14. Поповнин В.В., Сергиевская Я.Е. Об обратной связи доли лавинного питания с аккумуляцией ледника // Лед и снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 437–447.
- Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Ч. 1. Общий подход и архитектура моделей // Лед и снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636.
- 16. *Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В.* Моделирование таяния поверхности горного ледника // Лед и снег. 2011. Т. 116. № 4. С. 24–31.

- 17. *Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Корнева И.А.* Модельные расчеты подморенного таяния на леднике Джанкуат // Системы контроля окружающей среды. 2018. № 12. С. 86–92.
- Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Морозова П.А. Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ // Лед и снег. 2015. Т. 55. № 2. С. 9–20.
- 19. Торопов П.А., Шестакова А.А., Ярынич Ю.И., Кутузов С.С. Моделирование орографической составляющей осадков на примере Эльбруса // Лед и снег. 2022. Т. 62. № 4. С. 485–503.
- 20. Турчанинова А.С., Лазарев А.В., Марченко Е.С., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А. и др. Методика оценки лавинного питания (на примере трех ледников Тянь-Шаня) // Лед и снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 460-474.
- Andreas E.L. A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice // Boundary-Layer Meteorol. 1987. V. 38. P. 159–184.
- 22. *Barry R.G.* Mountain Weather and Climate. 3rd edition. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2008. 506 p.
- Bintanja R. Snowdrift Sublimation in a Katabatic Wind Region of the Antarctic Ice Sheet // J. Appl. Meteorol. 2001. V. 40. P. 1952–1966.
- Broeke M.R. Momentum, heat and moisture budgets of katabatic wind layer over midlatitude glacier in summer // J. Appl. Meteorol. 1997. V. 36. № 6. P. 763–774.
- Budd W.F., Jenssen D. Numerical modeling of glacier systems // IAHS Publ. 1975. V. 104. P. 267–291.
- Businger J.A., Wyngaard J.C., Izumi Y., Bradley E.F. Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer // J. Atmos. Sci. 1971. V. 28. P. 181–189.
- Carlson B.Z., Georges D., Rabatel A., Randin C.F., Renaud J., Delestrade A., Zimmermann N.E., Choler P., Thuiller W. Accounting for tree line shift, glacier retreat and primary succession in mountain plant distribution models // Diversity and Distributions. 2014. V. 20. P. 1379–1391.
- Chen J., Xiang Q., Shichang K., Wentao D. Effects of clouds on surface melting of Laohugou glacier No. 12, western Qilian Mountains, China // J. Glaciol. 2018. V. 64. № 243. P. 89–99.
- Cook K.H., Yang X., Carter C.M., Belcher B.N. A Modeling System for Studying Climate Controls on Mountain Glaciers with Application to the Patagonian Icefields Department of Earth and Atmospheric Sciences Cornell University Ithaca // Climatic Change. 2003. V. 56. № 3. P. 339–367.
- Cullen J., Molg T., Kaser G., Steffen K., Hardy D. Energy-balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data Nicolas // Annals Glaciol. 2007. V. 46. P. 227–233
- 31. *Dyer A.J.* A Review of Flux-Profile Relationships // Boundary-Layer Meteorol. 1974. V. 7. P. 363–372.
- 32. Farinotti D., Huss M., Furst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A. A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth // Nature Geosci. 2019. V. 12. № 3. P. 168–173.
- 33. GlaThiDa Consortium: Glacier Thickness Database 3.0.1. Zurich, Switzerland: World Glacier Monitoring

Service, 2019.

https://doi.org/10.5904/wgms-glathida-2019-03

- Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas // J. Hydrol. 2003. V. 282. № 1–4. P. 104– 115.
- Huss M., Hock R. A new model for global glacier change and sea-level rise // Frontiers Earth Sci. 2015. V. 3. № 54. P. 664–682.
- Huss M., Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss // Nature Climate Change. 2018. V. 8. № 2. P. 135–140.
- Hutter K. The application of the shallow-ice approximation // Theoretical Glaciol. 1983. V. 1. P. 256–332.
- Ibatullin S., Yasinskiy V., Mironenkov A. The impact of climate change on water resources in Central Asia // Republic of Kazakhstan, Almaty: Eurasian Development Bank Sector report № 6. 2009. 43 p.
- 39. Jin L., Ganopolski A., Chen F., Claussen M., Wang H. Impacts of snow and glaciers over Tibetan Plateau on Holocene climate change: Sensitivity experiments with a coupled model of intermediate complexity // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № 17. 360–390.
- Kotlarski S., Jacob D., Podzun R., Frank P. Representing glaciers in a regional climate model // Climate Dynamic. 2010. V. 34. P. 27–46.
- 41. *MacDougall A.H., Flowers G.E.* Spatial and temporal transferability of a distributed energy-balance glacier melt-model // J. Climate. 2011. V. 24. № 5. P.1480–1498.
- Mölg T., Cullen N.J., Hardy D.R., Kaser J., Klok L. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate // Int. J. Climatol. 2008. V. 28. P. 881–892.
- 43. *Muller M.D., Scherer D.* A grid-and subgrid-scale radiation parameterization of topographic effects for mesoscale weather forecast models // Monthly Weather Rev. 2005. V. 133. № 6. P. 1431–1442.
- 44. Nye J.F. A theory of wave formation on glaciers // IAHS Publ. 1958. V. 47. P. 139–154.
- 45. *Oerlemans J*. Minimal Glacier Models. Utrecht: Igitur, 2008. 91 p.
- Ohmura A. Physical basis for the temperature-based melt-index method // J. Appl. Meteorol. 2001. V. 40. P. 753–761.
- 47. Østby T.I., Vikhamar T.S., Hagen J.O., Hock R., Kohler J., Reijmer C.H. Diagnosing the decline in climatic mass balance of glaciers in Svalbard over 1957–2014 // The Cryosphere. 2017. V. 11. P. 191–215.
- Philipona R. Greenhouse warming and solar brightening in and around the Alps // Int. J. Climatol. 2013. V. 33. P. 1530–1537.
- 49. Pritchard H.D., Arthern R.J., Vaughan D.G., Edwards L.A. Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets // Nature. 2009. V. 461. P. 971–975.
- Radić V., Menounos B., Shea J., Fitzpatrick N., Mekdes A., Tessema M.A., Déry S.J. Evaluation of different methods to model near-surface turbulent fluxes for a mountain glacier in the Cariboo Mountains, BC, Canada // The Cryosphere. 2017. V. 11. P. 2897–2918.

536

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

- 51. *Raper S.C.B., Braithwaite R.J.* Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry // The Cryosphere. 2009. V. 3. № 2. P. 183. https://doi.org/10.5194/tc-3-183-2009
- Reichert B.K., Bengtsson L., Oerlemans J. Recent glacier retreat exceeds internal variability // J. Climate. 2002. V. 15. P. 3069–3081.
- 53. Rets E.P., Popovnin V.V., Toropov P.A. et al. Djankuat glacier station in the North Caucasus, Russia: a database of glaciological, hydrological, and meteorological observations and stable isotope sampling results during 2007– 2017 // Earth Syst. Sci. Data. 2019. V. 11. P. 1463–1481.
- 54. RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory (RGI) A dataset of global glacier outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space. Boulder, Colorado, USA, 2017. https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60.
- 55. Shannon S., Smith R., Wiltshire A., Payne T., Huss M., Betts R., Caesar J., Koutroulis A., Jones D., Harrison S. Global glacier volume projections under high-end climate change scenarios // The Cryosphere. 2019. V. 13. P. 325–350.
- 56. Sorg A., Bolch T., Stoffel M., Solomina O., Beniston M. Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien

Shan (Central Asia) // Nature Climate Change. 2012. V. 2. № 10. P. 725–731.

- 57. Steiner D., Walter A., Zumbuhl H.J. The application of a non-linear back-propagation neural network to study the mass balance of Grosse Aletschgletscher, Switzerland // J. Glaciol. 2005. V. 51. № 173. P. 313–323.
- Tolstykh M.A., Fadeev R.Y., Shashkin V.V., Goyman G.S. Improving the Computational Efficiency of the Global SL-AV Numerical Weather Prediction Model // Supercomputing Frontiers and Innovations. 2021. V. 8. № 4. P. 11–23.
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // Int. J. Climatol. 2019. V. 39. P. 4703–4720.
- 60. Wheler B.A., Flowers G.E. Glacier subsurface heat-flux characterizations for energy-balance modeling in the Donjek Range, southwest Yukon, Canada // J. Glaciol. 2011. V. 57. № 201. P.121–133
- Zekollari H., Huss M., Farinotti D. Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble // The Cryosphere. 2019. V. 13. P. 1125–1146.
- 62. Zekollari H., Huss M., Farinotti D., Lhermitte S. Ice-Dynamical Glacier Evolution Modeling—A Review // Rev. Geophys. 2022. V. 60. № 2. P. e2021RG000754.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ С АТМОСФЕРОЙ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

УДК 556.132.6

ОЖИДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ИСПАРЕНИЯ В XXI в. В ЗОНЕ ТАЙГИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ¹

© 2023 г. Е. Д. Надёжина^{а, *}, И. М. Школьник^а, А. В. Стернзат^а, А. А. Пикалёва^а

 ^аГлавная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, Санкт-Петербург, 194021 Россия
 *e-mail: nadyozhina@main.mgo.rssi.ru Поступила в редакцию 31.01.2023 г. После доработки 04.04.2023 г. Принята к публикации 05.04.2023 г.

Выполнены модельные оценки изменений фактического испарения бореальных лесов таежной зоны Европейской части России, обусловленные эволюцией климата в XXI в. Прогноз изменений климата выполнен на основе расчетных данных региональной климатической модели ГГО. Пространственная и временная детализация прогностических данных проводилась с помощью модели атмосферного пограничного слоя. Исследовались вариации прогнозируемых изменений, обусловленные использованием разных методов расчета испарения. Расчеты на основе дополнительного (взаимодополняющего) соотношения, определяющего фактическое испарение с использованием стандартных метеорологических параметров, сопоставляются с наблюдениями и расчетами на основе детальной модели энергопереноса в лесном массиве. Модельные значения фактического испарения в XXI в. увеличиваются на всей территории Европейской части России. Анализируется влияние интенсивности засушливых периодов на эволюцию фактического испарения. Показано, что, несмотря на увеличение аридности климата, влияние засушливых периодов на таежные леса будет умеренно негативным.

Ключевые слова: фактическое и потенциально возможное испарение, методы оценки, изменение климата, засушливый период, Европейская часть России.

DOI: 10.31857/S0321059623600096, EDN: EASPWC

введение

Когда уходит такой неординарный человек, как Василий Николаевич Лыкосов, влияние его идей и трудов на науку остается на многие годы. Исследования структуры атмосферного пограничного слоя (АПС), выполненные Василием Николаевичем в разные годы, расширили и прояснили понимание взаимодействия процессов разного масштаба в пограничном слое атмосферы. Работы Василия Николаевича отличают разнообразие тематики и интерес к изучению множества явлений, создающих взаимодействующие структуры в пограничном слое атмосферы. Еще в 1978 г. им были выполнены исследования взаимосвязанного переноса тепла и влаги в системе атмосфера—почва, не утратившие своего значения и сейчас при постановке и решении актуальных задач влагопотребления и влагооборота.

Настоящая работа, посвященная анализу влагообмена в пограничном слое атмосферы над поверхностью сложной структуры, основана на использовании системы моделей, учитывающей взаимодействие процессов разного масштаба в пограничном слое атмосферы.

Суммарное испарение — важнейшая составляющая водного баланса. Оценкам испарения присущи значительные неопределенности, поэтому уточнение фактического испарения с различных естественных поверхностей составляет предмет анализа многочисленных исследований как предпринимавшихся в прошлом веке [10, 19], так и продолжающихся в последние годы [2, 4, 5, 7, 8, 14, 15, 24, 27]. Особый интерес вызывают прогнозы эволюции испарения, связанной с глобальным потеплением, региональные проявления которого существенно различаются. Прогнозы изменений испарения играют ключевую роль в

¹ Исследование выполнено при поддержке важнейшего инновационного проекта государственного значения "Единая национальная система мониторинга климатически активных веществ" (распоряжение Правительства РФ № 3240-р от 29 октября 2022 г.) в рамках НИР "Расширение системы климатического и экологического мониторинга и прогнозирования на территории России в целях обеспечения адаптационных решений в отраслевом и региональном разрезе, включая борьбу с опустыниванием".

оценках будущей водо-обеспеченности регионов, которая в свою очередь определяет эффективность функционирования не только социальной сферы и агросектора, но и лесного хозяйства. Необходимость адаптации методов ведения лесного хозяйства к изменяющимся климатическим условиям требует детализированного подхода к оценкам эволюции фактического испарения с поверхности лесных массивов в XXI в. При анализе эволюции испарения в лесных районах под влиянием климатических изменений широко используются методы, основанные как на модельных расчетах [2, 4, 5, 11, 17, 29], так и на данных натурных измерений [7, 8]. Каждый из указанных подходов к оценке испарения имеет неопределенности и преимущества.

Различают потенциальное и фактическое суммарное испарение (эвапотранспирацию (ЭТ)). Наиболее распространенные способы оценки фактической ЭТ предполагают предварительный расчет потенциально возможной ЭТ и использование эмпирических соотношений, позволяющих осуществить переход от потенциальной ЭТ к фактической. Существует ряд методов для разных временных и пространственных масштабов осреднения, которые позволяют рассчитать потенциальную ЭТ с учетом особенностей растительного покрова [10, 22, 30]. Широкое распространение, особенно в прикладных разработках, получил метод Пенмана-Монтейта (ПМ). Метод ПМ, модифицированный для поверхности с заданными характеристиками, рекомендован в качестве эталонной процедуры расчета ЭТ для сельскохозяйственных культур [10]. Этот метод находит применение и в тех случаях, когда возникает необходимость оценки потенциального испарения с поверхности лесного массива [18, 19]. Прогностические оценки испарения на территории зоны тайги Европейской части России (ЕЧР) выполнялись также с использованием детальной модели биофизических и биохимических процессов, регулирующих тепло-, водо- и газообмен в слое растительности и в атмосфере над этим слоем [6, 21].

Во многих исследованиях последнего времени анализ эволюции фактического испарения проводится на основе объективно существующей связи между фактическим и потенциальным испарением [4, 7, 8, 14] с привлечением метода дополнительного соотношения (ДС) ("complementary relationship"), предложенного Буше [12–14, 25]. На протяжении нескольких десятилетий обсуждается возможность применения метода Буше [12] для оценки фактического испарения с различных естественных поверхностей. Предложены линейные и нелинейные варианты соотношений между отдельными видами ЭТ, которые применяются в разных регионах [15]. Как показано в [7, 8], корреляционная связь между испарением с почвы и

испарением с водной поверхности удовлетворительно описывает эволюцию суммарного испарения с почвы, покрытой травой. В работе [7] анализируются изменения суммарного испарения за длительный период времени – с 1950-х гг. до 2010 г. – для разных растительных зон ЕЧР, в том числе для зоны тайги. Недавняя модификация метода ДС в работе [30] применена для оценки испарения с лесных массивов, включающих деревья разных пород. Представляет интерес анализ возможности использования метода ДС для оценки эволюции испарения в XXI в. в зоне тайги ЕЧР на основе прогноза климатических изменений в этом регионе. В настоящей работе исследуются возможные в будущем в зоне тайги ЕЧР изменения фактической и потенциальной ЭТ, рассчитанной разными методами с поверхности лесного массива, и выполняется их временная и пространственная детализация.

МЕТОДЫ И МОДЕЛИ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ В РАБОТЕ

Оценки изменения испарения в зоне тайги в XXI в. основаны на данных об эволюции климата в этом регионе, которые получены с помощью системы глобальной (ГКМ), региональной (РКМ) моделей и модели атмосферного пограничного слоя (МАПС). Для описания климата на территории России в XX и XXI вв. проведены ансамблевые расчеты по глобальной климатической модели и встроенной в нее региональной модели. Технология построения ансамблей изложена в работе [9]. Численные эксперименты проводились для разных (случайных) начальных условий в атмосфере и на подстилающей поверхности суши для базового десятилетнего периода 1990-1999 гг. и для будущих условий для периодов 2050-2059 и 2090-2099 гг. с использованием сценария антропогенного воздействия МГЭИК RCP8.5 [26].

По пяти глобальным моделям СМІР5 заданы граничные условия на поверхности для десятилетних периодов, что обеспечило статистическую значимость расчета климатических характеристик. В настоящей работе использованы расчетные результаты РКМ, детализирующие для ЕЧР оценки климата, полученные на основе ГКМ ГГО. Пространственное разрешение РКМ составляет 25 км. Всего проведено по 50 расчетов для интервалов 1990-1999 (базовый), 2050-2059 и 2090-2099 гг. Таким образом, для каждого интервала в совокупности доступно по 500 лет расчетов регионального климата. Для детализации условий климатического воздействия на испарение в систему моделей ГКМ-РКМ добавлена модель атмосферного пограничного слоя (МАПС). Это позволяет обеспечить более адекватное физически воспроизведение структуры атмосферного пограничного слоя (АПС) внутри сеточной ячейки РКМ при наличии лесной растительности. Модель АПС [3, 16] относится к классу мезоу-моделей, в ней использован полуторный уровень замыкания по турбулентности. Численное решение системы уравнений АПС, дополненной соотношениями замыкания для масштаба и коэффициента турбулентности, отыскивается маршевым методом с дополнительными приближениями для нелинейных членов уравнений. К числу внешних параметров модели относятся: характеристики рельефа, шероховатость подстилающей поверхности z_0 , высота пограничного слоя атмосферы Н, скорость геострофического ветра, радиационный баланс или температура на уровне $z = z_0$ или z = 2 м; температура и массовая доля влаги на уровне z = H. Методология выбора входных параметров модели АПС адаптирована к выдаче РКМ. Основное внимание в работе обращено на изменения испарения в зоне тайги.

Воспользуемся ДС для анализа эволюции фактического испарения с поверхности хвойного леса. Метод расчета основан на предположении о наличии связи между испарением с поверхности воды (или неограниченно увлажняемой поверхности) и ЭТ с поверхности, покрытой растительностью. В статье использовано ДС в той форме, которая приведена в работах [2, 27-30] для анализа ЭТ хвойного леса. Аналитическое выражение для описания этой связи по мере развития метода изменялось. Модифицированная форма ДС, предложенная в [13], уточнялась с использованием данных наблюдений. Соотношение между фактическим (ETa), потенциальным (ETp) и "дополнительным" (ETw) суммарным испарением записывается в следующем виде:

$$ETa = \left(\left(\frac{ETw}{ETp} \right)^2 (2ETp - ETw),$$
(1)

где *ETw* — испарение с водной поверхности, аналогом которой может быть испарительный бассейн; *ETp* — потенциальное испарение с участка, покрытого растительностью. Для расчета *ETw* используется формула Пристли—Тейлора (ПТ) [22]:

$$ETw = \alpha \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right) (R - G).$$
 (2)

Для расчета *ЕТр* используется формула Пенмана–Монтейта [10]:

$$ETp = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right)(R - G) +$$

$$+ \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right)f(U2)(em - e),$$
(3)

где α — эмпирический коэффициент, R — радиационный баланс поверхности, G — поток тепла в почву, Δ — градиент кривой давления пара насыщения, γ — психрометрическая постоянная, f(U2) — функция влияния скорости ветра, U2 – скорость ветра на уровне 2M, (em - e) - дефицит влажностина уровне измерений. Оптимальный выбор α для конкретного вида растительности и почвы позволяет использовать соотношение (2) для описания фактической ЭТ. Для каждого конкретного региона выбор α осуществляется на основе экспериментальных данных. Отметим, что в работе [28] исследовалась зависимость расчетных значений *ETa* от выбора соотношений, определяющих *ETp* и ЕТw. Показано, что соотношение (1) для зоны вечной мерзлоты, для которой проводился анализ, в период полностью оттаявшей почвы приводит к совпадению измеренных и рассчитанных суточных значений ЕТа с вероятностью 0.89 [28]. В настоящей работе анализировались средние значения сезонных (с мая по сентябрь) сумм ЕТа, *ЕТр* и *ЕТw* за десятилетия 1990–1999, 2050–2059 и 2090-2099 гг. и межгодовая изменчивость этих характеристик.

Помимо сумм испарения за каждый месяц периода вегетации, отдельно рассчитаны годовые суммы испарения и суммы испарения в период метеорологических засух. По суточным данным в узлах сетки РКМ в каждом месяце с мая по сентябрь были выделены периоды, соответствующие условиям метеорологической засухи [9], определены продолжительность таких периодов и их термический режим. Для выделенных засушливых периодов по результатам ансамблевых расчетов РКМ в конце XX в., середине и конце XXI в. формируются массивы входных данных для МАПС. Затем с помощью МАПС для периодов засушливости выполняются оценки разных видов эвапотранспирации с участков поверхности, покрытых лесной растительностью, покрытых травой и с водной поверхности. Оценки выполнялись для засушливых периодов, наблюдавшихся в каждом месяце сезона вегетации. Отметим, что терминология, принятая в разных исследованиях, может различаться. В зарубежных исследованиях потенциальным испарением преимущественно считается испарение с любой поверхности, на которой поддерживается неограниченное поступление влаги к растениям (в случае модельных оценок это условие обеспечивается заданием насыщающей влажности в качестве граничного условия на поверхности). В дальнейшем потенциальное испарение с поверхности леса будет определяться заданием граничного условия на поверхности; модельные значения испарения с поверхности воды, полученные на основе формулы ПТ, будут указаны в каждом конкретном случае. Изменение увлажненности лесов таежной зоны оценивалось на основе вычисления "видимого испарения". Видимое испарение, по определению, представляет собой "разницу между величинами испарения с поверхности воды и осадками за тот же период" [8]. Термин "видимое испарение" исполь-

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

	Данные из [7, 8]				Модельные оценки			
Регион	поверхность почвы, покрытой травой		поверх- ность воды	видимое испарение	поверхность леса	поверх- ность воды	видимое испарение	
	весь период	1966— 1986 гг.	1986— 2010 гг.	1954— 2010 гг.	1966— 2010 гг.	1990—1999 гг.		
Вся зона тайги	313	319		318	-24	378	350	-33
Запад южной тайги	353	368	336	420	77	449	472	82
Восток южной тайги	320	316	323	383	28	431	420	44

Таблица 1. Суммарное испарение (мм) за теплый период (май-сентябрь) с поверхности почвы, воды и хвойного леса в таежной зоне ЕЧР

зован в статье [8] для характеристики степени увлажненности поверхности суши на выделенной территории. В статье [8] испарение, измеренное с помощью испарительных бассейнов, отождествлялось с величиной потенциального испарения с поверхности суши, покрытой растительностью. В тех случаях, когда в тексте не уточняется конкретный метод оценки суммы испарения, для этой величины использовано обозначение *ET*.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОЦЕНОК ИСПАРЕНИЯ, ПОЛУЧЕННЫХ РАЗНЫМИ МЕТОДАМИ

Сопоставим полученные по РКМ и МАПС оценки испарения с поверхности лесного массива в изучаемом регионе с результатами других исследований. В работах [7, 8] выполнен анализ продолжительных (1951-2010 гг.) наблюдений и расчетных данных, описывающих эволюцию испарения в этот период. В указанных работах для зоны тайги ЕЧР анализируется потенциальное и фактическое испарение с поверхности суши, покрытой травой, испарение с водной поверхности, видимое испарение. После 1986 г. фактическое испарение при этих исследованиях не измерялось, а рассчитывалось на основе предложенной авторами связи между фактическим испарением и испарением с поверхности воды. В настоящей работе с этими характеристиками сопоставляются модельные данные по фактическому испарению с поверхности леса, испарению с поверхности воды и видимому испарению (табл. 1; рис. 1). Сопоставление расчетных и экспериментальных результатов носит ориентировочный характер, поскольку существующие методы оценки испарения нуждаются в значительном уточнении и

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

периоды осреднения модельных данных и данных из работ [7, 8] не совпадают. Осреднение модельных данных проводится с учетом географического положения регионов, которые выбраны в качестве опорных в [7, 8] для описания специфики водообмена выделенных территорий на основе натурных данных. Анализ оценок в табл. 1 показывает, что во всех случаях расчетное испарение с поверхности лесного массива оказывается большим, чем испарение с почвы, покрытой травой в этом регионе. Различия между величинами испарения зависят от периода осреднения данных по фактическому испарению из работы [7] и находятся в диапазоне 65-110 мм за сезон. Модельные значения испарения с поверхности воды, рассчитанные по формуле Пристли-Тейлора (2), отличаются от экспериментальных значений на 40-50 мм за сезон. Расчетные значения видимого испарения удовлетворительно согласуются с результатами исследований [7, 8].

Отметим, что основная особенность пространственного распределения испарения, отмеченная в [7, 8], — заметное различие величин испарения для западных и восточных регионов зоны тайги. Рис. 1 иллюстрирует качество расчетов по модели межгодовых изменений испарения для западных регионов зоны южной тайги, где имеется наибольшее число пунктов наблюдений [7, 8]. Из рис. 1 видно, что естественная межгодовая изменчивость исследуемых характеристик по данным наблюдений существенно больше, чем изменчивость расчетных значений. Результаты исследования [7] по эволюции испарения с поверхности, покрытой травой, наилучшим образом согласуются с расчетами по формуле ПМ при сравнении как средних величин, так и изменчивости (рис. 16).

ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ ИСПАРЕНИЯ В XXI в.

Разнообразие методов оценки испарения может приводить к различиям в оценках будущих изменений фактической и потенциальной ЭТ. В настоящей работе для расчета пространственных распределений будуших изменений испарения используются два метода: 1 – метод ДС; 2 – метод, основанный на модельном определении характеристик водо-, тепло- и газообмена в почве, растительности и приповерхностном слое атмосферы. В этом случае использованы корреляционные соотношения между климатическими нормами среднегодовой температуры и количества осадков и годовыми суммами ЕТа и ЕТр, полученными на основе модельных расчетов в работе [6]. С предположением универсальности этих соотношений для зоны тайги ЕЧР, на их основе проводятся расчеты годовых сумм ЕТа и ЕТр с использованием в качестве входной информации прогнозных оценок изменений климата, полученных с помощью системы моделей ГКМ-РКМ-МАПС.

Из рис. 2 видно, что пространственные распределения годовых сумм ЕТа и ЕТр, полученные разными методами, в целом согласуются удовлетворительно. Величины испарения, рассчитанные с помощью формул (1)–(3), несколько выше, чем величины испарения, рассчитанные с помощью корреляционных соотношений из работы [6]. Значения и пространственные распределения потенциального испарения, рассчитанного разными методами, согласуются лучше, чем характеристики фактического испарения. Пространственкартина распределений ЕТа и ная ETp. характерная особенность которой – превышение сумм испарения в западных регионах зоны тайги по сравнению с испарением на востоке расчетной области, сохраняется в конце XXI в. Увеличение годовых сумм испарения характерно для всей зоны тайги. В этом регионе увеличение испарения в конце XXI в. по сравнению с базовым периодом составит от 75 до 100 мм за год по расчетам с помощью корреляционных соотношений. Разность между величинами испарения, полученными разными методами, мало меняется по территории и составляет в среднем ~100 мм/год. Пространственная изменчивость годовых уровней испарения, полученных по формулам (1)–(3), оказывается заметно большей, чем пространственная изменчивость этой характеристики, рассчитанной на основе корреляционных соотношений работы [6]. Анализ рис. 26, 2г показывает, что скорость увеличения ЕТа и ЕТр может не совпадать.



Рис. 1. Межгодовые колебания величин испарения за период 1990–1999 гг. в западной части зоны южной тайги. а – испарение с поверхности воды (1, 3) и потенциальное испарение с поверхности леса (2): 1, 2 – расчет по модели, 3 – данные наблюдений [7, 8]; 6 – видимое испарение: 1– расчет по модели, 2 – данные наблюдений [7, 8].

Модельные результаты оценок эволюции фактического и потенциального испарения с поверхности леса в теплый период, рассчитанные для периода вегетации методом ДС в середине и в конце XXI в., иллюстрирует рис. 3, на котором показаны отклонения ЕТа и ЕТр от базовых значений. Оценки на основе соотношений (1)-(3) показали, что пространственная изменчивость отклонений испарения от базовых значений в зоне тайги в период вегетации не остается постоянной. Из рис. 3 видно, что фактическое и потенциальное испарение в теплое время года во всей расчетной области так же, как годовое испарение, увеличивается на протяжении XXI в. В середине XXI в. изменения фактического испарения, рассчитанного по формулам (1)-(3), практически однородны во всей зоне тайги. Некоторое уменьшение отклонений фактического испарения от базовых значений наблюдается в северо-восточной части расчетной области и в предгорьях Урала. В конце XXI в. отклонения сумм фактического испарения от базовых значений за сезон вегетации в западных регионах оказываются меньше (порядка 55-60 мм), чем в восточной части рас-



Рис. 2. Пространственное распределение испарения, рассчитанного разными способами (базовый период). а, б, д, е – фактическое испарение; в, г, ж, з – потенциальное испарение; а, в, д, ж – базовый период (1990–1999 гг.); б, г, е, з – конец XXI в. (2090–2099 гг.); а, б, в, г – расчет на основе корреляционных соотношений [6, 21].

четной области, где изменения фактической ЭТ (*ETa*) достигают 75—80 мм. На небольшой территории, прилегающей к восточной границе расчетной области, изменения *ETa* снова уменьшаются

до 55–60 мм. Модельные изменения потенциальной ЭТ различаются в отдельных регионах зоны тайги ЕЧР более заметно, чем изменения фактической ЭТ. В центральных и крайних восточных

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023


Рис. 3. Изменение сезонных сумм испарения, мм/сезон, в мае-сентябре в середине (а, в, д) и конце (б, г, е) XXI в. по отношению к базовому периоду. а, б – фактическое испарение с лесного массива; в, г – потенциальное испарение; д, е – разность сумм осадков.

регионах в зоне южной тайги максимальные изменения $ETp \ge 90$ мм. Пространственные распределения изменений ЕТр больше связаны с изменением поля осадков Р (рис. 3д, 3е), чем изменения ЕТа. Сравнивая рис. 3в, 3е, можно видеть, что регионы, в которых наблюдается уменьшение осадков, практически совпадают с регионами максимального увеличения ЕТр. Это объясняется тем, что расчет ЕТр, по определению, предполагает наличие неограниченного доступа влаги на поверхности, отсутствие осадков уменьшает влажность в атмосфере и за счет повышения температуры поверхности увеличивает перепад влажности "поверхность – нижние слои воздуха", приводя к увеличению вертикального влагопереноса.

Необходимо иметь представление о том, как повлияет изменение испарения и количества осадков на средние многолетние характеристики увлажненности разных регионов зоны тайги. Показатели увлажненности – один из основных факторов растительной зональности. Для описания степени увлажненности (или засушливости) региона в целом можно использовать индексы, основанные на информации о составляющих водного баланса. Индексы увлажненности, определяемые на основе данных об испарении, широко используются в прикладных исследованиях [20, 24, 27]. Форма записи индексов может быть разной. Широко распространены индексы, основанные на оценках относительной эвапотранспирации ("relative evapotranspiration") [20]. Термин относительная ЭТ обозначает отношение факти-

ческой ЭТ к потенциальной ЭТ ($\delta = ETa/ETp$). Относительная ЭТ характеризует степень доступности влаги растениям. Изменения величины б хорошо коррелируют с изменениями состояния растительности [20, 24], т. е. маркируют пороговые значения, приводящие к усыханию растений. В качестве показателя увлажненности поверхности суши используется также видимое испарение ET - P[8]. В данном исследовании на основе модельных данных рассчитаны пространственные распределения индексов δ, аридности (сухости) ET/P [29] и видимого испарения ET - P и выполнен анализ степени их соответствия друг другу. Следует иметь в виду, что в разных исследованиях ET = ETa или ET = ETp в зависимости от имеющейся информации. Средние за 10-летний период значения указанных индексов в таежной зоне показаны на рис. 4 для конца XX и конца XXI вв. Индексы рассчитаны на основе сумм ЕТ и Р за теплый сезон (май-сентябрь). Из рис. 4 видно, что все показатели отражают картину наличия увлажненных областей, вытянутых в меридиональном направлении в западных и восточных регионах таежной зоны ЕЧР в конце XXI в. При этом у восточных границ расчетной области увлажненность оказывается больше, чем в западной части таежной зоны. Такая же картина сохраняется в XXI в. Аридность климата к концу XXI в. существенно увеличивается, максимальное увеличение аридности наблюдается в центральных областях южной и средней тайги, где видимое испарение ~300 мм, индекс ET/P ~ 2.5, а область значений $\delta \le 0.8$ расширяется в ~3 раза. Индексы увлажненности и аридности того или иного региона во многих литературных источниках рассчитываются на основе оценок потенциального испарения, поскольку расчеты фактического испарения имеют значительную неопределенность. Рис. 4 иллюстрирует количественные изменения

пространственных распределений видимого испарения и индекса ET/P, вызванные заменой ETaна ETp. Естественно, в случае использования ETpрасчетные значения индексов оказываются больше, изменения индексов выражены более заметно, но общая картина пространственных распределений практически не меняется.

Прогностические величины испарения интересно сопоставить с расчетными значениями фактической и потенциальной ЭТ бореальных лесов ЕЧС, полученными в [6] для периода голоцена на основе детальной модели тепло-влаго-газообмена для бореальных лесов в таежной зоне ЕЧС. Климат периода голоцена, по мнению исследователей [1, 6], может служить аналогом климатического режима, прогнозируемого на конец XXI в. В работе [6] приведены годовые суммы *ЕТа* и *ЕТр*. В наиболее теплую фазу голоцена, по данным [6], (*ЕТа*)_{год} составляет 430–450 мм/год, (*ЕТр*)_{год} – 560–570 мм/год. По данным настоящего

исследования, полученным на основе ДС и относящимся только к периоду вегетации, *ETa* в конце XXI в. находится в пределах 425–525 мм/сезон, а *ETp* – в пределах 475–575 мм/сезон.

ИЗМЕНЕНИЯ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗАСУШЛИВЫХ ПЕРИОДОВ В ТАЕЖНОЙ ЗОНЕ ЕЧР И ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ВОДООБЕСПЕЧЕННОСТИ РАСТЕНИЙ ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ В ЭТИ ПЕРИОДЫ

Потепление климата в таежной зоне, приводяшее к изменению средних показателей увлажненности этого региона, сопровождается увеличением частоты засушливых периодов. Засухи, практически отсутствовавшие в рассматриваемом регионе в XX в., в конце XXI в., по модельным данным, могут возникать в центральных и преимущественно восточных областях зоны южной и средней тайги с вероятностью 25-30% (рис. 5а). Анализ влияния климата на состояние лесов таежной зоны невозможен без исследования интенсивности метеорологических засух в плане эволюции ЭТ и соответствующих изменений растительности. От интенсивности засушливых периодов зависят индексы аридности и степень усыхания растительности. Исследования показывают, что именно доступность воды - основной ресурс для продуктивности леса [23, 27]. Выше (рис. 3) показаны изменения средних сезонных (май-сентябрь) распределений фактического и потенциального испарения с поверхности леса в XXI в. Период возникновения засух ограничен тремя месяцами с июня по август, поэтому отдельно проведен анализ изменения ЕТа и ЕТр за эти месяцы. Рис. 5 показывает, как пространственное распределение среднего за три месяца (июнь-август) отношения ETa/ETp (относительное испарение) изменяется в конце XXI в. по сравнению с базовым периодом конца XX в. и демонстрирует отличия этого распределения от распределения относительного испарения за весь период вегетации, включающий в себя месяцы без засушливых периодов. Пространственное распределение изменения сумм осадков в конце XXI в. за весь период вегетации (рис. 3д, 3е) и за три месяца (июнь-август) практически одинаково. В центральных регионах зоны южной тайги средние за три месяца значения относительного испарения преимущественно убывают. При этом зона характерных значений $ETa/ETp \leq 1$ существенно расширяется за счет увеличения доли засушливых периодов в рассматриваемые три месяца. В области снижения осадков в конце XXI в. средняя величина ЕТа/ЕТр за период июнь-август оказывается несколько меньшей, чем за весь сезон вегетации. В области снижения осадков при осреднении за весь период вегетации значения $0.87 \le ETa/ETp \le 0.92$ преобладают. В конце



Рис. 4. Изменение индексов увлажненности. а, 6 - (ETa - P); в, r - (ETp - P); д, e - (ETa/P); ж, 3 - (ETp/P); и, $\kappa - (ETa/ETp)$; а, в, д, ж, и – базовый период; б, г, е, з, κ – конец XXI в. (*ETa* рассчитано на основе ДС).



Рис. 5. Вероятность засушливых периодов (а) и относительное испарение (б, в, г). б – средние значения относительного испарения во время засушливых периодов в конце XXI в.; в, г – средние значения относительного испарения за июнь–август (в – базовый период; г – конец XXI в.).

XXI в. за период июнь—август значения $0.8 \le ETa/ETp \le 0.90$ в среднем характеризуют этот регион. На рис. 5г показано также распределение средних за период 2090—2099 гг. значений ETa/ETp в засушливый период. Из рис. 5г видно, что на территории, подверженной засухам, $ETa/ETp \sim 0.8$, что соответствует умеренной засушливости. Анализ показывает, что продолжительность засушливых периодов в основном составляет ~5 дней. Таким образом, хотя вероятность возникновения периодов засушливости к концу XXI в. увеличивается, продолжительность этих периодов относительно невелика и интенсивность их остается умеренной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе данных об эволюции климата, полученных с помощью системы моделей ГКМ– РКМ–МАПС, выполнены оценки изменения фактического и потенциального испарения с поверхности лесного массива в зоне тайги ЕЧР в XXI в. Расчет испарения проводился разными методами. Анализировались возможности широко используемого в современных исследованиях дополнительного соотношения для расчета фактического испарения. Испарение рассчитывалось для теплого периода (май–сентябрь), для трех месяцев (июнь–август), для которых в конце XXI в.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

характерно наличие метеорологических засух, а также для засушливых периодов. Рассчитаны пространственные распределения средних за выбранные периоды значений ЭТ, отражающие фактический и потенциальный водообмен поверхности с нижними слоями атмосферы в разных регионах таежной зоны. Показано, что модельные оценки испарения. полученные с помошью испарительных бассейнов, удовлетворительно согласуются с расчетами по формуле Пристли-Тейлора, что подтверждает возможность использования этой формулы в дополнительном соотношении (1). Фактическое испарение ЕТа, рассчитанное на основе климатического прогноза с помощью системы моделей РКМ-МАПС, на протяжении XXI в. увеличивается на всей территории ЕЧР. Максимальное увеличение фактического испарения за сезон в центральных и восточных регионах зоны южной тайги составляет 75-95 мм. Модельные оценки позволяют выполнить анализ вклада засушливых периодов в расчетные значения исследуемых характеристик. Периоды засушливости, практически отсутствовавшие в рассматриваемом регионе в XX в., в конце XXI в., по модельным данным, могут возникать с вероятностью 25-30% в центральных и преимущественно восточных областях зоны южной и средней тайги (рис. 4а). На территории, подверженной засухе, относительное испарение $ETa/ETp \sim 0.8$, что соответствует умеренной засушливости. Таким образом, хотя увеличение аридности климата в зоне тайги EЧР к концу XXI в. приведет к увеличению вероятности возникновения засушливых периодов, продолжительность этих периодов будет относительно невелика, а их интенсивность умеренной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Борзенкова И.И., Зубаков В.А. Климатический оптимум голоцена как модель глобального климата начала XXI века // Метеорология и гидрология. 1984. № 9. С. 23–35.
- 2. Надёжина Е.Д., Школьник И.М., Стернзат А.В., Егоров Б.Н., Пикалева А.А. Испарение с орошенных участков в аридных регионах по оценкам системы моделей регионального климата и пограничного слоя атмосферы // Метеорология и гидрология. 2018. № 6. С. 87–97.
- 3. *Надёжина Е.Д., Шкляревич О.Б.* Адвективные туманы и гололед над склоном в прибрежных районах // Метеорология и гидрология. 1994. № 9. С. 20–28.
- Надёжина Е.Д., Школьник И.М, Стернзат А.В., Егоров Б.Н., Пикалёва А.А. Модельные оценки эволюции климата и суммарного испарения в равнинных регионах Центральной Азии // Тр. ГГО. 2017. В. 586. С. 65–79.
- Надёжина Е.Д., Школьник И.М., Стернзат А.В., Пикалёва А.А., Егоров. Б.Н. Моделирование атмосферного пограничного слоя над неоднородно увлажненной поверхностью как инструмент для оценки суммарного испарения // Метеорология и гидрология. 2020. № 12. С. 27–38.
- 6. Ольчев А.В., Новенко Е.Ю. Испарение лесных экосистем центральных районов европейской территории России в голоцене // Математическая биология и биоинформатика. 2012. Т. 7. № 1. С. 284– 298. http://www.matbio.org/2012/Olchev(7_284)
- Сперанская Н.А. Испарение с поверхности почвы с травяным покровом: доступные наблюдения и восстановленные данные // Изв. РАН. Сер. Географическая. 2016. № 2. С. 49–60
- 8. Сперанская Н.А. Потенциально возможное и видимое испарение и его изменения на Европейской территории России за последние 50 лет // Вод. ресурсы. 2016. № 4. С. 661–672.
- Хлебникова Е.И., Павлова Т.В., Сперанская Н.А. Засухи // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. М.: Росгидромет, 2012. С. 126–164.
- Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements // FAO Irrigation and drainage paper. 1998. № 56. P. 333. http://www.cawater-info.net/bk/improvement-irrigated-agriculture/files/fao56.pdf
- Anderson M.C.J., Norman M., Mecikalski J.R., Otkin J.A., Kustas W.P. A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental U.S. based on thermal remote sensing: 1. Model formulation //

J. Geophys. Res. 2007a. V. 112. D10117. P. 1–17. https://doi.org/10.1029/2006JD007506

- Bouchet R.J. Evapotranspiration potentielle, et production Agricole // Annal. Agronom. 1963. V. 14. P. 743– 824.
- 13. *Brutsaert W.* A generalized complementary principle with physical constraints for land-surface evaporation // Water Resour. Res. 2015. V. 51. P. 8087–8093. https://doi.org/10.1002/2015WR017720
- 14. Gao Jiaqi, Miao Qiao, Xinfa Qiu, Yan Zeng, Huanhuan Hua, XiuzhiYe, Mustapha Adamu. Estimation of Actual Evapotranspiration Distribution in the Huaihe River Upstream Basin Based on the Generalized Complementary Principle // Advances Meteorol. 2018. Article ID 2158168. https://doi.org/10.1155/2018/2158168
- Han S., Tian F. Complementary-principle-of-evaporation: from the original linear relationship to generalized nonlinear functions // Hydrol. and Earth System Sci. 2020. https://www.semanticscholar.org/paper. https://doi.org/10.5194/Hess-24-2269-2020
- Ivanova L.A., Nadyozhina E.D. Numerical simulation of wind farm influence on wind flow // Wind Engineering. 2000. V. 24. № 4. P. 257–271.
- Kalma Jetse D., Tim R., McVicar Matthew, McCabe F. Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data // Surv. Geophys. 2008. V. 29. P. 421–469. https://doi.org/10.1007/s10712-008-9037-z
- Kelliher F.M., Leuning R., Schulze E.D. Evaporation and canopy characteristics of coniferous forests and grasslands // Oecologia. 1993. V. 95. P. 153–163. https://doi.org/10.1007/BF00323485
- Launiainen S., Guan M., Salmivaara A., Kieloaho A.-J. Modeling boreal forest evapotranspiration and water balance at stand and catchment scales: a spatial approach // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2019. V. 23. P. 3457– 3480.

https://doi.org/10.5194/hess-23-3457-2019

- 20. *Matthias J.R.* Quantifying and modeling water availability in temperate forests: a review of drought and aridity indices // Biogeosci. Forestry. 2019. V. 12. № 1. P. 1–16. https://doi.org/10.3832/ifor2934-011
- Olchev A., Novenko E., Desherevskaya O., Krasnorutskaya K., Kurbatova J. Effects climatic changes on carbon dioxide and water vapor fluxes in boreal forest systems of the European part of Russia // Environ. Res. Lett. 2009. V. 4. № 045007. P. 1–8. http://iopscience.iop.org/1748-9326/4/4/045007
- 22. *Priestley C.H.B., Taylor R.J.* On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters // Mon. Weather Rev. 1972. V. 100. P. 81–92.
- Ruiz-Pérez G., Vico G. Effects of Temperature and Water Availability on Northern European Boreal Forests // Front. For. Glob. Change. Sec. Forest Hydrol. 2020. V. 3. P. 3–34. https://doi.org/10.3389/ffgc.2020.00034
- Sörensson A.A., Ruscica R.C. Intercomparison and uncertainty assessment of nine evapotranspiration estimates over South America // Water Resour. Res. 2018. V. 54 (4). P. 2891–2908.

- 25. *Speranzkaya N.A.* New approach to analysis of pan and actual evaporation changes basing on the complementary relationship // Int. Sci. Conf. "Energy and Climate Change". Athens, 2011. P. 13–14.
- van Vuuren D.P., Edmonds J.M., Kainuma J. et al. The representative concentration pathways: an overview // Climatic Change. 2011. V. 109. P. 5–31.
- Wang T., Zhang H., Zhao J., Guo X., Xiong T., Wu R. Shifting contribution of climatic constraints on evapotranspiration in the boreal forest // Earth's Future. 2021. V. 9 (8). https://doi.org/10.1029/2021EF002104
- 28. Yong Yang, Rensheng Chen, Yaoxuan Song, Chuntan Han, Zhangwen Liu, Junfeng Li. Evaluation of five com-

plementary relationship models for estimating actual evapotranspiration during soil freeze-thaw cycles. https://doi.org/10.2166/NH.2021.093

29. *Zhao H., Xu Z., Zhao J., Huang W.* A drought rarity and evapotranspiration-based index as a suitable agricultural drought indicator // Ecol. Indic. 2017. V. 82. P. 530–538.

https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2017.07.024

30. Zhipin Ai, Qinxue Wang, Yonghui Yang, Kiril Manevski, Xin Zhao, Deni Eer. Estimation of land-surface evaporation at four forest sites across Japan with the new nonlinear complementary method // Sci. Rep. 2017. V. 7. https://doi.org/10.1038/s41598-017-17473-0 ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 2023, том 50, № 5, с. 550-560

– ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ С АТМОСФЕРОЙ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

УДК [551.50]/(551.578.1)

ВЛИЯНИЕ МОСКОВСКОГО МЕГАПОЛИСА НА ОСАДКИ ТЕПЛОГО ПЕРИОДА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ КРУПНОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ УСЛОВИЙ¹

© 2023 г. Ю. И. Ярынич^{*a*, *b*, *c*, *, М. И. Варенцов^{*a*, *c*, *d*}, В. С. Платонов^{*b*}, В. М. Степаненко^{*a*, *b*, *d*}, А. В. Чернокульский^{*c*, *e*}, С. Г. Давлетшин^{*f*}, Е. А. Дронова^{*g*}}

^а Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Научно-исследовательский вычислительный центр, Москва, 119991 Россия ^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, 119991 Россия ^сИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, 119017 Россия ^d Московский Центр фундаментальной и прикладной математики, Москва, 119991 Россия ^еИнститут географии РАН, Москва, 119017 Россия ^fВсероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации мировой центр данных, Обнинск, 249035 Россия ⁸Российский государственный аграрный университет МСХА им. К.А. Тимирязева, Москва, 127434 Россия *e-mail: iulia.varinich@vandex.ru Поступила в редакцию 08.02.2023 г. После доработки 15.04.2023 г. Принята к публикации 17.04.2023 г.

Оценено влияние Московского мегаполиса на осадки разной интенсивности в различных физикосиноптических условиях. На основе анализа многолетних стандартных наблюдений на метеорологических станциях Московского региона и данных реанализа высокого разрешения ERA5 за период 1988—2020 гг. показано, что наибольшее влияние города на интенсивные осадки достигается в случаях с повышенной статической неустойчивостью атмосферы в сочетании со слабым крупномасштабным потоком, высоким влагосодержанием атмосферы и отсутствием выраженных фронтальных зон в регионе. В среднем за исследованный период превышение сезонной суммы осадков в Москве относительно фоновых значений по Московскому региону составляет 5.3%, при этом отмечено разнонаправленное влияние города на осадки разной интенсивности: ослабление (статистически незначимое) над городом осадков малой и средней интенсивности, усиление наиболее интенсивных осадков (выше 95 процентиля), повторяемость которых в Москве на 11.6% выше фоновой.

Ключевые слова: влияние города на осадки, городская климатология, крупномасштабные атмосферные процессы, интенсивные осадки, реанализ, ERA5.

DOI: 10.31857/S0321059623600151, EDN: HOVOYL

введение

Интенсивные атмосферные осадки формируются в результате сложного взаимодействия крупномасштабных, мезомасштабных и локальных термических и динамических факторов в атмосфере, что приводит к существенной неоднородности их пространственного и временно́го распределения. Изменение климата и сопутствующее повышение температуры тропосферы, согласно соотношению Клаузиуса—Клапейрона, приводит к росту влагосодержания атмосферы, что способствует повышению интенсивности и частоты осадков [23], в том числе и в российских регионах [1]. Однако связь температуры и осадков нелинейная, что обусловлено важной ролью крупномасштабной и мезомасштабной циркуляции (динамического фактора) в формировании экстремумов осадков.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Некоммерческого фонда развития науки и образования "Интеллект" (сбор исходной информации); РНФ (проект 18-77-10076, обработка данных реанализа для характеристики фоновых условий атмосферы), Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (соглашение 075-15-2021-574, анализ данных).

В средних широтах северного полушария осадки существенно зависят от крупномасштабных процессов в атмосфере [13, 29], в первую очередь – приводящих к конвергенции влаги. В частности, до 90% случаев осадков в средних широтах обусловлено фронтальными процессами [11]. Однако на Европейской территории России в летний период до 40% случаев экстремальных осадков имеют нефронтальную природу [11].

Наиболее сильные осадки свойственны организованной глубокой конвекции, в частности для мезомасштабных конвективных систем: конвективных комплексов и линий шквалов [3]. Их возникновению и усилению способствуют такие факторы, как наличие зон конвергенции, высокое влагосодержание атмосферы, высокая статическая неустойчивость, благоприятные для этого сдвиг ветра и энергия конвективного подавления [14, 21]. Существует множество косвенных предикторов интенсивности конвективных систем, учитывающих эти факторы, основанных на термодинамических и динамических характеристиках атмосферы и их различных сочетаниях [12, 15], которые можно получить в том числе на основе результатов гидродинамического моделирования и реанализа и использовать для прогноза и анализа конвективных осадков.

Дополнительную сложность в условия формирования конвективных процессов и связанных с ними осадков вносят локальные неоднородности подстилающей поверхности, связанные с орографией, наличием крупных водных объектов и урбанизированных территорий. Влияние последних отмечается для большого количества крупных городов практически на всех континентах [16, 20, 26]. Как правило, имеет место увеличение сумм осадков в центре городов и с их подветренной стороны. Среди основных физических механизмов влияния городов на осадки выделяют следующие [22].

1. Влияние на влажность и термодинамические процессы, связанные с особенностями пространственного распределения компонентов радиационного баланса городской поверхности, способствующие формированию острова тепла и связанных с ним циркуляций по типу "городского бриза". Данные наблюдений и моделирования [16, 25] указывают на то, что подобная циркуляция может модифицировать существующие системы осадков и вызывать новые, особенно в случае значительной статической неустойчивости атмосферы и слабого фонового переноса.

2. Влияние на динамические процессы повышенной шероховатости городской подстилающей поверхности, вызывающей конвергенцию непосредственно над городом и с подветренной стороны. Такая локальная циркуляционная система может служить препятствием для развития других мезомасштабных циркуляций, влиять на пространственное распределение осадков. Известны также случаи бифуркации конвективных систем над городом [10, 27].

3. Влияние городов на микрофизические процессы. В частности, из-за высокой концентрации городского аэрозоля может изменяться размер облачных капель. Это в свою очередь может изменять процессы формирования, временные интервалы, фазу и продолжительность осадков. Важно, что осадки могут как усиливаться, так и ослабляться в зависимости от типов облаков и влагосодержания атмосферы [19]. Так, осадки из систем глубокой конвекции и кучево-дождевых облаков в более влажном воздухе имеют тенденцию к усилению благодаря городскому аэрозольному эффекту. В то же время осадки из фронтальных систем в более сухом воздухе, а также суперъячеек, континентальных линий шквалов и слоисто-дождевых облаков, напротив, могут подавляться за счет эффекта аэрозолей [19].

Согласно наблюдениям [22], влияние города наиболее выражено в периоды высокой конвективной активности в теплый сезон, когда прогрев подстилающей поверхности вызывает значительные восходящие потоки воздуха. Однако в случае формирования конвективных систем на атмосферных фронтах крупномасштабные процессы могут нивелировать или маскировать влияние города.

Одни и те же эффекты могут по-разному влиять на осадки из облаков разного генезиса, при этом один и тот же эффект может вызывать как увеличение, так и уменьшение интенсивности или общего количества осадков над городом при различных состояниях атмосферы в районе прохождения осадкообразующих систем. Кроме того, орография окружающих город территорий также может изменять или нивелировать влияние города, в частности за счет горно-долинных и береговых циркуляций.

Расположение Московской агломерации вдали от значительных неоднородностей рельефа и крупных водных объектов позволяет с высокой степенью достоверности идентифицировать влияние крупного города на атмосферные процессы, в том числе на режим осадков. В работах [1, 4, 5, 8, 28] отмечено превышение сумм осадков в Москве над суммами осадков окружающей ее территории по данным наблюдений и численного моделирования, однако оценки этого превышения разнятся (от 7 до 15%) вследствие различий методик исследования и выборок данных по времени и пространству. В [4] отмечена также повышенная повторяемость в Москве экстремальных (>50 мм/сут) осадков.

В большинстве работ, посвященных влиянию г. Москвы на осадки [1, 4, 5, 8, 28], оценено влия-



Рис. 1. Картосхема итогового архива данных о суточных суммах осадков по станциям, на которых непрерывный ряд измерений равен 33 годам и более. Названия и пунсоны (серое) — метеостанции Москвы; выборка фоновых метеостанций (черное); выборка фоновых метеостанций Ф2 (черное с названиями серым шрифтом). Линиями условно обозначен ряд измерений с 1966 по 2020 г., серым на линиях показано наличие данных, светло-серым — наличие данных с пропусками более одного месяца, темно-серым — отсутствие данных. Годы пропусков обозначены цифрами под линиями.

ние города на сезонные суммы осадков. Однако, как отмечено выше, влияние города может проявляться в разной степени и с разным знаком в зависимости от состояния атмосферы и генезиса облаков. В данной работе проведена оценка степени влияния Московского мегаполиса на характеристики осадков различного физико-синоптического генезиса и разной интенсивности в теплый период в условиях современного климата, включая проверку гипотезы об усилении конвективных процессов и связанных с ними осадков над урбанизированными территориями.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Данные наблюдений

В настоящей работе для исследования влияния г. Москвы на осадки рассматривались суточные суммы осадков, измеренные на метеорологических станциях Московского региона. Наиболее полные временные ряды суточных сумм осадков собраны по 27 станциям (рис. 1), включая 6 метеостанций в пределах 16-километрового радиуса от центра Москвы. При расчете городской аномалии осадков важно выделить репрезентативный фон [22], однако ввиду неоднородности поля осадков точное определение фона затруднено. В данной работе при выделении фоновых метеостанций использовалось два подхода: при первом подходе (выборка Ф1, 21 метеостанция) фоновыми метеостанциями считались все станции, находящиеся за 16-километровым радиусом от центра Москвы; при втором подходе (выборка Ф2) в качестве фоновых метеостанций задействованы 4 ближайшие к Москве метеостанции из выборки Ф1 (Дмитров, Ново-Иерусалим, Подмосковная, Павловский Посад).

Для получения статистических характеристик сумм осадков летнего периода в качестве исходных использованы ряды данных из архивов:

Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД) [2] (26 станций по Московскому региону за 1966– 2020 гг.);

Обсерватории Тимирязевской академии (TCXA) (1988–2020 гг.);

Метеорологической обсерватории МГУ (1966–2020 гг.).

С учетом продолжительности доступных рядов наблюдений на разных метеостанциях для иссле-

552

дования выбран период 1988—2020 гг. Для анализа использованы данные за период активной конвекции (с мая про сентябрь). Сформирована база данных суточных сумм осадков с учетом полноты и качества данных. Данные за недостающие периоды восполнялись с помощью архивов данных УГМС и станционных данных из [7] с учетом оценки корреляции общих временны́х рядов данных об осадках.

Методы анализа данных наблюдений

Для исследования степени влияния Москвы на осадки разной интенсивности рассмотрены следующие градации суточных сумм осадков:

 $P_{\rm all}$ – осадки с суточной суммой >1 мм;

 $P_{\rm mod}$ — осадки малой и средней интенсивности с суточными суммами от 1 до 12 мм (12 мм — значение среднего по всем станциям 95-го процентиля суточных сумм осадков за исследуемый период);

 P_{int} – случаи интенсивных осадков (>12 мм).

Для каждой градации осадков по интенсивности рассчитаны следующие метрики:

 $P_{_{\rm rep}}$ — средняя многолетняя повторяемость таких случаев за сезон (индивидуально для каждой станции);

*P*_{_sum} — средние суточные суммы осадков для каждой станции, когда максимальная суточная сумма осадков в регионе попадает внутрь данной градации.

Основной метод определения степени влияния города на различные характеристики осадков в данной работе — относительная разность средних значений различных показателей осадков по данным городских станций $\overline{P_{\text{город}}}$ и фоновых метеостанций $\overline{P_{\text{фон}}}$:

$$\Delta P = \frac{\overline{P_{\text{город}}} - \overline{P_{\phi \text{он}}}}{\overline{P_{\phi \text{он}}}} \times 100\%.$$
(1)

На основе полученных результатов рассчитано относительное превышение осадков в городе (%, количество случаев за сезон (для $P_{_{rep}}$), мм/сут (для $P_{_{sum}}$)), а также оценены уровень значимости и доверительные интервалы. Оценка статистической значимости (на уровне 95%) разности средних значений показателей (суммы и повторяемости) осадков в городе и области проведена на основе *t*-критерия Стьюдента.

Данные реанализа и производные индексы

Для характеристики фоновых атмосферных условий, сопровождающих выпадение осадков в Московском регионе, использованы данные реанализа ERA5 [17]. Использованы как исходные

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

данные реанализа (модуль скорости ветра на высоте 10 м, V10), так и рассчитанные на их основе производные параметры: потенциальная энергия конвекции *MLCAPE* [24], интегральное влагосодержание атмосферы *PW*, фронтальный параметр *TFP* [18] и индекс влажности *HIX* [18]:

$$MLCAPE \approx g \int_{p(LFC)}^{p(EL)} \frac{T'_{v}}{\overline{T}_{v}} dp = g \int_{p(LFC)}^{p(EL)} \frac{T_{v,p} - T_{v,e}}{\overline{T}_{v,e}} dp, \quad (2)$$

где T_v — виртуальная температура, K; EL — уровень конвекции, м; LFC — нижняя граница конвективно-неустойчивого слоя, м; g — ускорение свободного падения, м/с²; dp — приращение давления, гПа;

$$PW = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} q(p) dp,$$
 (3)

где q — абсолютная влажность на изобарических уровнях, кг/м³;

$$TFP = \nabla \left| \nabla ZTE \right| \vec{n}_{ZTE},\tag{4}$$

где

$$\bar{n}_{ZTE} = \frac{\nabla ZTE}{|\nabla ZTE|},\tag{5}$$

ZTE — эквивалентная толщина слоя 850—500 гПа с промежуточными верхним p_u и нижним p_l слоем, рассчитанная на основе данных об эквивалентной температуре $\overline{T_e}$ с учетом абсолютной влажности воздуха [18]:

$$ZTE = -\sum_{850}^{500} \frac{R}{g} \overline{T_e} \ln\left(\frac{p_u}{p_l}\right), \tag{6}$$

$$HIX = \frac{ZTE - ZT}{ZTES - ZT},\tag{7}$$

где ZTES — эквивалентная толщина слоя 850— 500 гПа, м; рассчитанная на основе данных об эквивалентной температуре с учетом данных о давлении насыщенного водяного пара; ZT — разность высот изобарических поверхностей, м.

Для каждых конкретных суток брались максимальные значения индексов на площади, ограниченной приблизительными координатами крайних точек Москвы (55.5°–56° с.ш., 37.25°–38° в.д.), и максимальное (для *MLCAPE*, *PW*, *TFP*, *HIX*) или среднее (для V_{10}) значение параметра за сутки.

Параметры *TFP* и *HIX* использованы для разделения фронтальных и внутримассовых осадков. Стоит отметить, что хотя задача определения положений атмосферных фронтов в пространстве и не нова, общепринятой методики автоматического фронтального анализа не существует в первую очередь из-за отсутствия согласованного набора параметров для выявления фронта. Авторами настоящей статьи использован критерий фронтальной зоны из работы [18], согласно которому фронт идентифицируется при условии TFP > 2.5 и HIX < 0.7. Такой подход позволяет идентифицировать атмосферные условия, характерные для выраженных бароклинных зон. В дальнейшем "фронтальной" зоной будут называться условия в атмосфере, выделенные с помощью данных индексов.

Для проверки применимости приведенного критерия фронтальной зоны выполнен сравнительный анализ результатов, полученных на его основе, и результатов синоптического анализа, выполненного в Центральном УГМС России. Для этого отобраны 73 случая, когда хотя бы на одной станции Москвы (ВДНХ, ТСХА, МГУ, Балчуг, Тушино или Немчиновка) суточная сумма осадков превышала 1 мм, и проведен анализ архива синоптических карт по данной выборке. Сравнение выполнено для периода 2018-2019 гг., что обусловлено доступностью архива синоптических карт. Показано, что методика определения фронтальных зон с помощью индексов TFP и *HIX* по данным реанализа ERA5 в 58% случаев показала результат (наличие фронта), совпадающий с результатом синоптического анализа. В 29% случаев, большая часть которых приходилась на ситуации прохождения размытых теплых, холодных фронтов или фронтов окклюзии в малоградиентных барических гребнях или на периферии антициклонов, методика на основе данных реанализа не позволяла выделить фронт в том же месте, где он определялся на основе синоптического анализа (фронтальная зона оказывалась "сдвинута" в пространстве). В 4% случаев фронт был ошибочно идентифицирован там, где его прохождение в течение суток по данным синоптических карт не наблюдалось, 9% случаев составляли дискуссионные ситуации.

Методика формирования выборок случаев интенсивных осадков различного физико-синоптического генезиса

Принцип группировки дней с осадками (включая интенсивные) по физико-синоптическим условиям разработан с учетом теоретических представлений об основных факторах влияния города на конвективные процессы и связанные с ними осадки. На основе данных [22] предложено выделять следующие типы крупномасштабных условий, более (либо менее) благоприятных для каждого из трех факторов влияния города:

для термодинамических факторов благоприятно состояние атмосферы с высокой статической неустойчивостью (*MLCAPE*) и слабым фоновым потоком (*V*10); Таблица 1. Значения отобранных для дальнейшего анализа индексов неустойчивости, соответствующих квантилю 0.75 эмпирического распределения

Квантиль	Индекс				
	<i>MLCAPE</i> , Дж/кг	<i>РW</i> , кг/м ²	<i>V</i> 10, м/с		
0.75	328	31	4.2		

для динамических эффектов благоприятен сильный крупномасштабный фоновый поток (V10);

для микрофизических эффектов благоприятны условия атмосферы с высоким интегральным влагосодержанием (*PW*).

Дополнительно рассмотрены условия, соответствующие либо наличию выраженного атмосферного фронта, либо его отсутствию (условия слабовыраженного фронта, вторичного фронта или внутримассовой конвекции), на основе индексов *TFP* и *HIX*.

Таким образом, рассмотрено 8 типов состояния атмосферы, идентифицируемых на основе набора вышеперечисленных индексов. В качестве пороговых значений индексов *MLCAPE*, *PW* и *V*10 использованы квантили уровня 0.75 по выборке данных за весь исследуемый период (табл. 1). Для индексов *TFP* и *HIX* пороговые значения взяты из [18]. Информация о рассматриваемых типах условий атмосферы приведена в табл. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Влияние города на осадки различных градаций интенсивности

Средняя сезонная сумма осадков за период с мая по сентябрь 1988-2020 гг. в Москве выше на 5.3% (18.1 мм) (статистически незначимо) по сравнению с метеостанциями Московского региона. В более ранних работах о влиянии Москвы на осадки по данным наблюдений проводились сравнения, как правило, сезонных или месячных сумм осадков на метеостанциях. Так, шлейф повышенных (на 15%) относительно фона сумм осадков за июль-август, ориентированный от центра города на восток, был обнаружен А.А. Дмитриевым и Н.П. Бессоновым [5] в данных за период 1955-1964 гг. В работе [1] показано превышение суммы осадков на городских станциях в среднем на 10% за июль-август за период 2008-2017 гг. Анализ более длинного временного ряда данных показан в работе [6]: в теплый период с апреля по октябрь с 1966 по 2015 г. средняя сезонная сумма осадков в Москве выше на 7% относительно фоновых метеостанций. Таким образом, оценки влияния Москвы на осадки имеют один порядок, но несколько разные значения, что, вероятно,

Синоптическая ситуация	Характерные значения рассчитанных переменных по данным ERA5	Предположительное влияние на осадки из [22]				
Условия усиления осадков над городом за счет термодинамических эффектов						
Значительная неустойчивость	<i>MLCAPE</i> ≥ 328 Дж/кг <i>V</i> 10 < 4.2 м/с	$OT \rightarrow$				
и слабый крупномасштабный поток		→ конвергенция → усиление осадков				
Слабая неустойчивость/значитель-	<i>MLCAPE</i> < 328 Дж/кг <i>V</i> 10 ≥ 4.2 м/с	Отсутствие OT \rightarrow отсутствие				
ный крупномасштабный поток		влияния на осадки				
Условия усиления осадков над городом за счет динамических эффектов						
Значительный	И10≥4.2 м/с	Бифуркация конвективных систем				
крупномасштабный поток		над городом → уменьшение осадков				
Слабый крупномасштабный поток	<i>V</i> 10 < 4.2 м/с	Конвергенция над городом				
		вследствие шероховатости \rightarrow				
		→ усиление осадков				
Условия усиления осадков над городом за счет микрофизических эффектов						
Значительное интегральное	<i>РW</i> ≥ 31 кг/м²	Усиление конвективных систем				
влагосодержание		и увеличение интенсивности осадков				
Малое интегральное	$PW < 31 \ m{kg}/m^2$	Уменьшение облачных капель $ ightarrow$				
влагосодержание		→ ослабление осадков над городом				
Условия для влияния/отсутствия влияния комплексного эффекта города						
Выраженные фронтальные зоны	TFP > 2.5 HIX < 0.7	$OT \rightarrow$ конвергенция $\rightarrow \rightarrow$ усиление				
		осадков				
Размытые/вторичные фронты,	$TFP \le 2.5 HIX \ge 0.7$	Отсутствие OT \rightarrow отсутствие				
внутримассовая конвекция		влияния на осадки				

Таблица 2. Классификация состояний атмосферы на основе пороговых значений показателей, рассчитанных по данным реанализа ERA5 (ОТ – остров тепла)

Таблица 3. Разность город—фон значений *P*_{_rep} в зависимости от градаций интенсивности и количества фоновых станций, участвовавших в расчете (ни одна из величин разности не значима на уровне 0.05 по *t*-критерию Стью-дента; доверительные интервалы рассчитаны для уровня 0.05)

	Диапазоны суточных сумм осадков, мм						
Характеристики осадков	$1 - 120 (P_{all})$		$1-12 (P_{mod})$		12–120 (P _{int})		
для оценки влияния города	количество фоновых станций (выборка)						
	21 (Ф1)	4 (Φ 2)	21 (Ф1)	4 (Φ 2)	21(Φ1)	4 (Φ 2)	
Повторяемость в городе, случаи за сезон	46.05		37.70		8.35		
Повторяемость в фоне, случаи за сезон	45.43	45.61	37.94	38.05	7.48	7.55	
Разность, случаев за сезон	0.62	0.44	-0.24	-0.35	0.87	0.8	
Относительная разность ΔP , %	1.4	1.0	-0.6	-0.9	11.6	10.5	
Уровень значимости	0.75	0.83	0.88	0.84	0.24	0.32	
Доверительные интервалы, случаи за сезон	±3.92	±4.03	±3.28	±3.37	±1.46	±1.59	

обусловлено разными выборками станций и анализом разных временны́х периодов.

Повторяемость осадков P_{all} в городе в период с мая по сентябрь увеличена на 1.4% относительно выборки фоновых метеостанций Ф1 (табл. 3); при этом превышение средней суточной суммы осадков в Москве для выборки случаев, когда хотя бы на одной станции Московского региона наблюдались осадки >1 мм за сутки, составляет 6.2% (табл. 4). Обе оценки статистически незначимы

ЯРЫНИЧ и др.

	Диапазоны суточных сумм осадков, мм						
Характеристики осадков для оценки влияния города	$1-120 (P_{all})$		1–12 (P _{mod})		$12-120 (P_{int})$		
	количество фоновых станций (выборка)						
	21 (Ф1)	4 (Φ 2)	21 (Ф1)	4 (Φ 2)	21(Φ1)	4 (Φ 2)	
Средняя сумма осадков в городе, мм	3.15	4.61	0.85	1.94	6.07	10.66	
Средняя сумма осадков в фоне, мм	2.96	4.35	1.02	2.04	5.45	9.55	
Разность, мм	0.18	0.27	-0.17	-0.1	0.62	1.11	
Относительная разность ΔP , %	6.16	6.15	-16.72	-5.06	11.35	11.62	
Уровень значимости	0.23	0.22	0.0004	0.19	0.01	0.02	
Доверительные интервалы, мм	± 0.30	±0.43	±0.09	±0.16	±0.49	±1.11	
Общее количество случаев	3741	2549	2103	1767	1638	782	

Таблица 4. Разность город—фон значений P_{sum} в зависимости от градаций интенсивности и количества фоновых станций, участвовавших в расчете (полужирный шрифт — статистически значимые значения на уровне 0.05 по *t*-критерию Стьюдента; доверительные интервалы рассчитаны для уровня 0.05)

согласно *t*-критерию Стьюдента. Уменьшение количества фоновых станций (выборка Φ 2) значительно не меняет оценки влияния города как на повторяемость (табл. 3), так и на среднюю сумму осадков (табл. 4).

Осадки малой и средней интенсивности P_{mod} над Москвой имеют тенденцию к ослаблению. В среднем они выпадают в Москве реже на 0.6% (статистически незначимо), тогда как средняя сумма осадков по выборке случаев осадков малой интенсивности статистически значимо ниже в городе, чем в среднем на фоновых станциях (выборка Ф1), на 16.7% (табл. 4). Такое большое различие может быть связано не только с физическими эффектами, но и с особенностью метода определения превышения осадков в городе: ведь в выборку случаев P_{mod} могли попадать и те случаи, когда система осадков не достигала метеостанций Москвы, т. е. проходила только по краю региона. За счет того, что повторяемость случаев осадков малой интенсивности относительно велика (в среднем 37.8 случаев за сезон), влияние этого фактора может быть довольно значительно. При использовании в качестве фона только ближайших к Москве метеостанций (выборка Φ_2) влияние города слабее и статистически незначимо, но также отрицательно и составляет -5.1% (табл. 4).

Интенсивные осадки P_{int} выпадают в Москве чаще на 11.6% относительно фона (статистически незначимо). Среди метеостанций Москвы наибольшая повторяемость таких осадков приходится на метеостанции Балчуг и ВДНХ (8.64 и 8.67 случаев за сезон), наименьшая — на метеостанции Немчиновка (8.27 случаев за сезон). В среднем по фоновым станциям повторяемость интенсивных осадков заметно ниже и составляет 7.64 случая за сезон. Результаты согласуются с оценками из работы [5], где показано, что относительно станций ближнего пригорода в центре Москвы наблюдается увеличение повторяемости интенсивных ливневых осадков >10 мм с 6 до 8 случаев за летний сезон (июнь—август). Оценка влияния города на среднюю сумму осадков по выборке случаев интенсивных осадков в Московском регионе очень близка к оценке влияния города на повторяемость (11.35 и 11.58% соответственно) (табл. 3, 4).

Наиболее характерное состояние атмосферы для случаев влияния города в масштабе суток

Оценки влияния города на $P_{_{\rm rep}}$ приведены для набора из 27 метеостанций: 6 городских и 21 фоновой (выборка Ф1). Влияние города на $P_{_{\rm sum}}$ оценивалось по десяти метеостанциям: шести городским и четырем фоновым (выборка Ф2). Полные результаты оценок влияния города на характеристики осадков по двум указанным выборкам приведены на рис. 2.

Показано, что влияние г. Москвы на суточные суммы осадков (по выборке P_{all}) колеблется в пределах 0.7–14.8% в зависимости от типа состояния атмосферы (статистически незначимо). Относительное превышение повторяемости по выборке P_{all} составляет –1.5–9% и не является статистически значимым для всех рассмотренных типов состояния атмосферы (рис. 2).

При этом в среднем влияние города на повторяемость осадков $P_{\rm rep}$ выше при условиях в атмосфере, благоприятных для этого (повышенная неустойчивость атмосферы в сочетании со слабым фоновым потоком, высокое влагосодержание), в иных случаях влияние на повторяемость стремится к нулю. Наибольшее (8.8%, статистически незначимо) влияние города на повторяемость осадков >1 мм/сут наблюдается в неустой-



Рис. 2. Превышение повторяемости *P*_{rep} и средней суммы осадков *P*_{sum} в Москве относительно фоновых метеостанций (оценки с использованием выборки Ф1 (21 фоновая метеостанция) – светло-серые гистограммы; выборки Ф2 (4 фоновых метеостанции) – темно-серые гистограммы) в зависимости от состояния атмосферы, левая ось значений, %. Уровень значимости показан серыми маркерами, правая ось значений.

чиво стратифицированной атмосфере со слабыми фоновыми ветрами (*MLCAPE* \geq 328 Дж/кг, *V*10 < 4.2 м/с) (рис. 26).

Наибольшее влияние Москвы на суточную сумму осадков P_{sum} для случаев P_{all} на территории Московского региона составляет 11.7% (статистически незначимо) и достигается при высоком влагосодержании атмосферы – $PW \ge 31 \text{ кг/м}^2$ (рис. 23).

Превышение повторяемости Р гер в городе относительно фона для случаев осадков малой и средней интенсивности P_{mod} лежит в интервале -0.5-7% для условий атмосферы, способствующих влиянию города (рис. 26, 2г, 2е, 23, 2к) и -5...-0.8% для состояния атмосферы, подавляюшего городские эффекты (рис. 2в. 2д. 2ж. 2и. 2л). Следовательно, оценки подтверждают, что такие факторы, как значительная статическая неустойчивость атмосферы в сочетании со слабым крупномасштабным потоком, высокое влагосодержание атмосферы, а также удаленность от фронтальных зон, способствуют усилению осадков над городом. Наибольшее превышение повторяемости осадков от 1 до 12 мм в городе, составляющее 7.2% (рис. 2б), наблюдается в случаях с сильной неустойчивостью атмосферы и слабым крупномасштабным потоком. Наибольшее уменьшение повторяемости осадков (-5%) в указанных градациях в Москве – в случаях выраженных фронтов (рис. 2л). Однако ни одна из оценок относительной повторяемости не является статистически значимой для данного интервала осадков.

Средняя сумма осадков P_{sum} в случаях осадков малой интенсивности имеет статистически незначимую тенденцию к превышению фоновых значений над городскими на величину от 2 до 13.3% (рис. 2). Наибольшее отрицательное статистически значимое влияние города на среднюю сумму осадков (-13.3%) проявляется при значительной неустойчивости атмосферы (рис. 2г). Оценки, приведенные по данным шести городских и 21 фоновой станций (рис. 2), как указано выше, заметно занижены вследствие вклада систем осадков, не достигавших Москвы, и не могут быть репрезентативными и рассматриваться в качестве вероятного влияния города.

Интенсивные осадки P_{int} в городе усиливаются при всех рассмотренных типах состояния атмосферы.

Превышение повторяемости интенсивных осадков в городе над фоном — в пределах 7.5—18.7% для условий, теоретически способствующих влиянию города, и в пределах 4.7—16.7% для условий, препятствующих ему. Наиболее статистически значимо (на уровне 0.12) влияние города — на повторяемость интенсивных осадков в случаях с высоким влагосодержанем атмосферы ($PW \ge$ $\geq 31 \text{ кг/m}^2$) — превышение повторяемости таких осадков в Москве составляет 18.7% (рис. 23). Для ближнего круга фоновых метеостанций (выборка Φ_2) превышение повторяемости становится незначимым (рис. 23). Наименьший эффект города достигается при невысоком влагосодержании атмосферы (рис. 2и) – увеличение повторяемости осадков в Москве по сравнению с фоновыми станциями составляет всего 4.7% и не является статистически значимым. Интересно также отметить повышенную на 16.7% повторяемость осадков >12 мм в городе при интенсивном крупномасштабном потоке (рис. 2ж) по сравнению с выборкой при слабых фоновых ветрах – 7.5% (рис. 2е). Однако этот эффект статистически незначим и нивелируется уже при изменении состава фоновых станций (рис. 2е-2ж).

Статистически значимое на уровне 0.1 увеличение суммы осадков на 10.1—16.0% наблюдается в условиях атмосферы, способствующих влиянию города. Максимальное влияние города достигается при повышенной статической неустойчивости атмосферы в сочетании со слабым крупномасштабным потоком — 16.0% (рис. 2б), высоким влагосодержанием атмосферы — 16.1% (рис. 23) и отсутствием выраженных зон атмосферных фронтов в регионе — 13.4% (рис. 2к).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценено влияние Московского мегаполиса на осадки разной интенсивности по данным станционных наблюдений в Москве и Московском регионе, а также при разных состояниях атмосферы, определенных с помощью реанализа ERA5. Анализ проведен для суточных сумм осадков теплого времени года (май-сентябрь) для периода 1988–2020 гг., при этом впервые оценки влияния г. Москвы на осадки дополнены оценками статистической значимости. Также впервые для Москвы разработан и применен оригинальный подход, включающий в себя классификацию состояний атмосферы. Для учета чувствительности результатов расчетов к набору фоновых станций оценка влияния города проведена при разном количестве фоновых станций: для 21 фоновой станции Московского региона и отдельно для четырех метеостанций "ближнего круга". В обоих случаях использованы данные об осадках в Москве с шести метеорологических станций в черте города.

Отмечено увеличение в Москве повторяемости дней с осадками (на 1.4%) и средних сумм осадков при условии их выпадения где-либо в Московском регионе (6.2%), однако это увеличение статистически незначимо. В целом, низкий уровень значимости обусловлен высокой межгодовой изменчивостью анализируемых характеристик. Наибольшее (статистически незначимое) увеличение повторяемости (8.8%) дней с осадками в Москве достигается в условиях значительной статической неустойчивости атмосферы в сочетании со слабым крупномасштабным потоком. Наиболее заметное (также незначимое) увеличение суточных сумм всех осадков (14.8%) выявлено в случаях высокого влагосодержания атмосферы.

Для осадков малой и средней интенсивности (<95 процентиля) характерно снижение в Москве их повторяемости (-0.6%), наиболее заметное при высокой статической неустойчивости атмосферы (-13.3%, статистически значимое), а также в случаях прохождения атмосферных фронтов (-5%), и средних сумм (-6.2%) – статистически незначимое. Выявлена заметная зависимость полученных оценок от состава метеостанций и удаленности их от города.

Интенсивные осадки (≥95 процентиля) в городе усиливаются при всех рассмотренных состояниях атмосферы для обеих выборок фоновых станций. Повторяемость интенсивных осадков в городе в среднем выше на 11.6%, чем на фоновых метеостанциях, и наиболее усиливается в условиях высокого влагосодержания атмосферы (18.7%), однако полученные результаты статистически незначимы. Значимое влияние отмечено на средние суммы осадков по выборкам случаев интенсивных осадков в Московском регионе в условиях атмосферы, способствующих влиянию города. Максимальное влияние города достигается в случаях с повышенной статической неустойчивостью атмосферы в сочетании со слабым крупномасштабным потоком (16.0%), высоким влагосодержанием атмосферы (16.1%) и отсутствием выраженных зон атмосферных фронтов в регионе (13.4%).

Авторы выражают благодарность А.Ю. Мельничуку и В.Е. Викулину (Центральное УГМС) за предоставление данных об осадках по метеостанциям Московского региона и доступа к архиву синоптического анализа Центрального УГМС России; коллективу метеорологической обсерватории МГУ им. М.В. Ломоносова за предоставление данных об осадках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Брусова Н.Е., Кузнецова И.Н., Нахаев М.И. Особенности режима осадков в Московском регионе в 2008–2017 гг. // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 1. С. 127–142.
- 2. Булыгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России // Свидетельство о гос. регистрации базы данных. 2014. № 2014620549.
- 3. Вельтищев Н.Ф. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование // ВМО № 701. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. Вып. 701. 136 с.

- 4. *Григорова Е.С.* О мезоклимате московского мегаполиса // Метеорология и гидрология. 2004. № 10. С. 36–45.
- 5. Дмитриев А.А., Бессонов Н.П. Климат Москвы (Особенности климата большого города). Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 320 с.
- Литвиненко Л.Н., Калинина А.А. Распределение осадков на территории Московской области при наличии и отсутствии крупного антропогенного образования // Экология урбанизированных территорий. 2018. № 2. С. 66–71.
- 7. Погода и климат: http://www.pogodaiklimat.ru/
- 8. *Стулов Е.А.* Влияние города Москвы на усиление летних осадков // Метеорология и гидрология. 1993. № 11. С. 34–41.
- Aleshina M.A., Semenov V.A., Chernokulsky A.V. A link between surface air temperature and extreme precipitation over Russia from station and reanalysis data // Environ. Res. Let. 2021. V. 16. P. 105004.
- Bornstein R., LeRoy M. Urban barrier effects on convective and frontal thunderstorms // Extended Abstracts, Fourth Conf. Mesoscale Processes. 1990. P. 120–121.
- Catto J.L., Pfahl S. The importance of fronts for extreme precipitation // J. Geophys. Res. Atmos. 2013. V. 118. № 19. P. 10791–10801.
- 12. Chernokulsky A., Shikhov A., Yarinich Y., Sprygin A. An Empirical Relationship Among Characteristics of Severe Convective Storms, Their Cloud Top Properties and Environmental Parameters in Northern Eurasia // Atmosphere. 2023. V. 14. № 1. P. 174.
- 13. Conticello F, Cioffi F, Merz B., Lall U. An event synchronization method to link heavy rainfall events and large-scale atmospheric circulation features // Int. J. Climatol. 2018. V. 38. № 3. P. 1421–1437.
- Doswell C.A., Brooks H.E., Maddox R.A. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology // Weather and forecasting. 1996. V. 11. № 4. P. 560–581.
- 15. Grieser J. Convection parameters // Selbstverl. 2012. 22 p.
- Han J.Y., Baik J.J., Lee H. Urban impacts on precipitation // Asia-Pacific J. Atmospheric Sci. 2014. V. 50. № 1. P. 17–30.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // Quarterly J. Royal Meteorol. Soci. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.
- Huber-Pock F., Kress C. An operational model of objective frontal analysis based on ECMWF products // Meteorol. Atmospheric Phys. 1989. V. 40. № 4. P. 170–180.
- 19. *Khain A.P.* Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: a critical review // Environ. Res. Let. 2009. V. 4. №. 1. P. 015004.
- Liu J., Niyogi D. Meta-analysis of urbanization impact on rainfall modification // Sci. Rep. 2019. V. 9. № 1. P. 1–14.
- 21. *Markowski P., Richardson Y.* Mesoscale meteorology in midlatitudes. Ghichester: Wiley-Blackwell., 2010. 407 p.
- 22. Oke T.R., Mills G., Christen A., Voogt J.A. Urban climates. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2017. 509 p.
- 23. *Pendergrass A.G., Hartmann D.L.* Changes in the distribution of rain frequency and intensity in response to

global warming // J. Climate. 2014. V. 27. № 22. P. 8372–8383.

- 24. *Riemann-Campe K., Fraedrich K., Lunkeit F.* Global climatology of convective available potential energy (CAPE) and convective inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis // Atmospheric Res. 2009. V. 93. № 1–3. P. 534–545.
- Rozoff C.M., Cotton W.R., Adegoke J.O. Simulation of St. Louis, Missouri, land use impacts on thunderstorms // J. Applied Meteorol. 2003. V. 42. № 6. P. 716–738.
- Shepherd J.M., Stallins J.A., Jin M.L., Mote T.L. Urbanization: Impacts on clouds, precipitation, and lightning // Urban Ecosystem Ecol. 2010. V. 55. P. 1–28.
- Tumanov S., Stan-Sion A., Lupu A., Soci C., Oprea C. Influences of the city of Bucharest on weather and climate parameters // Atmospheric Environ. 1999. V. 33. № 24–25. P. 4173–4183.
- Varentsov M., Wouters H., Platonov V., Konstantinov P. Megacity-Induced Mesoclimatic Effects in the Lower Atmosphere: A Modeling Study for Multiple Summers over Moscow, Russia // Atmosphere. 2018. V. 9. № 2. P. 50.
- 29. Woollings T., Hannachi A., Hoskins B. Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream // Quarterly J. the Royal Meteorol. Soc. 2010. V. 136. № 649. P. 856–868.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 2023, том 50, № 5, с. 561-584

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ С АТМОСФЕРОЙ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

УДК 528.88:556.5

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ВОДНОГО И ТЕПЛОВОГО РЕЖИМОВ УЧАСТКОВ СУШИ: ОБЗОР ПУБЛИКАЦИЙ¹

© 2023 г. Е. Л. Музылев*

Институт водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия *e-mail: muzylev@iwp.ru Поступила в редакцию 31.01.2023 г. После доработки 31.01.2023 г. Принята к публикации 20.03.2023 г.

Представлен обзор результатов оценки влажности поверхности почвы, ее влагозапасов и эвапотранспирации как элементов водного и теплового режимов участков поверхности суши различных пространственных масштабов при использовании данных дистанционного зондирования Земли разных спектральных диапазонов. В большинстве приводимых примеров такие оценки были получены с помощью моделей взаимодействия земной поверхности с атмосферой. Отдельный раздел посвящен результатам расчета влажности поверхности почвы и влагозапасов при использовании спутниковой информации микроволнового диапазона, в том числе данных радаров. Приведены результаты оценки влажности поверхности почвы с помощью нейронных сетей. Кратко описаны международные гидролого-атмосферные эксперименты, проводившиеся в рамках всемирных исследовательских проектов с целью получения информации о процессах влаго- и теплообмена между подстилающей поверхностью и приземным слоем атмосферы. Сделан обзор баз наземных, спутниковых и модельных данных, формировавшихся по результатам исследований по описанной тематике с середины 1980-х гг. Представлены перспективы дальнейших исследований, опирающихся на разработку новой мультиспектральной аппаратуры, создание новых баз данных и использование нового поколения спутников – микросателлитов глобального покрытия с датчиками высокого разрешения.

Ключевые слова: спутниковые данные, моделирование процессов влаго- и теплообмена, водный и тепловой режимы, характеристики подстилающей поверхности, влажность почвы, эвапотранспирация, пространственное разрешение.

DOI: 10.31857/S0321059623700025, EDN: QISSLC

ВВЕДЕНИЕ. ПРОБЛЕМАТИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Интерес к использованию данных дистанционного зондирования в задачах моделирования водного и теплового режимов территорий суши возник к середине 1980-х гг., когда, с одной стороны, стали активно разрабатываться модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой [7, 39, 71, 132], а с другой, благодаря прогрессу в создании новой оптико-электронной и радиотехнической аппаратуры, устанавливаемой на запускаемых космических носителях, и проведению дистанционных измерений характеристик подстилающей поверхности была получена информация о пространственных и временны́х изменениях этих характеристик [68, 126-128, 134], пригодная для расширения информационного содержания моделей [13, 110, 133, 142]. Объединение этих двух подходов в одно общее направление исследований процессов влаго- и теплообмена побудило к проведению международных гидролого-атмосферных полевых экспериментов HAPEX-MOBILHY (1986 г.) [14, 124], HAPEX-SAHEL (1992, 1991–1993 гг.) [51], FIFE (1987, 1989 гг.) [129, 130], КУРЭКС (1988, 1991 гг.) [70, 72], ЕFEDA (1991–1994 гг.) [26, 27], BOREAS (1993– 1996 гг.) [108, 131], MOPEX (1996-2003, 2004-2009 гг.) [15, 42, 123] и др., к организации в рамках всемирной программы климатических исследований WCRP (с 1980 г.) проекта глобального энергетического и водного обмена GEWEX (с 1990 г.) [141], а также к реализации в рамках международной геосферно-биосферной программы

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (проект 1–14, тема FMWZ-2022-0001).

IGBP (1987-2015 гг.) [62] основного проекта ВАНС (с 1993 г.) [24, 59]. Целью практически всех перечисленных полевых экспериментов было проведение измерений характеристик подстилающей поверхности (ПП), в том числе характеристик растительности, а также водных и тепловых потоков и потоков вещества (как правило, с привлечением данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ)), для оценки параметров моделей взаимодействия между ПП и атмосферой и выявления роли биосферы в этом взаимодействии. Цель проекта GEWEX состоит в изучении энергетического и водного циклов Земли и количественной оценке потоков воды и энергии в региональном и глобальном масштабах [141]. Цель программы IGBP – формирование представлений о поведении различных элементов земной системы под воздействием физических, химических и биологических процессов, а также составление описания антропогенного влияния на глобальные процессы, составляющие водный цикл и циклы углерода, азота, серы и фосфора. Проект ВАНС предназначался для исследования влияния элементов биосферы, в частности растительности, на динамику гидрологического цикла путем проведения экспериментов и моделирования процессов формирования потоков энергии, воды, углекислого газа и наносов в системе "почварастительность-атмосфера" для различных пространственных и временных масштабов. Поскольку существенное воздействие растительности на формирование этих потоков делает ее важным фактором регулирования гидрологического цикла и формирования климата, прослеживание преобразований растительного покрова, вызванных деятельностью человека и являющихся одной из причин климатических изменений, было важной задачей проекта. Программа ВАНС также включала изучение влияния климата и деятельности человека на аккумуляцию и речной транспорт седиментов [59].

Полученная по данным наземных измерений, данным ДЗЗ и при моделировании влаго- и теплообмена информация была в определенной мере сведена в региональные и глобальные базы данных о характеристиках ПП и метеорологических характеристиках – в том числе в расширяющиеся до сего дня и возникающие новые. К ним относятся системы и базы данных GCOS [50], NCEI NOAA [102] - ISD [63] и LCD [77]. Система наблюдений GCOS, созданная в 1992 г. при поддержке WCRP, определила 50 важнейших климатических переменных, пригодных для глобального наблюдения за климатом. Среди вносящих основной вклад в GCOS – интегрированная глобальная система наблюдений BMO WIGOS и Всемирная система наблюдений за гидрологическим циклом WHYCOS с базами данных. ISD представляет собой глобальную базу данных еже-

часных и синоптических наблюдений за характеристиками ПП и приземного слоя атмосферы из многочисленных (свыше 100) источников по более чем 20000 станций. Эти данные собраны в общем формате и объединены в единую модель данных. База LCD содержит наборы климатических данных, представляющих обобщения локальных климатических условий для более чем 2500 метеостанций и аэропортов США. Глобальная база данных ECOCLIMAP-I [5, 91] и усовершенствованная с привлечением наборов данных для территории Европы ECOCLIMAP-II [46] используются для инициализации (задания начальных условий и значений параметров) моделей типа SVAT для метеорологических и климатических моделей (во всех горизонтальных масштабах). При формировании базы данных ECOCLIMAP-I для районов с однородной растительностью, выделенных путем объединения карт ПП и климатических карт с привлечением данных AVHRR, при использовании полей значений LAI, построенных по этим данным, были получены значения всех параметров модели – характеристик растительного покрова и метеорологических характеристик [91]. При построении базы ECOCLIMAP II была использована более сложная детализация исследуемых территорий по типам ПП и видам растительности (определенным кластерам) и привлечены две прокси-переменные – NDVI и LAI, определявшиеся, соответственно, по данным радиометров SPOT/Vegetation и MODIS. Для этих кластеров были получены значения всех параметров модели ISBA класса SVAT (разработана "Météo France") [46]. Глобальная база данных ISLSCP II, сформированная в ORNL DAAC NASA при выполнении одноименного проекта – части проекта GEWEX, содержит заархивированные всеобъемлющие наборы данных 1986-1995 гг. о характеристиках ПП, гидрологических, метеорологических, радиационных и почвенных характеристиках с разрешением 1/4°, 1/2° и 1° [29]. Эти архивы были дополнены наборами оценок ПП-NDVI, альбедо, LAI и других характеристик по спутниковым данным сенсоров AVHRR, MODIS, SPOT/Vegetation, VIIRS за более поздние годы [29]. Часть "Гидрология и почвы" этой базы включает. к примеру, наборы оценок доступной для растений доли запасов почвенной влаги, оценок месячных объемов стока, наборы данных о суточных, пентадных, месячных суммах осадков, а также данные об осадках, необходимые для решения климатических задач [64], и множество наборов других данных.

За последние 25 лет были сформированы глобальные и континентальные ГИС-базы данных разной направленности – гидрологические, климатические, почвенные. К глобальным относятся, например: база данных о наземном покрове Геологической службы США USGS LCI; база данных IRI/LDEO CDL Института Земли Колумбийского университета и обсерватории Земли Ламонт-Доэрти этого же университета, содержащая наборы из более чем 300 климатических моделей и баз; база почвенных характеристик HWSD FAO [45], содержащая данные о текстурных параметрах, глубинах, кислотности почв; глобальная база данных о высотах ASTER GDEM с 30-метровым разрешением, построенная по спутниковым изображениям радиометра ASTER; набор обновляемых карт свойств и классов почв мира с разрешением 1 км (SoilGrids1km – soil property and class maps), созданных с использованием современных статистических методов; глобальная база данных CHELSA с разрешением 1 км, первая реализация которой [66] содержала наборы оценок температуры воздуха, сформированных при статистическом уменьшении масштаба, и месячных сумм осадков, полученных по данным климатического peaнализа ERA-Interim с использованием в качестве предикторов скорости ветра, экспозиции склонов долин и высот пограничного слоя атмосферы. Вторая реализация [30] включала в себя наборы месячных оценок дефицита давления пара, приходящей коротковолновой радиации, потенциальной эвапотранспирации, климатического индекса влажности и водного баланса участка за 1980-2018 гг. Эти оценки были сформированы по результатам расчета при объединении данных, полученных путем уменьшения с помощью дельта-метода масштаба временных рядов относительной влажности воздуха вблизи земной поверхности и доли площади облаков и механического уменьшения масштабов для данных о температуре, осадках и солнечном излучении. К ГИС-базам данных глобального уровня также относятся OpenAerialMap с открытой лицензией, представляющая набор инструментов для поиска, обмена и использования изображений со спутников и беспилотных летательных аппаратов (БПЛА), и OpenLandMap, содержащая наборы разнообразных данных о Земле (так называемую маску Земли) – о ПП, растительности, почвах, климате, информацию о местности и т. п.

Упомянем среди континентальных баз ГИС – европейскую базу ESDAC [112], содержащую информацию Европейской базы почвенных данных, наборы оценок эрозии почвы, количества органического углерода в почве, ее биоразнообразия, а также данные LUCAS (результаты лабораторных физических и химических анализов верхнего (0–20 см) слоя почвы для образцов, взятых более чем в 20000 точек территории стран Евросоюза) и т. д. Отметим также две ГИС-базы данных для США: NGDC – базу находящихся в свободном доступе цифровых моделей рельефа (ЦМР), данных о ПП, сейсмологических и прочих данных и базу данных о почвах министерства сельского хозяйства США – USDA NRCS. Последние могут совмещаться с различными наборами данных с помощью онлайн-инструмента картографирования Web Soil Survey.

Значительное внимание в минувшие десятилетия уделялось и формированию баз данных ДЗЗ о характеристиках ПП и метеорологических характеристиках для их использования при моделировании процессов влаго- и теплообмена. Представим для примера ряд источников этих данных, находящихся в открытом доступе. К ним относятся: база USGS Earth Explorer для разных территорий, содержащая данные Landsat, рассекреченные данные 1960–1970 гг. со спутников системы CORONA, гиперспектральные данные, полученные с помощью спектрометра NASA Hyperion; набор Sentinel Open Access Hub с данными съемки двенадцатиканальной мультиспектральной камерой в диапазонах от видимого до SWIR с борта Sentinel-2 при 10-метровом разрешении во VNIR диапазонах и данными съемки с помощью SAR в микроволновом С-диапазоне с борта Sentinel-1 с разрешением от 5 \times 5 до 20 \times 40 м при более низком, чем у Sentinel-2, качестве изображений; база NASA Earthdata Search (большинство данных которой поступает из центра NASA DAAC), представляя собой продукты для анализа земных процессов, является высококлассным источником информации о глобальном землепользовании и растительном покрове и содержит такие специализированные спутниковые данные, как типы вечной мерзлоты и водно-болотных угодий; набор NOAA Data Access Viewer, содержащий спутниковые изображения, аэрофотоснимки и изображения, полученные с помощью лидаров; база данных компании DigitalGlobe – коммерческого оператора ИСЗ сверхвысокого разрешения Geo-Eye-1, QuickBird, IKONOS, группировки World-View, из которой возможна бесплатная загрузка всей библиотеки 30-сантиметровых изображений DigitalGlobe. При любом стихийном бедствии Программа открытых данных DigitalGlobe в целях помощи бесплатно предоставляет спутниковые снимки пожаров, наводнений, ураганов, тайфунов и землетрясений. Также возможно бесплатное получение образцов данных – контуров зданий, высот, стереоизображений и изображений в реальном цвете. База данных компании Geo-Airbus Defense -коммерческого поставщика спутниковых изображений ИСЗ SPOT, Pleiades и RapidEye – включает набор образцов снимков, однако выбор бесплатных спутниковых изображений весьма ограничен. К предлагаемым образцам относятся оптические изображения SPOT с разрешением ≤1.5 м, радарные изображения TerraSAR-Х с разрешением ≤3 м и горизонтальными сечениями ЦМР WorldDEM с разрешением 12 м (более точной, чем ЦМР ASTER и SRTM). База данных Национального института космических исследований Бразилии (INPE) является катало-

гом изображений INPE, похожим на библиотеку для бесплатной загрузки спутниковых изображений. Большую часть этого каталога составляют снимки китайско-бразильских спутников CBERS, все данные относятся к Южной Америке и Африке. В него также войдут данные CBERS-4 [114], индийского спутника ResourceSat и британского UK-DMC 2. Глобальная ЦМР АW3D30 с 30-метровым пространственным разрешением является находящимся в открытом доступе набором данных всемирного уровня, созданным по результатам съемки с борта ИСЗ ALOS JAXA аппаратурой PRISM оптического диапазона с разрешением 2.5 м. Этот набор сформирован на основе набора данных версии ЦМР с 5-метровой сеткой World 3D Topographic Data, который в настоящее время в глобальном масштабе содержит наиболее точные данные о высотах. На веб-сайте VITO Vision размещены бесплатные спутниковые снимки ИСЗ PROBA-V (PROBA-Vegetation), SPOT-Vegetation и MetOp. Эти спутники с низким разрешением "вырезают" на поверхности Земли "узоры" из растительности. В информационной базе Satellite Land Cover указаны на глобальном уровне источники данных с Landsat, MODIS и AVHRR о земном покрове, позволяющих судить о количественных изменениях его характеристик во всем мире — для территорий с различными геологическими и гидрологическими условиями, с разной растительностью и сельскохозяйственными особенностями, а также для городских районов. Расширяющейся базой данных, используемых при моделировании влаго- и теплообмена, является база GLASS, число размещаемых спутниковых продуктов в которой возросло с 5 в 2012 г. [84] до 14 в 2020 г. [83]. В настоящее время база содержит сформированные по результатам измерений AVHRR и MODIS наборы данных о LAI. широкополосных альбедо А и длинноволновой излучательной способности Е, приходящей коротковолновой R и результирующей длинноволновой радиации, фотосинтетически активной радиации PAR, а также ее поглощенной доле FAPAR, температуре ПП LST, проективном покрытии растительностью В, эвапотранспирации ЕТ, потоке скрытого тепла LE и др. [83]. Продолжительность непрерывных измерений LAI, A, E, R и PAR превышает 35 лет (с 1981 г. по настоящее время) при отсутствии пропусков, пространственное и временное разрешение первых трех из них составляет 1-5 км и 8 дней, а двух последних -5 км и 3 ч. Широко используется в настоящее время и база данных Landsat USGS [74], пополняемая с февраля 2022 г. результатами зондирования с Landsat-9 [75]. Глобальные данные Landsat-9 OLI-2 в девяти диапазонах (VNIR, SWIR и др.) с разрешением 30 м и TIRS-2 в двух тепловых диапазонах [76] обеспечивают возможность получения значительного числа оценок характеристик ПП и приземного слоя атмосферы, требуемых для реализации гидрологических моделей. Использование информации о классификации земель, проведенной в соответствии со схемой классификации IGBP, из набора данных классификации наземных экосистем MODIS MOD12Q1 [98], а также ежедневных, восьмидневных и месячных данных об альбедо и NDVI, полученных по измерениям MODIS с разрешением в 1 угловую минуту [97], совместно с данными Landsat-9 приведет к повышению точности расчетов с помощью этих моделей.

Запуск в последние 15-20 лет перечисленных выше спутников с аппаратурой как высокого, так и низкого разрешения обусловил дополнительное появление данных, пригодных для использования в моделях на территориях самых разных масштабов – от локального до глобального, и, как следствие, формирование соответствующих баз данных. Среди них: GLCC [87], GLDAS [120], NLDAS-1 [96], NLDAS-2 [155] и другие LDAS [154]. Выведение на орбиту спутников MetOp-A, -B, -C, SMOS, SMAP, GCOM-W1 и GCOM-C1, упоминавшихся Sentinel-1 и других с активными и пассивными датчиками микроволнового диапазона, а также с радарами обеспечило при использовании полученных данных проведение расчетов влажности почвы на территориях размерами, определявшимися разрешением спутниковой аппаратуры, от отдельного поля до континента [44, 69, 107, 116, 118, 137, 138, 145]. Активно развивающаяся в последние годы спутниковая съемка с помощью радаров с синтезированной апертурой SAR привлекает интерес пользователей своей всепогодностью, т. е. отсутствием зависимости от облачности, присущей данным VNIR диапазонов, возможностью направляемых со спутника SAR радиоволн проникать под кроны деревьев и затем регистрироваться в виде отраженного сигнала и, таким образом, предоставлять информацию без временных задержек. В качестве примеров реализации данной технологии перечислим спутники 1-го поколения (2007-2012 гг.): TerraSAR-X, Radarsat-2, COSMO-SkyMed, TanDEM-X, – и 2-го поколения (с 2018 г.): SGS-1, РАZ. Отметим также, что находящиеся в свободном доступе снимки 10-метрового разрешения Sentinel-1 с повторной съемкой в течение 6-12 дней оказались приемлемыми для сложившегося сообщества пользователей данных SAR. На сегодняшний день эти данные используются для исследования антарктических айсбергов и обнаружения изменений в окружающей среде, а также для картирования последствий природных или антропогенных воздействий. Примеры такого использования – прослеживание последствий взрывов, разрушений, лесных пожаров, наводнений; мониторинг морских и прибрежных зон, в том числе разливов нефти при авариях танкеров; мониторинг земель, в частности определение местоположения оседания грунта и областей, подвергающихся риску обвалов и оползней; исследование состояния растительности (формирования полога, плотности и темпов роста посевов) и особенностей ведения сельского хозяйства (определения границ и размеров полей, а также времени посадки и сбора урожая). При переходе в последние 5-7 лет к созданию группировок микроспутников малых размеров с весом <100 кг, обусловленному существенно более низкой стоимостью их запуска по сравнению с традиционными ИСЗ, возможности использования данных SAR резко возросли. Появились финский микроспутник ІСЕҮЕ-Х1 (2018 г.), затем еще 16 спутников компании ICEYE, спутники SAR Denali (2018 г.) и Sequoia (2020 г.) компании "Capella Space" (США), запустившей еще 5 спутников глобального уровня с часовым временным разрешением. Максимальное на сегодняшний день количество микроспутников CubeSat – почти 200 – запущено компанией "Planet". Их данные активно используются для решения описанных выше задач.

Помимо использования при моделировании процессов влаго- и теплообмена данных разных носителей — обычных спутников с аппаратурой различных спектральных диапазонов, микроспутников с VNIR датчиками и радарами, самолетов, БПЛА, нередко проводится объединение этих данных с моделями и формирование соответствующих баз, например базы GLDAS Noah – симбиоза Глобальной системы усвоения данных о земле GLDAS и LSM Noah. Такое объединение содержит больший объем информации, чем результаты обычных наблюдений [92, 143]. Сформированные подобным образом наборы результатов моделирования сравниваются с результатами измерений, собранными в базах данных, организованных в рамках программ NASA GRACE [173] и ее продолжения (с 2018 г.) GRACE-FO [52] и являющихся одними из наиболее информативных. Для их пополнения используются, помимо традиционных, данные ИСЗ ICESat-2 [36, 60, 61] и будут использоваться данные намеченных к запуску WCOM [135-137] и SWOT [23, 43, 54]. При выполнении программ, аналогичных GRACE-FO, также расширяются соответствующие базы наземных и спутниковых данных, данных реанализа и результатов моделирования процессов влаго- и теплообмена, например такие, как OSCAR/Surface и OSCAR/Space [109], входящие в систему WIGOS [149, 150].

Перспективы развития спутниковых технологий для оценки характеристик земной поверхности и приземного слоя атмосферы и использования этих оценок при моделировании влаго- и теплообмена — создание новой мультиспектральной аппаратуры высокого разрешения, формирование обширных баз данных, в том числе облачных, и методов их обработки и ассимиляции в моделях. Получение аналогичной информации с помощью большого количества микроспутников с низкой стоимостью запуска и с сенсорами разных диапазонов — от VNIR до микроволнового, обладающих высокой (1.5—4 м) разрешающей способностью, покрывающих земную поверхность несколько раз за сутки, также является крайне востребованным и перспективным.

В рамках описанной проблематики в настоящем обзоре рассмотрены вопросы использования спутниковых данных при моделировании элементов водного и теплового режимов участков суши — вертикальных потоков влаги и тепла, влажности почвы.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ДЗЗ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО И ТЕПЛОВОГО РЕЖИМОВ УЧАСТКОВ СУШИ

Использование спутниковых данных при моделировании вертикальных потоков влаги и тепла

Моделирование водного и теплового режимов разных территорий предполагает воспроизведение динамики влагозапасов почвы, эвапотранспирации ЕТ (т. е. суммарного испарения – испарения с голой почвы и транспирации растительности), вертикальных потоков тепла LE и H и других составляющих гидрологического цикла, как правило, с помощью моделей влаго- и теплообмена подстилающей поверхности с атмосферой, например класса LSM, содержащих уравнения влагопереноса и теплопроводности [9, 111, 115, 140]), или балансовых типа SEBAL, METRIC, SEBS, TSEB и др. [20, 21, 80, 88]. Информационную основу LSM составляют наборы значений характеристик почв, растительности, снежного покрова, обычно являющихся параметрами моделей, а также массивы метеорологических данных, используемых в качестве входных переменных [8, 9, 93, 101, 140]. При традиционных подходах эти значения определялись по данным наземных наблюдений, в настоящее время большую их часть получают по данным ДЗЗ. Эти данные используются в LSM для оценки параметров, таких как характеристики почв и ПП; выявления зон осадков и их количеств; задания начальных условий для модели, например влажности почвы SM, и построения меняюшихся во времени оценок состояния ПП, таких как запасы воды в снежном покрове SWE. Набор использующихся в LSM гидрологических характеристик, определяемых С привлечением данных ИСЗ, и способы их ассимиляции в моделях представлены в работе [55]. Оценки части этих характеристик – вегетационного индекса *NDVI*, излучательной способности

 $\Pi \Pi E$, проективного покрытия растительностью В, листового индекса LAI, температуры подстилающей поверхности LST, осадков – строились при использовании разработанных технологий тематической обработки данных измерений в видимом и ИК-каналах радиометров AVHRR/NOAA, VIIRS/SNPP. MODIS/Terra и Aqua. MCУ-MP/ Meteop-M, SEVIRI/Meteosat [1-4, 10, 11]. В работе [93] значения альбедо, NDVI и LAI определялись по данным MODIS. Многие из работ данной проблематики, выполненных при использовании балансовых моделей, имели целью получение оценок только величин ET или LE [12, 22, 32, 144, 147, 160]. В этих работах значения данных величин определялись разными способами: рассчитывались по формулам Пенмана-Монтейта [80, 88, 144] или Пристли-Тейлора [32], вычислялись с использованием результатов измерений лизиметра [22, 144] или как остаточный член уравнения радиационного баланса [12, 22, 82, 144, 147], по измерениям потоков с вышек [80, 88, 153] или сцинтиллометров с большой апертурой LAS [80] или оценивались по данным MODIS/TERRA (продукт MOD16A2) и MODIS/AQUA (MYD16A2) [80, 144]. В работе [16] потоки LE (и ET) и H рассчитывались с помощью модели SEBAL, в уравнения которой вводились значения альбедо и *LST*, определявшиеся при использовании данных сенсоров OLI и TIRS ИСЗ Landsat-8 и MODIS/ Terra (продукт MOD09A1). Погрешность оценок *ET* не превышала 0.35 мм/сут и была заключена между 11 и 12.5%, а оценок Н – между 26 и 35%. В работе [103] приведены оценки уровней грунтовых вод при построении их регрессионных зависимостей от потенциальной эвапотранспирации, рассчитываемой в свою очередь с использованием балансового алгоритма модели SEBAL. Общее практически для всех этих моделей — использование информации о характеристиках растительности – NDVI, E, LAI, полученной по данным MODIS [32, 144, 147], VIIRS [80], Landsat-5, -8 [22, 103, 147], а также о тепловых потоках, по которым рассчитываются LST и LE, определенных по данным MODIS и Landsat [32, 144, 147], Landsat-5, -8 [22, 49, 103] с разрешением 30-120 м, MODIS и VIIRS [80], ASTER [88]. По измерениям радиометров, установленных на самолетах, также получают оценки NDVI, В и LAI [153] и тепловых потоков [49]. Рассчитанные значения последних сравниваются с результатами измерений с "flux towers" [153]. Оценки вертикальных потоков влаги и тепла на разных уровнях над земной поверхностью проводились также в ходе комплексного эксперимента LAFE [152], в котором с использованием допплеровских лидаров определялись скорость ветра, температура и абсолютная влажность воздуха, по самолетным и вертолетным данным для участка 10×10 км находились альбедо, *NDVI*, LAI и LST, влажность почвы была определена по

сетевым данным, величины радиационных потоков измерялись методом вихревой ковариации на "flux towers", установленных на SEB-станциях. Временное разрешение данных лидаров 1–10 с, пространственное – 30–300 м. Во многих работах часть исходной информации получена из баз спутниковых и наземных данных; так, в работе [12] набор значений характеристик растительности загружен из архивов SPOT-Vegetation data и Global Land Cover Map, а оценки *LST* и радиационных потоков – из базы данных LSA SAF с 15-минутным временным и трехкилометровым пространственным разрешениями.

Аналогичный подход реализован и на глобальном уровне при исследовании соответствия оценок суммарного испарения, полученных с привлечением спутниковой информации при использовании трех разных методологий и наборов входных данных, включающих CSIRO-PML [163], МОД16(А2) [99] и GLEAM [86, 89, 90, 94, 95], а также оценок осадков по данным GPCP [57] и изменений влагозапасов по данным GRACE [92] для бассейнов оз. Эри, Аральского моря, рек Колорадо и Нигер [86]. Пространственное разрешение составило для MOD16 (A2) – 0.5°, для CSIRO-PML и GLEAM – 0.25°, для осадков GPCP (1DD v1.2) – 1° [58] и для GRACE – 333 км. Оценки характеристик растительного покрова (NDVI, LAI и др.), данные о LST, радиационных потоках, метеоданные, в том числе по осадкам, взяты из различных баз и архивов. Возрастание в последние 3-4 года объемов информации, привлекаемой для оценки вертикальных потоков влаги и тепла, увеличивает возможности реализации современных LSM, таких как SURFEX, JULES, ORCHIDEE, CLM5, CABLE, для территорий разных пространственных масштабов при использовании мозаичной подсеточной структуры, позволяющей дезагрегировать наборы требуемых оценок водных и энергетических характеристик из баз спутниковых и наземных данных [25, 48].

Использование данных ДЗЗ для оценки влажности почвы

Востребованность оценок влагозапасов почвы Wдля разных по размерам территорий определяется значимостью этой величины как одной из составляющих их водного баланса — индикатора состояния водных ресурсов. Например, в работе [162] для 168 речных водосборов оценены изменения земных запасов влаги как суммарная реакция на глобальные изменения количества осадков, величин эвапотранспирации и объемов стока. Данные о земных влагозапасах были получены по информации GRACE, оценки влагозапасов почвы и растительности, запасов влаги на земной поверхности, а также влагозапасов снежного покрова были скомпилированы из баз данных GLDAS, два набора данных об осадках были взяты из баз CRU и GPCC, оценки эвапотранспирации были сформированы по данным MODIS (MOD16A2), а также скачаны из базы данных GLDAS, значения потенциальной эвапотранспирации были взяты из набора данных СРО, а данные о стоке – из работы [37]. Цифровая карта 168 водосборов была получена из GRDC. Вклад осалков в определенные по данным GRACE глобальные изменения земных влагозапасов составил 42.6%, вклад эвапотранспирации – 43.2%, а вклад стока – 14.2%. Полученные результаты могут иллюстрировать возможную структуру таких изменений при изменениях климата. Запасы W являются также важным показателем водообеспеченности, они определяют динамику роста растений и, как следствие, сельхозпродуктивности, что заметно проявляется при недостатке этих запасов и засухах. Оценки величины W необходимы также для расчета характеристик стока и прогнозирования паводков и наводнений, особенно для больших рек.

Оценки влажности поверхности почвы и влагозапасов ее деятельного слоя с использованием дистанционных данных микроволнового диапазона

В последние 20 лет количество оценок величины W, построенных по данным ДЗЗ микроволнового диапазона и получаемых при любой погоде, значительно возросло. В зависимости от решавшихся задач эти оценки проводились для территорий площадью от единиц до сотен тысяч квадратных километров с использованием результатов измерений радиометров AMSR-E/Aqua [111] и AMSR-2/GCOM-W1 [6, 107, 138] в С-, Х-, К-, Ка- и W-диапазонах с разрешением у AMSR-2 от 35×62 км на частоте 6.9 ГГц до 3 \times 5 км на частоте 89.0 ГГц [6, 107]; радиометра MIRAS спутника SMOS в L-диапазоне со средним разрешением 43 км [69]; радиометра и радара спутника SMAP в том же диапазоне с разрешением радиометра 40 и радара 3 км [44, 118]; скаттерометра ASCAT/ MetOp-A, -B, -С в С-диапазоне с разрешением 12.5 км [19, 145]; радара спутников Sentinel-1A, -1В в том же диапазоне с разрешением от 5×5 до 25 × 100 м [17, 18]. Поскольку пространственное разрешение пропорционально диаметру антенны и обратно пропорционально длине волны, при малых длинах волн для достижения большого разрешения при зондировании с высоты в несколько сотен километров требуется антенна значительного диаметра, что является серьезной технической проблемой [69]. Отметим, что для решения отдельных практических задач в рамках Н-SAF [56] была предложена процедура дезагрегации оценок влажности поверхности почвы (ВПП) по данным ASCAT с разрешением от 25 до 1 км, основанная на использовании линейного

регрессионного уравнения с привлечением данных радара ASAR спутника ENVISAT и данных in situ [145]. При описанном разбросе значений разрешающей способности микроволновой аппаратуры можно производить оценки величины W в глобальном и региональном масштабе, на уровне конкретного речного водосбора или даже отдельного поля. В работе [28] по данным радиометра AMSR-E/ Aqua (с помощью трех разных алгоритмов) и скаттерометра ASCAT/MetOp были получены оценки ВПП до глубины 5 см на 17 участках в Италии, Испании, Франции и Люксембурге. Для расчета влажности почвы SM в корневой зоне использовался экспоненциальный фильтр. Наибольшая корреляция проведенных оценок с данными наблюдений отмечена для результатов, полученных по данным ASCAT для всех участков во Франции и центральной Италии, для остальных регионов результаты идентичны. Также выявлено, что увеличение плотности растительности приводит к снижению надежности всех спутниковых оценок SM. Предназначенные для различного применения оценки SM, сформированные при использовании данных измерений сенсоров микроволнового диапазона, таких как AMSR-E, TRMM-TMI, SSM/I, WindSat, ERS-1 и -2, ASCAT, а также SMOS и впоследствии SMAP, полученные с помощью LSM или результатов реанализа, а также из прогностических центров, например ECMWF или баз данных GLDAS и GSWP, были в 2011 г. объединены в ISMN [41, 65]. Для калибровки и верификации спутниковых и модельных оценок влажности почвы привлекались данные измерений in situ с часовым интервалом из надежных источников. Эти данные позволяли получать информацию о пространственной и временной изменчивости SM для различных масштабов. В работе [41] представлен обзор прямых и косвенных методов измерений SM in situ (гравиметрического, с помощью нейтронного влагомера и детектора нейтронов космических лучей, по различиям диэлектрической постоянной почвенных компонент и воды, при использовании тензиометров, по изменениям температуры почвы, связанным с ее влагосодержанием, а также с привлечением других способов). По состоянию на май 2011 г. ISMN содержала данные 16 региональных сетей и более 500 станций Италии, Франции, США, России, Монголии, Австралии, Испании, Франции, стран Западной Африки и других за период с 1952 по 2011 г., и в дальнейшем происходило расширение этой базы.

В работе [137] по данным самолетных измерений радиометров L- и S-, а также L- и C-диапазонов для разных пространственных масштабов строились профили SM от 0.1 до 0.4 м по глубине, сравнивавшиеся с измеренными. При этом основными мешающими факторами были шероховатость поверхности и наличие растительности.



Рис. 1. Влажность поверхности почвы, рассчитанная с помощью модели по данным наземных измерений (1) и при использовании оценок испарения, полученных с привлечением данных ASCAT/MetOp (2), определенная непосредственно по измерениям ASCAT (3). Агрометеорологическая ст. Даниловка (Волгоградская обл.). Сезон вегетации 2019 г.

Эти результаты показали, что совместное использование аппаратуры L- и S-диапазонов повышает точность оценки SM за счет более эффективной коррекции эффектов влияния растительности. Кроме того, данные наблюдений в S- и C-диапазонах имеют более высокое пространственное разрешение по сравнению с данными L-диапазона, поэтому их можно использовать для уменьшения масштаба данных наблюдений L-диапазона, например со спутников SMOS и SMAP, а в дальнейшем и WCOM. Поскольку по данным микроволнового диапазона напрямую определяется влажность поверхностного (0-3 см) слоя почвы, для оценки влагозапасов ее деятельного слоя используется несколько подходов. Первый заключается в имитации процесса распространения влаги в более глубокие слои почвы при использовании временны́х рядов SWI, имеющих экспоненциальную автокорреляционную функцию с характерным временем, согласующимся с теоретическим временем ожидания и результатами наблюдений [145]. Второй подход основан на применении расширенного фильтра Калмана, позволяющего учесть ошибки прогностической модели без ограничений на временной интервал усвоения полученных ранее спутниковых данных, с разбиением почвенной толщи на 4 слоя: 0-7, 7-28, 28–100 и 100–289 см [33, 34, 73, 120, 145]. В работах [116, 118] задействованы ансамблевые фильтры Калмана, в которых для оценки ковариационной матрицы ошибок прогнозов используются их ансамбли. В качестве исходной информации в работах [33, 34, 73, 120, 145] использованы данные ASCAT, в работе [118] – SMAP, в работе [116] – Sentinel-1. В рамках третьего подхода оценки значений W проводятся при использовании LSM. В моделях SVAT вертикальные профили влажности почвы рассчитываются с помощью уравнений влагопереноса и теплопроводности [8, 9]. При этом оценки характеристик растительности, осадков и LST строятся по данным измерений метеорологических спутников. При расчетах влагозапасов для задания начальных профилей SM, а также для оценки испарения с поверхности почвы с помощью bulk-формул на каждом временном шаге используются суточные композиты ВПП, формируемые по данным ASCAT/MetOp [8, 101]. В качестве примеров на рис. 1 представлены временные ходы ВПП за сезон вегетации, построенные для одной из станций Волгоградской области по данным ASCAT и по результатам моделирования, а на рис. 2 – распределение влагозапасов почвы по части территории Центрально-Черноземного региона России (ЦЧР) на одну из дат сезона вегетации 2017 г., рассчитанных по модели при использовании оценок ВПП по данным ASCAT и по наземным данным [101].

LSM Noah [35, 105] также используется для оценки величин W (как в глобальном, так и в региональном масштабе). В работе [161] такие оценки, полученные с помощью этой модели, ассоциированной с базой данных GLDAS, а также при использовании данных ECV, Европейского реанализа ERA-Interim, MERRA с пространственным разрешением 0.25° × 0.25°, 0.5° × 0.5° и 1° × 1°, сравнивались с результатами 100 наблюдений in situ для трех участков Гималайско-Тибетского плато. При этом в целом модель Noah показала лучшие результаты. Отметим различия использовавшихся наборов данных. GLDAS-1 и GLDAS-2 базы оценок характеристик ПП и потоков, сформированные путем объединения результатов спутниковых и наземных измерений при использовании LSM и методов ассимиляции данных. В ECV наборы оценок W скомпонованы по данным измерений разных сенсоров от радиометра SMMR/Nimbus-7 до скаттерометра ASCAT/MetOp. В ERA-Interim результаты реанализа были получены при альтернативном режиме усвоения данных с использованием 6-часовых циклов анализа и содержат оценки W для четырех слоев почвы (0-7, 7-28, 28-100 и 100-289 см) [158]. MERRA -



Рис. 2. Распределение по территории части ЦЧР величин влагозапасов метрового слоя почвы *W*, мм, на 22 августа 2017 г., рассчитанных по модели при использовании данных наземных измерений (а), при задании начального профиля влажности почвы с привлечением данных ASCAT (б) и их разности (в).

это набор результатов ассимиляции реанализа, содержащий данные ДЗЗ и наземных наблюдений за атмосферными характеристиками, радиационные данные с зондов и данные о ветре со скаттерометров. LSM Noah GLDAS вместе с тремя другими моделями – BHOA [47], ERA-Interim

TESSEL и LISFLOOD [31] - и спутниковой информацией ESA CCI использована для оценки изменчивости влажности поверхности почвы и влагозапасов ее корнеобитаемого слоя в целях сравнения с данными in situ в восьми пунктах аргентинской пампы [139]. Оказалось, что построенные по результатам модельных и спутниковых оценок временные распределения влажности почвы не всегда корректны, и для расширения возможностей обнаружения засух или переувлажнения при использовании LSM необходимо располагать более точными метеоданными и значениями почвенных параметров.

В работе [94] запасы почвенной влаги в корневой зоне W для глобального масштаба рассчитывались с помощью модели GLEAM при использовании балансовых уравнений по разностной схеме для последовательных почвенных уровней. Входными переменными были объем талых вод и количество дождевых осадков за вычетом объема перехваченной растениями влаги, выходными величины испарения и инфильтрации влаги в более глубокие слои почвы. Оценки водного баланса корректировались для каждых суток с помощью фильтра Калмана для спутниковых наблюдений. Испарение рассчитывалось по формуле Пристли-Тейлора для голой почвы, невысокой (0-5, 5-100 см) и высокой (0-5, 5-100 см и 1.0-2.5 м) растительности при использовании оценок ВПП, LST, плотности растительного покрова и глубины снега, полученных по данным измерений радиометра AMSR-E/AQUA в диапазоне 36.5 ГГц с разрешением 12 км и в диапазоне 6.9 ГГц с разрешением 56 км. Осадки определялись по результатам наблюдений раз в полчаса в ИК-диапазоне геостационарных ИСЗ GOES, GMS и Meteosat для расширения объема более качественных их оценок в микроволновом диапазоне по данным сенсоров AMSU-B, SSM/I, TMI и AMSR. Набор данных о растительности VCF product сформирован по информации MODIS (пакет MOD44В). Давление воздуха вычислялось по барометрической формуле при использовании цифровой модели рельефа. Проверка оценок испарения проводилась по данным станций сети FLUXNET в Европе и США для наиболее типичных климатических условий и видов растительности. Подобный подход, основанный на применении GLEAM для оценки влагозапасов W корнеобитаемого слоя почвы и испарения ЕТ, использован и в работе [95]. Обе величины рассчитывались с помошью уравнения водного баланса с привлечением данных о стоке с бассейнов 24 крупных рек, испарение – по формуле Пристли-Тейлора, влагозапасы – с использованием фильтра Калмана. Проверка корректности суточных оценок ЕТ для глобального масштаба проводилась при их сравнении с соответствующими величинами из баз данных Princeton University product

> ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 Nº 5 2023

уравнения Пенмана-Монтейта с привлечением данных разных спутников. В основу вторых положены данные реанализа из GEOS-5 DAS NASA. По результатам расчетов для разных месяцев были построены карты испарения и транспирации для земного шара. Аналогичные оценки влагозапасов почвы W в корневой зоне и испарения, в том числе набор результатов расчетов за 36 лет (1980-2015 гг.) (v3a), были получены в работе [90] с помощью новой (v3) версии GLEAM, содержащей те же входные переменные, что и предыдущая (v2) версия модели [94], также с привлечением спутниковых данных. В версии v3 использовались формула Пристли-Тейлора, алгоритм Калманфильтра, пакет MOD44В и другие продукты. Для низкой растительности корневая зона рассматривалась в двухслойном (0-10, 10-100 см) варианте, для высокой – в трехслойном (0-10, 10-100, 100-250 см). При трехуровневом описании расчет влагозапасов проводился с использованием разностных схем для каждого горизонта. Новые оценки величин W и ET получены при моделировании на основе данных измерений различных пассивных и активных микроволновых датчиков С- и L-диапазонов ESA CCI (для набора результатов за 2003-2015 гг., v3b) и данных ИСЗ SMOS (для аналогичного набора за 2011-2015 гг., v3c). Адекватность результатов оценок W и ET из наборов v3a, v3b и v3c подтверждена их сравнением с результатами измерений 2325 датчиков влажности почвы и потоков на 91 "flux towers" методом вихревой ковариации для разных типов ПП. Сравнение результатов оценок W из данных наборов выявило их более высокое качество, чем качество аналогичных оценок из v2. Всепогодные спутниковые данные микроволнового диапазона с высоким разрешением (100 м) были использованы в GLEAM для оценки величин ЕТ и ВПП для Нидерландов, Фландрии и Западной Германии [89]. ВПП и LST оценивались и в меньшем масштабе с помощью модели LPRM по измерениям радиометра AMSR-2 спутника GCOM-W1. Поверхностная влажность определялась также по данным скаттерометра ASCAT/Metop-A, -В. Влагозапасы почвы в корневой зоне *W* рассчитывались с использованием многослойной модели водного баланса – части GLEAM, основанной на наблюдениях за осадками при ассимиляции данных о ВПП. Наборы данных, входившие в использовавшуюся версию GLEAM, включали оценки потенциальной ET с водной поверхности, низкой и высокой растительности и голой почвы с помощью уравнения Пенмана-Монтейта и констант Пристли-Тейлора. Данные о коротко- и длинноволновой радиации получены при измерениях радиометра SEVIRI ИСЗ Meteosat с разрешением 5 км, а также из архива EUMETSAT LSA-SAF; данные об альбедо – по измерениям MODIS/Terra и Aqua

и MERRA. Первые получены при использовании

с 500-метровым разрешением раз в 16 дней (пакет МСД43А3). Оценки ВПП сравнивались с измерениями in situ в 29 пунктах исследуемых территорий, средний коэффициент корреляции – 0.76. Сравнение результатов оценки ЕТ с помощью GLEAM с данными LSA SAF показало их различие (коэффициенты корреляции – 0.65–0.95) в зависимости от видов растительности – для древесной растительности, в отличие от травянистой и кустарниковой, ошибки возрастали вследствие перехвата влаги растениями, являвшегося доминирующим процессом. Объединение информации, полученной от пассивных (AMSR-E) и активных (ASCAT) микроволновых спутниковых датчиков, позволило с помощью разработанной методологии [85] построить в глобальном масштабе более точные оценки ВПП для слоя почвы глубиной до 10 см. Такие, а также аналогичные оценки, полученные с помощью модели Noah (составной части GLDAS), сравнивались с результатами измерений ВПП in situ, взятыми из сетей OZNET для юго-восточной части Австралии, REMEDHUS для центральной Испании, SMOS-MANIA для южной Франции и CNR-IRP для Италии. Эти сравнения показали, что при хорошей корреляции обоих спутниковых продуктов (R > 0.65) их объединение увеличивает временное разрешение оценок ВПП. Кроме того, использование масштабированных оценок AMSR-E и ASCAT оказалось эффективным для регионов с редкой или умеренной растительностью. В работе [159] показано, что точность суточной оценки влажности почвы на основе совместного использования данных наблюдений за яркостной температурой с нескольких спутников в режиме, близком к реальному времени, оказывается выше точности аналогичных оценок по данным каждого из спутников. Оценки почвенной влажности строились по измерениям яркостной температуры аппаратурой SMAP, SMOS, AMSR-2, FY3B и FY3C для одного и того же дня, и затем путем осреднения этих оценок строился их ежедневный композит. Результаты сравнения объединенных оценок и оценок с каждого из спутников с данными наземных наблюдений двух сетей в Центральном Тибете и провинции Аньхой (Китай) продемонстрировали заметное повышение точности оценки влажности почвы, особенно во втором регионе. Упрощенный алгоритм определения влажности поверхности голой почвы при использовании результа-TOB измерений радиометров L-диапазона, устанавливаемых на ИСЗ SMOS и SMAP, представлен в работе [167]. Этот алгоритм состоит из двух частей: модели поверхностного излучения с двойной поляризацией, позволяющей при искомых оценках за счет сведений об отражательной способности поверхности уменьшить влияние ее шероховатости, и модели восстановления влажности почвы, в которой используется соотношение

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

между скорректированным реальным показателем преломления и объемной влажностью почвы. При этом подходе SM определялась с привлечением нескольких доступных входных характеристик: яркостной температуры микроволнового диапазона при двойной поляризации, температуры поверхности и содержания песка и глины в поверхностном (0–10 см) слое почвы. Результаты проведенных оценок показали хорошее согласие со значениями SM, рассчитанными с помощью соответствующего интегрального уравнения (значения *RMSE* составили <3% при всех углах падения). Последующая проверка алгоритма на данных четырехлетних экспериментов с излучением в L-диапазоне, проведенных в BARC, дала RMSE 4.3 и 3.4% при углах падения в 40° и 50° соответственно. Алгоритм продемонстрировал также высокую эффективность для радиометров L-диапазона с большим углом падения, установленных на SMAP.

Оценки влажности поверхности почвы при использовании нейронных сетей

Оценки ВПП по данным ИСЗ могут быть получены и с использованием нейронных сетей NN [100, 121, 156]. В работе [121] набор этих оценок по данным SMOS был выбран в качестве эталона при обучении NN для получения глобальной нелинейной зависимости (поиска глобальной нелинейной регрессии), связывающей яркостные температуры $T_{\rm br}$, измеренные радиометром AMSR-E, с набором данных SMOS за период одновременной миссии в 1.5 года, после чего построенная сеть использовалась для расчета значений ВПП по прошлым наблюдениям AMSR-Е. Чувствительность $T_{\rm br}$ AMSR-Е к изменениям температуры почвы оценивалась с помощью информации из баз данных ERA-Land и MERRA-Land. Одна из сетей, в которой использовались данные С-и Х-диапазонов AMSR-Е и информация о почвах, была выбрана для получения оценок ВПП за 2003-2011 гг. Этот набор оценок показал малые смещения (<0.02 м³/м³) и стандартные отклонения (<0.04 м³/м³) от данных SMOS на большей части поверхности земного шара. Оценки ВПП из данного набора, а также из наборов AMSR-E, SM CCI, MERRA-Land и ERA-Land сравнивались с большим количеством результатов измерений in situ на четырех континентах. Хорошие совпадения с натурными данными были получены для Австралии, результаты расчетов оказались применимы для Европы, горных районов Северной Америки и в гораздо меньшей степени для региона Сахели. Они также продемонстрировали значительную погрешность для регионов тропических и бореальных лесов. Аналогичный подход был реализован и в работе [156], в которой нейронные сети обратного распространения BPNN

использовались для восстановления долгосрочного временного ряда значений ВПП с помощью полученных по спутниковым данным оценок микроволнового индекса растительности MVI. Здесь обучение BPNN для каждого пиксела сетки проводилось для двух лет при использовании данных о ВПП со SMOS уровня 3 (SMOSL3sm) в качестве цели обучения с учетом коэффициентов отражения R_s в диапазонах C/X/Ku/Ka /Q, а также MVI из данных радиометров AMSR-E и AMSR-2 в качестве входных характеристик, где MVI привлекался для корректировки влияния растительности. При этом значения R_s и MVI определялись по связям с яркостной температурой T_{br}, измеренной AMSR-Е и AMSR-2. Точность обучения сетей оценивалась путем сравнения значений ВПП, полученных с использованием BPNN (NN sm), со SMOSL3sm в течение периода обучения BPNN, по коэффициентам корреляции (~0.67), смещению (~-0.0005 м³/м³) и среднеквадратичной ошибке RMSE (~0.055 м³/м³). Хорошие результаты глобального масштаба были получены для Австралии, Центральной части США и Центральной Азии. С помощью обученных сетей по каждому пикселу по данным AMSR-Е были построены глобальные временные ряды ВПП за период 2003-2011 гг. и по данным AMSR-2 ТВ за период 2012-2015 гг., после чего продукты NN sm были оценены при сравнении с данными наблюдений in situ за ВПП на всех участках сети SCAN. В работе [100] обоснована возможность оценки влажности поверхности голой почвы с помощью NN при использовании данных радара ИСЗ Sentinel-1В. NN рассматривались здесь как способ построения регрессионной связи коэффициентов обратного рассеяния, определяемых при измерениях Sentinel, и поляриметрических характеристик рассеяния – анизотропии и энтропии – с отражательной способностью ПП. (Влажность и шероховатость поверхности почвы являются основными характеристиками, влияющими на данный коэффициент [106]). Искомые значения влажности определялись при использовании полученных данных об отражательной способности почвы. Оценки влажности поверхностного (0-5 см) слоя почвы с помощью предложенного метода для сельскохозяйственного поля под паром с голой почвой в одном из сел Красноярского края РФ дали среднеквадратичную ошибку ≥3% и коэффициент детерминации ≤0.726 [100].

Оценки влажности почвы для условий засухи

В работах [78, 146] *SM* оценивалась на основе ее связи с индексом водного дефицита *WDI* и осадками. *WDI* рассчитывался как комбинация разностей значений температуры ПП и воздуха, полученных при использовании их зависимости от определенного по данным MODIS проективного покрытия (LST~VI), в форме трапецоида с вершинами, соответствовавшими сухой и насышенной голой почве, растительности в состоянии водного стресса и хорошо увлажненной. Эти разности строились для каждого пиксела с привлечением уравнения энергетического баланса, где потоки скрытого и явного тепла вычислялись с использованием данных о метеорологических характеристиках, в том числе о температуре воздуха, солнечной радиации, скорости ветра и удельной влажности воздуха, результатов расчета поверхностного и аэродинамического сопротивлений, а также данных MODIS об альбедо и LAI. По рассчитанным значениям разностей температуры проводились границы трапецоида для сухого и влажного состояний ПП. Значения метеорологических характеристик в [146] получены по данным непосредственных измерений на метеостанциях, а в [78] — загружены из базы данных CLDAS. При использовавшемся подходе среднеквадратичная ошибка оценки влажности почвы относительно измерений на разных глубинах варьировала в пределах 0.067-0.079 м³/м³. Изменения ВПП в глобальном масштабе за последние 40 лет были прослежены по данным ESA CCI (для слоя 0-5 см), GLDAS-Noah (для слоя 0–10 см) и ERA-Interim (для слоя 0-7 см), последние были наиболее близки к фактическим [38]. Авторы отмечают заметное снижение среднемировых показателей ВПП в 1979-2017 гг. и усиление тенденции к снижению в 2001-2017 гг., иллюстрируя их глобальными картами ВПП. Высыхание было обнаружено для почв с семью основными типами землепользования, наибольшая доля среди которых (~80%) приходилась на городские территории. При этом в 65% случаев высыхания почвы оно было связано с повышением температуры, тогда как в 82% случаев увлажнения этот процесс был обусловлен комбинированным действием температуры, осадков и увеличением площади растительности, характеризуемым NDVI. В условиях глобального потепления площадь высыхания почвы в 1979-2017 гг. увеличивалась со скоростью 1% в год. В работе [104] получены количественные оценки взаимосвязи между влажностью почвы SM при засухе, определявшейся по спутниковым данным, и температурой, осадками, суммарным испарением и характеристиками растительности на пике вегетационного периода для глобального масштаба. Значения SM были получены по данным ESA-CCI и ERA-Interim/Land, значения эвапотранспирации ЕТ – по данным GLEAM, значения температуры и осадков – по данным ERA-Interim (ERA-Tx и ERA-P) (все с разрешением 0.25°, ежесуточно, за тридцать с лишним лет), значения NDVI – по данным AVHRR/NOAA с разрешением $(1/12)^{\circ}$ раз в две недели, значения LAI и PAR – по данным MODIS с разрешением 1 км раз в 8 дней и данные о по-

крытости растительностью – по данным ESA CCI. Определенные по спутниковым данным из ESA CCI значения *SM* при засухе сравнивались с ее аналогичными значениями, полученными по данным ERA-Interim, а также с помощью LSM и при использовании информации многочастотного радиометра об индексе осадков SPI для территорий всех континентов. Для разных участков этих территорий для пиков засух описаны особенности связей SM с температурой, осадками, величинами ЕТ и площади покрытости растительностью. Подобный подход открывает возможности мониторинга засух для больших пространственных и временных масштабов при использовании спутниковых данных. Надо отметить, что для прослеживания долгосрочной динамики водного, энергетического и углеродного циклов над поверхностью суши Европейское космическое агентство ESA в рамках своей программы ССІ в 2012 г. выложило в доступ первый многолетний набор глобальных спутниковых данных о влажности почвы SM, ESA CCI SM. Этот набор объединил разные активные и пассивные микроволновые продукты влажности почвы, сформированные с помощью одного датчика, в три гармонизированных продукта – объединенные активный, пассивный и комбинированный активный + пассивный микроволновые продукты [40]. По сравнению с первым выпуском данного набора последняя (на 2019 г.) версия ESA CCI SM включает большое количество улучшений и данные нескольких новых спутниковых сенсоров при расширении своего временного покрытия до интервала 1978-2018 гг. [53]. В работе [148] при использовании данных ДЗЗ разработан индекс засушливости TVPDI, являющийся, по мнению авторов, более совершенным индикатором иссушения земной поверхности. чем связанные с количеством осадков *P* температура *LST* и с состоянием растительности — влажность почвы SM (из-за взаимодействия между названными вероятными первопричинами засухи). Обоснование возможности использования этого индекса опиралось на его сравнение с информацией о SM, P, NDVI, LST, других индексах засушливости, а также об урожайности на единицу площади и о чистой первичной продуктивности NPP (соответствующий анализ был произведен для разных пространственных масштабов). Оценки TVPDI при засухе оказались более точными, чем результаты использования P, NDVI и LST, при этом коэффициент корреляции *TVPDI* с *SM* оказался >0.64. Временные ряды TVPDI показали хорошую согласованность по пространству с другими индексами сухости и по времени - с урожайностью на единицу площади и *NPP* для большинства регионов Китая. Оценки TVPDI по данным MODIS соответствовали также аналогичным оценкам, полученным по данным Landsat. В итоге использование

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

TVPDI для мониторинга засушливых и увлажненных территорий в Китае позволило фиксировать заметные пространственно-временные различия состояний сухости—влажности как в месячном, так и в годовом масштабах.

Оценки влажности почвы при использовании новых перспективных спутниковых сенсоров микроволнового диапазона

В последние несколько лет были проведены комплексные (самолетные и наземные) эксперименты по испытанию микроволновой аппаратуры, планируемой к установке на новые космические платформы. Так, работа [164] посвящена получению оценок ВПП по данным измерений установленного на самолете микроволнового радиометра L-диапазона с синтезированной апертурой, выполнявшего зондирование земной поверхности при переменных углах падения и намеченного к эксплуатации на спутниках WCOM [135, 136] и TWRS [166]. В работе [164] исследованы зависимость результатов оценки ВПП от этих углов в соответствовавших разным поляризациям алгоритмах, использовавшихся для расчета значений яркостной температуры и ВПП, и в модели LPRM, а также оценено влияние растительности и шероховатости ПП на точность результатов данных расчетов. Эти результаты сравнивались с данными наземных измерений SM и температуры, при этом для разных поляризаций выявлен диапазон углов, позволяющих получить оптимальные оценки ВПП. В работах [165, 166] представлены результаты аналогичных исследований, проводившихся с целью тестирования аппаратуры микроволнового L-диапазона для спутника TWRS и направленных на увеличение пространственного разрешения и на повышение точности картографирования ВПП путем совместного использования данных активного и пассивного ДЗЗ в L-диапазоне [166], в L-, С- и Х-диапазонах [165], а также данных оптического диапазона. В обеих работах оценки ВПП для слоя 0–5 см, полученные при использовании самолетных данных разного разрешения (бортового радиометра и радара) для разных углов и частот зондирования, сравнивались с результатами наземных измерений влажности и температуры почвы на двух сетях (в бассейнах двух рек Внутренней Монголии (Китай)). Выявлена большая пространственная изменчивость как значений температуры, так и ВПП для разных типов землепользования (пахотных земель, зерновой и травяной растительности) [166]. В работе [165] показано, что различия яркостной температуры для соседних частот L-и C-, а также С- и Х-диапазонов обусловлены различиями значений ВПП, в то время как расхождения значений яркостной температуры при разных углах падения в основном связаны с разным влагосодержанием растительности. По мнению авторов, увеличение количества каналов наблюдений позволяет получать более надежные оценки ВПП при разрешении сенсора L-диапазона в ~18 км.

Анализ возможных ошибок оценки влажности почвы по данным ИСЗ

Трудности оценки влажности почвы SM по данным SAR высокого разрешения заключаются в основном в необходимости обеспечения точной параметризации шероховатости почвы, учета влияния угла наблюдения и непрерывности самих данных. Для использования существующих наборов оценок SM по микроволновым данным с низким разрешением за продолжительное время. например с веб-сайта ESA CCI SM, требуется привлечение алгоритмов уменьшения масштаба для увеличения пространственного разрешения оценок из этих наборов. В дополнение к данным таких микроволновых измерений, результаты наблюдений диапазонов VNIR использовались либо для уменьшения масштабов оценки влажности почвы по микроволновым данным, либо для прямого определения ее значений. К преимуществам измерений диапазонов VNIR относятся их очень высокое разрешение – как пространственное (10 м для Sentinel-2), так и временное (менее суток для геостационарных спутников) [113]. К примеру, в работе [122] проведено обсуждение результатов оценки ВПП по микроволновым данным SAR и радиометров ИСЗ SMAP и SMOS при уменьшении масштаба, по информации диапазонов VNIR Landsat-8 OLI и MODIS, при использовании методов передискретизации (изменений разрешения изображений в пикселах), по данным самолетных измерений с помощью радиометра PLMR и скаттерометра PLIS в рамках проектов SMAPEx-4,-5 [157] и наземных измерений *in situ* и сети OzNet на сельскохозяйственной территории Янко (Yanko) в Новом Южном Уэльсе (Австралия).

Исследование особенностей ошибок оценки ВПП с использованием данных ДЗЗ, проведенное в работе [151], имело целью совершенствование способов оптимального усвоения таких оценок в гидрологических моделях. Авторами рассмотрены различия неизменных во времени и суточных ошибок оценки ВПП по измерениям ASCAT и SMAP и проведен анализ корреляции названных ежедневных ошибок с количественной оценкой биомассы растений по листовому индексу LAI и количеству осадков. В тропических регионах разница между неизменными во времени и суточными ошибками велика в сухой сезон и становится небольшой при наступлении сезона дождей. Для большей части поверхности суши ежедневные ошибки показывают более сильную корреляцию с осадками, чем с LAI. В областях с

низким растительным покровом, в том числе для бесплодных земель, лугов и открытых кустарников пики дождей совпадают с пиками ошибок оценки ВПП, а пики значений *LAI* во всех случаях достигаются после прохождения пиков ошибок ВПП. Таким образом, временная изменчивость ошибок оценки влажности почвы больше обусловлена осадками, чем изменениями *LAI*.

Оригинальный способ оценки влажности поверхностного слоя почвы – с использованием данных навигационной системы GNSS – предложен в работе [81]. Учитывая уменьшение амплитуды преломленного почвой луча, авторы построили полиномиальную регрессионную связь отношения этой амплитуды к амплитуде падающего луча с влажностью поверхностного (3.5 см) слоя и его температурой. Вид этой связи был подобран при ее калибровке по данным измерений 18 ИСЗ за 62 дня из общей их продолжительности в 241 день. Коэффициент корреляции оказался равным 0.947, а значение RMSE – 0.013 см³/см³ (1.3%) при разбросе значений ВПП между 0.272 и 0.489 см³/см³. Представляется, что данный подход требует дальнейшей проработки, в частности – проведения большего числа измерений и детальной проверки точности результатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В обзоре приведены полученные при использовании данных ДЗЗ разных спектральных диапазонов результаты оценки эвапотранспирации. а также влажности поверхности почвы ВПП и влагозапасов ее деятельного слоя W как элементов влажностного и теплового режимов территорий, различных по масштабам – от локального до глобального. В рамках такого подхода представлена ретроспектива исследований процессов влаго- и теплообмена участков суши с атмосферой (путем проведения полевых гидролого-атмосферных экспериментов, регулярного сбора информации о ПП и приземном слое атмосферы и разработки моделей названных процессов) с середины 1980-х гг. до настоящего времени. Также сделан обзор баз наземных, спутниковых и модельных данных (глобальных, региональных, местных), накопленных при этих исследованиях.

Значительное внимание в работе уделено результатам определения ВПП и *W* с привлечением данных микроволнового диапазона, в том числе полученных с помощью SAR – как одного из наиболее эффективно развивающихся направлений оценки названных величин, являющихся характеристиками водообеспеченности исследуемых территорий. Проанализированы результаты применения таких данных в разных физико-географических условиях. Приведены оценки ВПП, полученные при использовании нейронных сетей. Рассмотрены вопросы использования данных ДЗЗ для оценки влажности почвы при условиях засухи.

Обрисованы перспективы развития спутниковых технологий для получения оценок характеристик ПП и метеорологических характеристик, используемых при расчетах влажности почвы и других элементов водного и теплового режимов разработка новой мультиспектральной аппаратуры высокого разрешения, создание обширных баз данных, в том числе облачных, методов их обработки и ассимиляции в моделях. Также кратко описано одно из новых перспективных направлений получения дистанционной информации с помощью большого количества микроспутников малых размеров и веса с обладающими высокой разрешающей способностью сенсорами диапазонов как VNIR, так и микроволнового. Эти микроспутники характеризуются высокой (несколько раз в сутки) повторяемостью обращения.

Представленный обзор может быть полезен для исследователей, занимающихся моделированием процессов влаго- и теплообмена для территорий, находящихся в разных природных зонах, а также получением оценок влажности почвы и испарения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Волкова Е.В. Оценки параметров облачного покрова, осадков и опасных явлений погоды по данным радиометра AVHRR с МИСЗ серии NOAA круглосуточно в автоматическом режиме // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 66–74.
- 2. Волкова Е.В. Определение сумм осадков по данным радиометров SEVIRI/Meteosat-9,-10 и AVHRR/ NOAA для Европейской территории России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 4. С. 163–177.
- 3. Волкова Е.В., Успенский А.Б. Оценки параметров облачного покрова и осадков по данным сканирующих радиометров полярно-орбитальных и геостационарных метеоспутников // Исследование Земли из космоса. 2015. № 5. С. 40–43.
- 4. Волкова Е.В., Успенский С.А. Дистанционное определение температуры подстилающей поверхности, приземной температуры воздуха и эффективной температуры по спутниковым данным для юга Европейской территории России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 5. С. 291–303.
- Кабелва Х.А. ЕСОСLІМАР база данных для блока подстилающей поверхности ISBA в моделях атмосферы // Учен. зап. Рос. гос. гидрометеорол. ун-та. 2006. № 3. С. 54–60. http://elib.rshu.ru/files books/pdf/3-5.pdf
- 6. Митник Л.М., Митник М.Л., Заболотских Е.В. Спутник Японии GCOM-W1: моделирование, калибровка и первые результаты восстановления

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

параметров океана и атмосферы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 135–141.

- 7. *Мотовилов Ю.Г., Старцева З.П.* Численное моделирование влагообмена между деятельным слоем почвы и атмосферой // Метеорология и гидрология. 1985. № 6. С. 85–3.
- 8. Музылев Е.Л., Старцева З.П., Зейлигер А.М., Ермолаева О.С., Волкова Е.В., Василенко Е.В., Осипов А.И. Использование спутниковых данных о характеристиках подстилающей поверхности и метеорологических характеристиках при моделировании водного и теплового режимов большого сельскохозяйственного региона // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 3. С. 44–60. https://doi.org/10.21046/2070.7401.2010.16.3.44.60
 - https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-3-44-60
- 9. Музылев Е.Л., Старцева З.П., Успенский А.Б., Волкова Е.В., Василенко Е.В., Кухарский А.В., Зейлигер А.М., Ермолаева О.С. Использование данных дистанционного зондирования при моделировании водного и теплового режимов сельских территорий // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С.108–136.
- 10. Соловьев В.И., Успенский А.Б., Успенский С.А. Определение температуры земной поверхности по данным измерений уходящего теплового излучения с геостационарных метеорологических ИСЗ // Метеорология и гидрология. 2010. № 3. С. 5–17.
- 11. Успенский А.Б., Щербина Г.И. Оценка температуры и излучательной способности поверхности суши по данным измерений уходящего теплового излучения с ИСЗ NOAA // Исследование Земли из космоса. 1996. № 5. С. 4–13.
- Abid N., Mannaerts C., Bargaoui Z. Sensitivity of actual evapotranspiration estimation using the SEBS model to variation of input parameters (LST, DSSF, aerodynamics parameters, LAI, FVC) // ISPRS Geospatial Week, Enschede, Netherlands, 2019. The Intern. Archives of the Photogrammetry. Remote Sens. Spatial Inf. Sci. 2019. V. XLII-2/W13. P. 1193–1200. https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-2-W13-1193-2019
- Anderson M.C., Norman J.M., Diak G.R., Kustas W.P., Mecikalski J.R. A Two-Source Time-Integrated Model for Estimating Surface Fluxes Using Thermal Infrared Remote Sensing // Remote Sens. Environ. 1997. V. 60. № 2. P. 195–216.
 - https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00215-5
- 14. André J.-C., Goutorbe J.-P., Perrier A. HAPEX— MOBLIHY: A Hydrologic Atmospheric Experiment for the Study of Water Budget and Evaporation Flux at the Climatic Scale // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1986. V. 67. № 2. P. 138. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1986)067<0138:HAHAEF>2.0.CO;2
- Andreassian V., Bergström S., Chahinian N., Duan Q., Gusev Y.M., Littlewood I., Machevet T., Michel C., Montanary A., Moretti G., Moussa R., Nasonova O.N., O'Connor K., Paquet E., Perrin C., Rousseau A., Schaake J., Wagener T., Xie Z. Catalogue of the Models

Used in MOPEX 2004/2005 // Large Sample Basin Experiments for Hydrological Model Parameterization: Results of the Model Parameter Experiment – MOPEX / Eds V. Andreassian, A. Hall, N. Chahinian, J. Shaake. Wallingford, UK: IAHS Press, 2006. N° 307. P. 41–93.

- 16. Angelini L.P., Biudes M.S., Machado N.G., Geli H.M.E., Vourlitis G.L., Ruhoff A., de Souza Nogueira J. Surface Albedo and Temperature Models for Surface Energy Balance Fluxes and Evapotranspiration Using SEBAL and Landsat 8 over Cerrado-Pantanal, Brazil // Sensors. 2021. V. 21. P. 7196. https://doi.org/10.3390/s21217196
- 17. Attema E., Cafforio C., Gottwald M., Guccione P., Monti-Guarnieri A., Rocca F., Snoeij P. Flexible dynamic block adaptive quantization for Sentinel-1 SAR missions // IEEE Geosci. Remote Sens. Lett. 2010. V. 7. № 4. P. 766–770.
- Attema E., Snoeij P., Monti-Guarnieri A., Rocca F., Guccione P., D'Aria D., Croci R., Olanda A. Sentinel-I Flexible Dynamic Block Adaptive Quantizer // Conference Paper. EUSAR 2010. Aachen, Germany, 2010. P. 344–349.

https://www.researchgate.net/publication/224233683

- Bartalis Z., Wagner W., Naeimi V., Hasenauer S., Scipal K., Bonekamp H., Figa J., Anderson C. Initial soil moisture retrievals from the METOP-A Advanced Scatterometer (ASCAT) // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. № 20. L20401. https://doi.org/10.1029/2007GL031088
- Bastiaanssen W.G.M., Menenti M., Feddes R.A., Holtslag A.A.M. A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL). Pt 1. Formulation // J. Hydrol. 1998. V. 212–213. P. 198–212.
- Bastiaanssen W.G.M., Pelgrum H., Wang J., Ma Y., Moreno J.F., Roerink G.J., van der Wal T. A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL). Pt 2. Validation // J. Hydrol. 1998. V. 212– 213. P. 223–229.
- 22. Bezerra B.G., Silva B.B., Santos C.A.C., Bezerra J.R.C. Actual evapotranspiration estimation using remote sensing: comparison of SEBAL and SSEB approaches // Adv. Remote Sens. 2015. V. 4. № 3. P. 234–247.
- Biancamaria S., Lettenmaier D.P., Pavelsky T.M. The SWOT Mission and Its Capabilities for Land Hydrology // Surv. Geophys. 2016. V. 37. P. 307–337.
- 24. Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle (BAHC) // Operation Plan / Rep. No. 27. Core Project Office. Berlin, Germany: Institut fűr Meteorologie, Freie Univ. Berlin, 1993. P. 1–103.
- Blyth E.M., Arora V.K., Clark D.B., Dadson S.J., De Kauwe M.G., Lawrence D.M., Melton J.R., Pongratz J., Turton R.H., Yoshimura K., Yuan H. Advances in Land Surface Modelling // Current Clim. Change Rep. 2021. V. 7. P. 45–71.
- Bolle H.J. Identification and observation of desertification processes with the aid of measurements from space: Results from the European Field Experiment in Desertification-threatened Areas (EFEDA) // Desertification in Developed Countries / Eds D.A. Mouat, S.F. Hutchinson Amsterdam, Netherlands: Kluwer Acad. Publ., 1995. P. 93–101. https://doi.org/10.1007/978-94-009-1635-7_7

- Bolle H.J., André J.C., Arrue J.L., Barth H.K., Bessemoulin P., Brasa A., de Bruin H.A.R., Cruces J., Dugdale G., Engman E.T., Evans D.L., Fantechi R., Fiedler F., van de Griend A., Imeson A.C., Jochum A., Kabat P., Kratzsch T., Lagouarde J.P., Langer I., Llamas R., Lopez-Baeza E., Melia Miralles J., Muniosguren L.S., Nerry F., Noilhan J., Oliver H.R., Roth R., Saatchi S.S., Sanchez Dias J., de Santa Olalla M., Shuttleworth W.J., Soegaard H., Stricker J., Thornes J., Vauclin M., Wickland D. EFEDA: European field experiment in a desertification-threatened area // Ann. Geophysicae. 1993. V. 11. P. 173–189.
- Brocca L., Hasenauer S., Lacava T., Melone F., Moramarco T., Wagner W., Dorigo W., Matgen P., Martínez-Fernández J., Llorens P., Latron J., Martin C., Bitte M. Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across Europe // Remote Sens. Environ. 2011. V. 115. № 12. P. 3390–3408.
- 29. Brown de Colstoun E.C., Defries R.S., Townshend J.R.G. Evaluation of ISLSCP Initiative II satellite-based land cover datasets and assessment of progress in land cover data for global model // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. D22S07.

https://doi.org/10.1029/2006JD007453

- Brun P., Zimmermann N.E., Hari C., Pellissier L., Karger D.N. Global climate-related predictors at kilometer resolution for the past and future // Earth Syst. Sci. Data. 2022. V. 14. P. 5573–5603. https://doi.org/10.5194/essd-14-5573-2022
- 31. Burek P., van der Knijff J., de Roo A. LISFLOOD Distributed Water Balance and Flood Simulation Model // Revised User Manual 2013. JCR Technical Report EUR 26162. Luxembourg: Luxembourg Publ. Office Eur. Union, 2013. 142 P. JRC78917. https://doi.org/10.2788/24982
- 32. Cammalleri C., Anderson M.C., Gao F, Hain C.R., Kustas W.P. Mapping daily evapotranspiration at field scales over rainfed and irrigated agricultural areas using remote sensing data fusion // Agric. Forest Meteorol. 2014. V. 186. P. 1–11.
- 33. Cenci L. Soil Moisture-Data Assimilation for Improving Flash Flood Predictions in Mediterranean Catchments. Case Study: ASCAT and Sentinel 1 Derived Products. Ph. D Thesis. Pavia: Scuola Universitaria Superiore IUSS, 2016. 123 p.
- 34. Cenci L., Laiolo P., Gabellani S., Campo L., Silvestro F., Delogu F., Boni G., Rudari R. Assimilation of H-SAF Soil Moisture Products for Flash Flood Early Warning Systems. Study case: Mediterranean Catchments // IEEE J. Select. Topics Appl. Earth Observ. Rem. Sens. 2016. V. 9. № 12. P. 5634–5646. https://doi.org/10.1109/JSTARS.2016.2598475
- 35. Chen F. The Noah Land Surface Model in WRF. A short tutorial // LSM group meeting, 2007. NCAR, RAL, TIIMES, 2007. https://www.atmos.illinois.edu/ ~snesbitt/ATMS597R/notes/noahLSM-tutorial.pdf
- 36. Cooley S.W., Ryan J.C., Smith L.C. Human alteration of global surface water storage variability // Nature. 2021. V. 591. P. 78–81. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03262-3
- 37. Dai A. Historical and Future Changes in Streamflow and Continental Runoff: Natural and Human-

Induced Impacts: a review // Terrestrial Water Cycle and Climate Change / Eds *Q. Tang, T. Oki.* Geophysical Monograph Ser. Wiley. 2016. Chapter 2. P. 17–37. https://doi.org/10.1002/9781118971772.ch2

- Deng Y., Wang S., Bai X., Luo G., Wu L., Cao Y., Li H., Li C., Yang Y., Hu Z., Tian S. Variation trend of global soil moisture and its cause analysis // Ecol. Indicators. 2020. V. 110. 105939. https://doi.Org/10.1016/j.ecolind.2019.105939
- Dickinson R.E. Modeling evapotranspiration for threedimensional global climate models // Climate Processes and Climate Sensitivity / Eds J.E. Hanson, T. Takahashi Geophys. Monogr. Ser. Amer. Geophys. Union. Washington, D. C., USA, 1984. V. 29. P. 58–72.
- Dorigo W, Wagner W., Albergel C., Albrecht F., Balsamo G., Brocca L., Chung D., Ertl M., Forkel M., Gruber A., Haas E., Hamer P.D., Hirschi M., Ikonen J., de Jeu R., Kidd R., Lahoz W., Liu Y.Y., Miralles D., Mistelbauer T., Nicolai-Shaw N., Parinussa R., Pratola C., Reimer C., van der Schalie R., Seneviratne S.I., Smolander T., Lecomte P. ESA CCI soil moisture for improved earth system understanding: state-of-the art and future directions // Remote Sens. Environ. 2017. V. 203. P. 185–215.

https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.001

- Dorigo W.A., Wagner W., Hohensinn R., Hahn S., Paulik C., Xaver A., Gruber A., Drusch M., Mecklenburg S., van Oevelen P., Robock A., Jackson T. The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2011. V. 15. P. 1675–1698. https://doi.org/10.5194/hess-15-1675-2011
- Duan Q., Schaake J., Andreassian V., Franks S., Goteti G., Gupta H.V., Gusev Y.M., Habets F., Hall A., Hay L., Hogue T., Huang M., Leavesley G., Liang X., Nasonova O.N., Noilhan J., Oudin L., Sorooshian S., Wagener T., Wood E.F. Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX): An overview of science strategy and major results from the second and third workshops // J. Hydrol. 2006. V. 320. P. 3–17.
- 43. Durand M., Gleason C.J., Garambois P.A., Bjerklie D., Smith L.C., Roux H., Rodriguez E., Bates P.D., Pavelsky T.M., Monnier J., Chen X., Di Baldassarre G., Fiset J.-M., Flipo N., Frasson R.P.d.M., Fulton J., Goutal N., Hossain F., Humphries E., Minear J.T., Mukolwe M.M., Neal J.C., Ricci S., Sanders B.F., Schumann G., Schubert J.E., Vilmin L. An intercomparison of remote sensing river discharge estimation algorithms from measurements of river height, width, and slope // Water Resour. Res. 2016. V. 52. P. 4527– 4549.

https://doi.org/10.1002/2015WR018434

- 44. Entekhabi D., Njoku E.G., O'Neill P.E., Kent H., Kellogg K.H., Crow W.T., Edelstein W.E., Entin J.K., Goodman S.D., Jackson T.J., Johnson J., Kimball J., Piepmeier J.R., Koster R.D., Martin N., McDonald K.C., Moghaddam M., Moran S., Reichle R., Shi J.C., Spencer M.W., Thurman S.W., Tsang L., Van Zyl J. The Soil Moisture Active Passive (SMAP) Mission // Proc. IEEE. 2010. V. 98. № 5. P. 704–716.
- FAO/IIASA/ISRIC/ISS-CAS/JRC // Harmonized World Soil Database (version 1.2). Rome-Laxenburg: FAO, 2012. 43 p.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

46. Faroux S., Kaptué Tchuenté A.T., Roujean J.-L., Masson V., Martin E., Le Moigne P. ECOCLIMAP-II/ Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models // Geosci. Model Dev. 2013. № 6. P. 563–582.

https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013

- 47. Fernández-Long M.E., Spescha L., Barnatán I., Murphy G. Modelo de balance hydrológico operative para el agro (BHOA). Rev. // Agronomía Ambiente. Buenos Aires, Argentina: Facultad de Agronomia UBA, 2012. V. 32. № 1–2. P. 31–47.
- 48. Fisher R.A., Koven C.D. Perspectives on the Future of Land Surface Models and the Challenges of Representing Complex Terrestrial Systems // J. Adv. Model. Earth Syst. 2020. V. 12. № 4. e2018MS001453. https://doi.org/10.1029/2018MS001453
- 49. *French A.N., Hunsaker D.J., Thorp K.R.* Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models // Rem. Sens. Environ. 2015. V. 158. P. 281–294.
- 50. Global Climate Observing System (GCOS). https://gcos.wmo.int/en/home
- 51. Goutorbe J.P., Lebel T., Dolman A.J., Gash J.H.C., Kabat P., Kerr Y.H., Monteny B., Prince S.D., Stricker J.N.M., Tinga A., Wallace J.S. An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification // J. Hydrol. 1997. V. 188–189. P. 4–17. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03308-2
- 52. GRACE-FO. https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/g/grace-fo
- 53. Gruber A., Scanlon T., van der Schalie R., Wagner W., Dorigo W. Evolution of the ESA CCI Soil Moisture climate data records and their underlying merging methodology // Earth Syst. Sci. Data. 2019. V. 11. P. 717– 739.

https://doi.org/10.5194/essd-11-717-2019

- 54. *Häfliger V., Martin E., Boone A., Ricci S., Biancamaria S.* Assimilation of Synthetic SWOT River Depths in a Regional Hydrometeorological Model // Water. 2019. V. 11. № 1. P. 78.
- 55. Houser P.R., De Lannoy G.J.M., Walker J.P. Hydrologic Data Assimilation // Approaches to Managing Disaster. Assessing Hazards, Emergencies and Disaster Impacts / Ed. J. Tiefenbacher. Rijeka, Croatia: InTechOpen, 2012. Chapter 3. P. 41–65.
- 56. H-SAF 2016. ASCAT H-SAF. http://hsaf.meteoam.it/ (дата обращения: 24.03.2016)
- 57. Huffman G.J., Adler R.F., Morrissey M.M., Bolvin D.T., Curtis S., Joyce R., McGavock B., Susskind J. Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations // J. Hydrometeorol. 2001. V. 2. P. 36–50. https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0036: GPAODD>2.0.CO;2g
- Huffman G.J., Bolvin D.T. Version 1.2. GPCP One-Degree Daily Precipitation Data Set Documentation. 2012. https://www.ncei.noaa.gov/pub/data/gpcp/daily-v1.2/ documentation/1DD v1.2 doc.pdf

- 59. Hutjes R.W.A., Kabat P., Running S.W., Shuttleworth W.J., Field C., Bass B., da Silva Dias M.F., Avissar R., Becker A., Claussen M., Dolman A.J., Feddes R.A., Fosberg M., Fukushima Y., Gash J.H.C., Guenni L., Hoff H., Jarvis P.G., Kayane I., Krenke A.N., Liu C., Meybeck M., Nobre C.A., Oyebande L., Pitman A., Pielke Sr. R.A., Raupach M., Saugier E.D., Schulze E.D., Sellers P.J., Tenhunen J.D., Valentini R., Victoria R.L., Vörösmarty C.J. Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle // J. Hydrol. 1998. V. 212–213. № 14. P. 1–21.
- 60. ICESat2 mission. http://icesat.gsfc.nasa.gov/icesat2/
- ICESat2. https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/i/icesat-2
- 62. IGBP igbp.net
- 63. ISD https://www.ncei.noaa.gov/products/land-basedstation/integrated-surface-database
- 64. ISLSCP Initiative II Collection. Data set / Eds F.G. Hall, G.J. Collatz, B.W. Meeson, S.O. Los, E. Brown De Colstoun, D.R. Landis. Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.: Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, 2011. http://daac.ornl.gov/. https://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1001
- 65. ISMN http://www.ipf.tuwien.ac.at/insitu
- 66. Karger D.N., Conrad O., Böhner J., Kawohl T., Kreft H., Soria-Auza R.W., Zimmermann N.E., Linder P., Kessler M. Climatologies at high resolution for the Earth land surface areas // Sci. Data. 2017. V. 4. 170122. https://doi.org/10.1038/sdata.2017.122
- Kawanishi T., Sezai T, Ito Y., Imaoka K., Takeshima T., Ishido Y., Shibata A., Miura M., Inahata H., Spencer R.W. The Advanced AMSR-E. NASDA's contribution to the EOS for Global Energy and Water Cycle Studies // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2003. V. 41. P. 184–194.
- Kerr Y.H., Imbernon J., Dedieu G., Hautecoeur O., Lagouarde J.-P., Seguin B. NOAA AVHRR and Its Uses for Rainfall and Evapotranspiration Monitoring // Int. J. Remote Sens. 1989. V. 10. P. 847–854. https://doi.org/10.1080/01431168908903925
- 69. Kerr Y.H., Waldteufel P., Wigneron J.P., Delwart S., Cabot F., Boutin J., Escorihuela M.-J., Font J., Reul N., Gruhier C., Juglea S.E., Drinkwater M.R., Hahne A., Martin-Neira M., Mecklenburg S. The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle // Proc. IEEE. 2010. V. 98. № 5. P. 666– 687.
- 70. Krenke A.N., Green A.M., Georgiadi A.G. KUREX-88
 Hydrology in atmospheric processes experiment //
 Proc. Ljubljana Symp. IAHS Publ. 1990. № 191. P.
 5.1–5.17.
- 71. *Kuchment L.S., Startseva Z.P.* Sensitivity of evapotranspiration and soil moisture in wheat fields to changes in climate and direct effects of carbon dioxide // Hydrol. Sci. J. 1991. V. 36. № 6. P. 631–643.
- 72. KUREX-91 / Eds N.S. Goel, V. Kozoderov, D. Deering // Rem. Sens. Rev. Amsterdam, Netherlands: Harwood Acad. Publ., 1998. V. 17. № 1–4. 336 p.
- 73. Laiolo P., Gabellani S., Campo L., Cenci L., Svestro F., Delogu F., Boni G., Rudari R., Puca S., Pisani A.R. Assimilation of Remote Sensing Observations into a

Continuous Distributed Hydrological Model: Impacts on the Hydrological Cycle // Conference Paper. IGARSS-2015. New York, USA: IEEE Publ., 2015. https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7326015

- 74. Landsat https://www.usgs.gov/landsat-missions/landsat- data-access
- 75. Landsat-9 https://landsat.gsfc.nasa.gov/data/
- Landsat 9. Data Users Handbook. Version 1.0. February 2022. LSDS-2082 // Sioux Falls. South Dakota, USA: EROS Center, 2022.
- 77. LCD https://www.ncei.noaa.gov/products/land-basedstation/local-climatological-data
- Leng P., Li Z.-L., Duan S.-B., Gao M.-F., Huo H.-Y. A practical approach for deriving all-weather soil moisture content using combined satellite and meteorological data // ISPRS J. Photogrammetry Remote Sens. 2017. V. 131. P. 40–51. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.07.013
- Levizzani V., Cattani E. Satellite Remote Sensing of Precipitation and the Terrestrial Water Cycle in a Changing Climate // Remote Sens. 2019. V. 11. № 19. P. 2301.
- 80. Li X., Xin X., Peng Z., Zhang H., Li L., Shao S., Liua Q. Estimation of land surface heat fluxes based on visible infrared imaging radiometer suite data: case study in northern China // J. Appl. Rem. Sens. 2017. V. 11. № 4.046012. https://doi.org/10.1117/1.JRS.11.046012
- 81. Li Y., Yu K., Li J., Jin T., Chang X., Zhang Q., Yang S. Measuring Soil Moisture with Refracted GPS Signals // IEEE Geosci. Remote Sens. Lett. 2022. https://doi.org/10.1109/LGRS.2022.3161409
- 82. Li Z., Liu X., Ma T., Kejia D., Zhou Q., Yao B., Niu T. Retrieval of the surface evapotranspiration patterns in the alpine grassland-wetland ecosystem applying SEBAL model in the source region of the Yellow River, China // Ecol. Model. 2013. V. 270. P. 64–75. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2013.09.004
- Liang S., Cheng C., Jia K., Jiang B., Liu Q., Xiao Z., Yao Y., Yuan W., Zhang X., Zhao X., Zhou J. The Global LAnd Surface Satellite (GLASS) products suite // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2020. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0341.1
- 84. Liang S., Zhao X., Liu S., Yuan W., Cheng X., Xiao Z., Zhang X., Liu Q., Cheng J., Tang H., Qu Y., Bo Y., Qu Y., Ren H., Yu K., Townshend J. A long-term Global LAnd Surface Satellite (GLASS) data-set for environmental studies // Intern. J. Digital Earth. https://doi.org/10.1080/17538947.2013.805262
- 85. Liu Y.Y., Parinussa R.M., Dorigo W.A., De Jeu R.A.M., Wagner W., van Dijk A.I.J.M., McCabe M.F., Evans J.P. Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2011. V. 15. P. 425–436.

https://doi.org/10.5194/hess-15- 425-2011

86. López O., Houborg R., McCabe M.F. Evaluating the hydrological consistency of evaporation products using satellite-based gravity and rainfall data // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2017. V. 21. № 1. P. 323–343. www.hydrol-earth-syst-sci.net/21/323/2017/ https://doi.org/10.5194/hess-21-323-2017

- 87. Loveland T.R., Reed B.C., Brown J.F., Ohlen D.O., Zhu Z., Yang L., Merchant J.W. Development of a global landcover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data // Int. J. Remote Sens. 2000. V. 21. P. 1303–1330.
- 88. Mallick K., Toivonen E., Trebs I., Boegh E., Cleverly J., Eamus D., Koivusalo H., Drewry D., Arndt S.K., Griebel A., Beringer J., Garcia M. Bridging Thermal Infrared Sensing and Physically-Based Evapotranspiration Modeling: From Theoretical Implementation to Validation Across an Aridity Gradient in Australian Ecosystems // Water Resour. Res. 2018. V. 54. № 5. P. 3409–3435.

https://doi.org/10.1029/2017WR021357

- 89. Martens B., de Jeu R.A.M., Verhoest N.E.C., Schuurmans H., Kleijer J., Miralles D.G. Towards Estimating Land Evaporation at Field Scales Using GLEAM // Remote Sens. 2018. V. 10. № 11. P. 1720. https://doi.org/10.3390/rs10111720
- 90. Martens B., Miralles D.G., Lievens H., van der Schalie R., de Jeu R.A.M., Fernández-Prieto D., BeckH.E., Dorigo W.A., Verhoest N.E.C. GLEAM v3: satellitebased land evaporation and root-zone soil moisture // Geosci. Model Dev. 2017. V. 10. P. 1903–1925. www.geosci-model-dev.net/10/1903/2017/ https://doi.org/10.5194/gmd-10-1903-2017
- 91. Masson V., Champeaux J.-L., Chauvin F., Meryguet C., Lacaze R. A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models // J. Clim. 2003. V. 16. № 9. P. 1261– 1282.

https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.9.1261

- 92. McCabe M.F., Rodell M., Alsdorf D.E., Miralles D.G., Uijlenhoet R., Wagner W., Lucieer A., Houborg R., Verhoest N.E.C., Franz T.E., Shi J., Gao H., Wood E.F. The future of Earth observation in hydrology // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2017. V. 21. P. 3879–3914.
- 93. Ménard C.B., Ikonen J., Rautiainen K., Aurela M., Arslan A.N., Pulliainen J. Effects of Meteorological and Ancillary Data, Temporal Averaging, and Evaluation Methods on Model Performance and Uncertainty in a Land Surface Model // J. Hydrometeorol. 2015. V. 16. P. 2559–2576.

https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0013.1

94. Miralles D.G., Holmes T.R.H., de Jeu R.A.M., Gash J.H., Meesters A.G.C.A., Dolman A.J. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2011. V. 15. P. 453– 469.

https://doi.org/10.5194/hess-15-453-2011

- 95. Miralles D.G., de Jeu R.A.M., Gash J.H., Holmes T.R.H., Dolman A.J. Magnitude and variability of land evaporation and its components at the global scale // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2011. V. 15. P. 967–981. https://doi.org/10.5194/hess-15-967-2011
- 96. Mitchell K.E., Lohmann D., Houser P.R., Wood E.F., Schaake J.C., Robock A., Cosgrove B.A., Sheffield J., Duan Q., Luo L., Higgins R.W., Pinker R.T., Tarpley J.D., Lettenmaier D.P., Marshall C.H., Entin J.K., Pan M., Shi W., Koren V., Meng J., Ramsay B.H., Bailey A.A. The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS): Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distrib-

uted hydrological modeling system // J. Geophys. Res. Atm. 2004. V. 109. Iss. D7. D07S9016. https://doi.org/10.1029/2003JD003823

- 97. MODIS ALBEDO http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/ALBEDO/index.html
- MODIS NDVI http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/ECOSYSTEM/
- 99. Mu Q., Zhao M., Running S.W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm // Remote Sens. Environ. 2011. V. 115. P. 1781– 1800.
- 100. Muzalevskiy K., Zeyliger A. Application of Sentinel-1B Polarimetric Observations to Soil Moisture Retrieval Using Neural Networks: Case Study for Bare Siberian Chernozem Soil // Remote Sens. 2021. V. 13. 3480. https://doi.org/10.3390/rs13173480
- 101. Muzylev E., Startseva Z., Volkova E., Vasilenko E. Utilizing satellite data of several spectral ranges for modeling the processes of water and heat regime formation of vast territories // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2020. V. 17. № 6. P. 129–136. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-6-129-136
- 102. NCEI products https://www.ncei.noaa.gov/products
- 103. Ndou N.N., Palamuleni L.G., Ramoelo A. Modelling depth to groundwater level using SEBAL-based dry season potential evapotranspiration in the upper Molopo River Catchment, South Africa // Egypt. J. Rem. Sens. Space Sci. 2017. https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2017.08.003
- 104. Nicolai-Shaw N., Zscheischler J., Hirschi M., Gudmundsson L., Seneviratne S.I. A drought event composite analysis using satellite remote-sensing based soil moisture // Remote Sens. Environ. 2017. V. 203. P. 216–225.

https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.014

105. Niu G.Y., Yang Z.L., Mitchell K.E., Chen F., Ek M.B., Barlage M., Kumar A., Manning K., Niyogi D., Rosero E., Tewari M., Xia Y. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP) 1. Model description and evaluation with local scale measurements // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. D12109.

https://doi.org/10.1029/2010JD015139

- 106. *Oh Y., Sarabandi K., Ulaby F.T.* An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1992. V. 30. № 2. P. 370–381.
- 107. Oki T., Imaoka K., Kachi M. AMSR Instruments on GCOM-W1/2: Concepts and Applications // IEEE IGARSS-10. Honolulu, Hawaii, New York, USA: IEEE Publ., 2010. http://vigir.missouri.edu/~gdesouza/Research/Conference_CDs/IGARSS_2010/ pdfs/2907.pdf
- 108. O'Neill K.P., Harden J.W., Trumbore S.E., Bentley M.O., Winston G., Stephens B.B., Black T.A. Boreal Ecosystem-Atmosphere Study (BOREAS) 1993 Field Notes, Thompson, Manitoba // Open-File Report 95-488. U.S. Geol. Survey. U.S. Department of the Interior. 66 p. https://doi.org/10.3133/ofr95488
- 109. OSCAR. https://www.wmo-sat.info/oscar/
- 110. Ottlé C., Vidal-Madjar D. Assimilation of Soil-Moisture Inferred from Infrared Remote Sensing in a Hydrological Model over the HAPEX-MOBILHY Region // J. Hydrol. 1994. V. 158. P. 241–264. https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90056-6
- 111. Overgaard J., Rosbjerg D., Butts M.B. Land-surface modeling in hydrological perspective – a review // Biogeosci. 2006. V. 3. P. 229–41.
- 112. Panagos P., Van Liedekerke M., Jones A., Montanarella L. European Soil Data Centre: Response to European policy support and public data requirements // Land Use Policy. 2012. V. 29. № 2. P. 329–338. https://doi.org/10.1016/i.landusepol.2011.07.003
- 113. Peng J., Albergel C., Balenzano A., Brocca L., Cartus O., Cosh M.H., Crow W.T., Dabrowska-Zielinska K., Dadson S., Davidson M.W.J., de Rosnay P., Dorigo W., Gruber A., Hagemann S., Hirschi M., Kerr Y.H., Lovergine F, Mahecha M.D., Marzahn P., Mattia F., Musial J.P., Preuschmann S., Reichle R.H., Satalino G., Silgram M., van Bodegom P.M., Verhoest N.E.C., Wagner W, Walker J.P., Wegmüller U., Loew A. A roadmap for high-resolution satellite soil moisture applications – confronting product characteristics with user requirements // Remote Sens. Environ. 2021. V. 252. 112162. https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112162
- 114. Picoli M.C.A., Simoes R., Chaves M., Santos L.A., Sanchez A., Soares A., Sanches I.D., Ferreira K.R., Queiroz G.R. CBERS Data Cube: A Powerful Technology for Mapping and Monitoring Brazilian Biomes // ISPRS Annals Photogrammetry, Remote Sens. Spatial Inform. Sci. V. V-3-2020. XXIV ISPRS Congress (2020 edition). P. 533–539. https://doi.org/10.5194/isprs-annals-V-3-2020-533-2020
- 115. Pitman A.J. The Evolution of, and Revolution In, Land Surface Schemes Designed for Climate Models // Int. J. Clim. 2003. V. 23. P. 479–510.
- 116. Rains D., Lievens H., De Lannoy G.J.M., McCabe M., de Jeu R.A.M., Miralles D.G. Sentinel-1 Backscatter Assimilation Using Support Vector Regression or the Water Cloud Model at European Soil Moisture Sites // IEEE Geosci. Remote Sens. Lett. 2022. V. 19. 4013105.

https://doi.org/10.1109/LGRS.2021.3073484

117. Rautiainen K., Parkkinen T., Lemmetyinen J., Schwank M., Wiesmann A., Ikonen J., Derksen C., Davydov S., Davydova A., Boike J., Langer M., Drusch M., Pulliainen J. SMOS prototype algorithm for detecting autumn soil freezing // Remote Sens. Environ. 2016. V. 180. 346360.

https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.01.012

118. Reichle R., Koster R., De Lannoy G., Crow W., Kimball J. SMAP Level 4 Surface and Root Zone Soil Moisture (L4_SM) Data Product. Algorithm Theoretical Basis Document // Revision A. December 9. 2014. Greenbelt, MD, USA: NASA Goddard Space Flight Center, 2014. 66 p.

https://smap.jpl.nasa.gov> 272_L4_SM_RevA_web

119. Rodell M., Famiglietti J.S., Wiese D.N., Reager J.T., Beaudoing H.K., Landerer F.W., Lo M.-H. Emerging trends in global freshwater Emerging trends in global freshwater availability // Nature. 2018. May 31. V. 557. P. 651–659.

- 120. Rodell M., Houser P.R., Jambor U., Gottschalk J., Mitchell K., Meng C.-J., Arsenault K., Cosgrove B., Radakovich J., Bosilovich M., Entin J.K., Walker J.P., Lohmann D., Toll D. The Global Land Data Assimilation System // Bull. Am. Met. Soc. 2004. № 3. P. 381– 394.
- 121. Rodríguez-Fernández N.J., Kerr Y.H., van der Schalie R., Al-Yaari A., Wigneron J.-P., de Jeu R., Richaume P., Dutra E., Mialon A., Drusch M. Long Term Global Surface Soil Moisture Fields Using an SMOS-Trained Neural Network Applied to AMSR-E Data // Remote Sens. 2016. V. 8. № 11. P. 959. https://doi.org/10.3390/rs8110959
- 122. Sabaghy S., Walker J.P., Renzullo L.J., Akbarn R., Chan S., Chaubell J., Das N., Dunbar R.S., Entekhabi D., Gevaert A., Jackson T.J., Loew A., Merlin O., Moghaddam M., Peng J.A., Peng J.Z., Piepmeier J., Rüdiger C., Stefan V., Wu X., Ye N., Yueh S. Comprehensive analysis of alternative downscaled soil moisture products // Remote Sens. Environ. 2020. V. 239. 111586. https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111586
- 123. Schaake J., Cong S., Duan Q. The US MOPEX Data Set // Large Sample Basin Experiments for Hydrological Model Parameterization: Results of the Model Parameter Experiment – MOPEX. IAHS Publ. No 307. 2006. P. 9–28.
- 124. Schmugge T.J., Andre J.-C., Goutorbe J.-P. HAPEX-MOBILHY: results from the special observing period // Remote Sensing of the Biosphere. Proc. 1990 Tech. Symp. Optics, Electro-Optics, and Sensors (SPIE). Orlando, FL, USA, 1990. V. 1300. https://doi.org/10.1117/12.21397
- 125. Schneider R., Godiksen P.N., Villadsen H., Madsen H., Bauer-Gottwein P. Application of CryoSat-2 altimetry data for river analysis and modeling // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2017. V. 21. № 2. P. 751–764.
- 126. Seguin B., Assad E., Freteaud J.-P., Imbernon J., Kerr Y.H., Lagouarde J.-P. Use of Meteorological Satellites for Water Balance Monitoring in Sahelian Regions // Int. J. Remote Sens. 1989. V. 10. P. 1101– 1117.

https://doi.org/10.1080/01431168908903948 127. Seguin B., Lagouarde J.-P., Savane M. The Assessment

- of Regional Crop Water Conditions from Meteorological Satellite Thermal Infrared Data // Remote Sens. Environ. 1991. V. 35. P. 141–148. https://doi.org/10.1016/0034-4257(91)90007-S
- 128. Sellers P.J. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration // Int. J. Remote Sens. 1985. V. 6. № 8. P. 1335–1372. https://doi.org/10.1080/01431168508948283
- 129. Sellers P.J., Hall F.G., Asrar G., Strebel D.E., Murphy R.E. The first ISLSCP field experiment (FIFE) // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1988. V. 69. № 1. P. 22–27.
- 130. Sellers P.J., Hall F.G., Asrar G., Strebel D.E., Murphy R.E. An Overview of the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE) // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № D17. P. 18345–18371.
- 131. Sellers P., Hall F., Margolis H., Kelly B., Baldocchi D., den Hartog G., Cihlar J., Ryan M.G., Goodison B., Crill P., Ranson K.J., Lettenmaier D., Wickland D.E. The Boreal Ecosystem–Atmosphere Study (BOREAS):

An Overview and Early Results from the 1994 Field Year // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1995. V. 76. № 9. P. 1549–1577. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1995)076<1549:TBESAO>2.0.CO;2

- 132. Sellers P.J., Mintz Y., Sud Y.C., Dalcher A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models // J. Atmos. Sci. 1986. V. 43. № 6. P. 505–531.
- 133. Sellers P.J., Rasool S.I., Bolle H.J. A review of satellite data algorithms for studies of the land surface // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1990. V. 71. № 10. P. 1429–1447.
- 134. Serafini Y.V. Estimation of the Evapotranspiration Using Surface and Satellite Data // Int. J. Remote Sens. 1987. V. 8. P. 1547–1562. Doi: https://doi.org/10.1080/01431168708954796
- 135. Shi J., Dong X., Zhao T., Du J., Jiang L., Du Y., Liu H., Wang Z., Ji D., Xiong C. WCOM: The science scenario and objectives of a global water cycle observation mission // Proc. IGARSS-2014. Quebec City, Canada; New York, USA: IEEE Publ., 2014. P. 3646–3649. https://doi.org/10.1109/IGARSS.2014.6947273
- 136. Shi J., Dong X., Zhao T., Du Y., Liu H., Wang Z., Zhu D., Ji D., Xiong C., Jiang L. The Water Cycle Observation Mission (WCOM): Overview // Proc. IGARSS-2016. Beijing, China. New York, USA: IEEE Publ., 2016. P. 3430–3433. https://doi.org/10.1109/IGARSS.2016.7729886
- 137. Shi J., Zhao T., Cui Q., Yao P. Airborne and Spaceborne Passive Microwave Measurements of Soil Moisture // Observation and Measurement of Ecohydrological Processes, Ecohydrology / Eds X. Li, H. Vereecken. Berlin, Heidelberg, Germany: Springer-Verlag GmbH, 2019. Chapter. P. 71–105.

https://doi.org/10.1007/978-3-662-48297-1_3

- 138. Shimoda H., Murakami H., Oki T., Honda Y., Igarashi T. Overview of GCOM // Proc. IGARSS-2011. Vancouver, Canada. New York, USA: IEEE Publ., 2011. P. 4134–4137. http://www.grss-ieee.org/wp-content/ uploads/2011/07/OverviewofGCOM.pdf https://doi.org/10.1109/IGARSS.2011.6050143
- Spennemann P.C., Fernández-Long M.E., Gattinoni N.N., Cammalleri C., Naumann G. Soil moisture evaluation over the Argentine Pampas using models, satellite estimations and in-situ measurements // J. Hydrol. Regional Studies. 2020. V. 31. 100723. P. 1–18.
- 140. Startseva Z., Muzylev E., Volkova E., Uspensky A., Uspensky S. Water and heat regimes modelling for a vast territory using remote-sensing data // Int. J. Rem. Sens. 2014. V. 35. № 15. P. 5775–5799. https://doi.org/10.1080/01431161.2014.945003
- 141. Stephens G., Polcher J., Zeng X., van Oevelen P., Poveda G., Bosilovich M., Ahn M.-H., Balsamo G., Duan Q., Hegerl G., Jakob C., Lamptey B., Leung R., Piles M., Su Z., Dirmeyer P., Findell K.L., Verhoef A., Ek M., L'Ecuyer T., Roca R., Nazemi A., Dominguez F., Klocke D., Bony S. The First 30 years of GEWEX // Bull. Amer. Meteorol. Soc. Nov. 2022. 66 p. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-22-0061.1
- 142. Taconet O., Bernard L., Vidal-Madjar D. Evapotranspiration over agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data // J. Clim. Appl. Meteorol. 1986. V. 25. № 3.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

P. 284–307. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1986)025<0284:EOAARU>2.0.CO;2

- 143. Tapley B.D., Bettadpur S., Watkins M., Reigher C. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results // Geophys. Res. Lett. 2004.
 V. 31. L09607. ftp://podaac.jpl.nasa.gov/allData/grace/L2/CSR/RL05/ https://doi.org/10.1029/2004GL019920
- 144. Tofigh S., Rahimi D., Zakerinejad R. A comparison of actual evapotranspiration estimates based on Remote Sensing approaches with a classical climate data driven method // AUC Geographica. 2020. V. 55. № 2. P. 165–182.

https://doi.org/10.14712/23361980.2020.12

- 145. Wagner W., Hahn S., Kidd R., Melzer T., Bartalis Z., Hasenauer S., Figa-Saldan J., de Rosnay P., Jann A., Schneider S., Komma J., Kubu G., Brugger K., Aubrecht C., Zuger J., Gangkofner U., Kienberger S., Brocca L., Wang Y., Blöschl G., Eitzinger J., Steinnocher K., Zeil P., Rubel F. The ASCAT Soil Moisture Product: A Review of its Specifications, Validation Results, and Emerging Applications // Meteorol. Z. 2013. V. 22. № 1. P. 5–33.
- 146. Wang W., Huang D., Wang X.-G., Liu Y.-R., Zhou F. Estimation of soil moisture using trapezoidal relationship between remotely sensed land surface temperature and vegetation index // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2011. V. 15. P. 1699–1712. www.hydrol-earth-syst-sci.net/ 15/1699/2011/ https://doi.org/10.5194/hess-15-1699-2011
- 147. *Wang Y., Zhang S., Chang X.* Evapotranspiration Estimation Based on Remote Sensing and the SEBAL Model in the Bosten Lake Basin of China // Sustainability. 2020. V. 12. P. 7293. https://doi.org/10.3390/su12187293
- 148. Wie W., Pang S., Wang X., Zhou L., Xie B., Zhou J., Li C. Temperature Vegetation Precipitation Dryness Index (TVPDI)-based dryness-wetness monitoring in China // Rem. Sens. Environ. 2020. V. 248. 111957. https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111957
- 149. WIGOS https://public.wmo.int/en/about-us/visionand-mission/wmo-integrated-global-observing-system
- 150. WIGOS Highway https://ane4bf-datap1.s3.eu-west-1.amazonaws.com/wmod8_gcos/s3fs-public/2018_ 10_31_wigos-highway_uganda_0.pdf?ydrJDTLweQBhmZljgcUwuXLPT
- 151. Wu K., Ryu D., Nie L., Shu H. Time-variant error characterization of SMAP and ASCAT soil moisture using Triple Collocation Analysis // Rem. Sens. Environ. 2021. V. 256. 112324. https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112324
- 152. Wulfmeyer V., Turner D.D., Baker B., Banta R., Behrendt A., Bonin T., Brewer W.A., Buban M., Choukulkar A., Dumas E., Hardesty R.M., Heus T., Ingwersen J., Lange D., Lee T.R., Metzendorf S., Muppa S.K., Meyers T., Newsom R., Osman M., Raasch S., Santanello J., Senff C., Späth F., Wagner T., Weckwerth T. A New Research Approach for Observing and Characterizing Land-Atmoshere Feedback // Bull. Am. Met. Soc. 2018. № 8. P. 1639–1668.
- 153. Xia T., Kustas W.P., Anderson M.C., Alfieri J.G., Gao F., McKee L., Prueger J.H., Geli H.M.E., Neale C.M.U.,

Sanchez L., Alsina M.M., Wang Z. Mapping evapotranspiration with high-resolution aircraft imagery over vineyards using one- and two-source modeling schemes // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2016. V. 20. P. 1523–1545.

https://doi.org/10.5194/hess-20-1523-2016

- 154. Xia Y.L., Hao Z.C., Shi C.X., Li Y.H., Meng J., Xu T.R., Wu X.Y., Zhang B.Q. Regional and global land data assimilation systems: Innovations, challenges, and prospects // J. Meteorol. Res. 2019. V. 33. № 2. P. 1–31. https://doi.org/10.1007/s13351-019-8172-4
- 155. Xia Y., Mitchell K., Ek M., Sheffield J., Cosgrove B., Wood E., Luo L., Alonge C., Wei H., Meng J., Livneh B., Lettenmaier D., Koren V., Duan Q., Mo K., Fan Y., Mocko D. Continental-scale water and energy flux analysis and validation for the North American Land Data Assimilation System project phase 2 (NLDAS-2). I. Intercomparison and application of model products // J. Geophys. Res. Atm. 2012. V. 3. D03109. https://doi.org/10.1029/2011JD016048
- 156. Yao P.P., Shi J.C., Zhao T.J., Lu H.L., Al-Yaari A. Rebuilding Long Time Series Global Soil Moisture Products Using the Neural Network Adopting the Microwave Vegetation Index // Remote Sens. 2017. V. 9. № 1. P. 35–61. https://doi.org/10.3390/rs9010035
- 157. Ye N., Walker J.P., Wu X., de Jeu R., Gao Y., Jackson T.J., Jonard F., Kim E., Merlin O., Pauwels V.R.N., Renzullo L.J., Rüdiger C., Sabaghy S., von Hebel C., Yueh S.H., Zhu L. The Soil Moisture Active Passive Experiments: Validation of the SMAP Products in Australia // IEEE Transactions GeoSci. Remote Sens. 2021. V. 59. № 4. P. 2922–2939. https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.3007371
- 158. Zeng J., Li Z., Chen Q., Bi H., Qiu J., Zou P. Evaluation of remotely sensed and reanalysis soil moisture products over the Tibetan Plateau using in-situ observations // Remote Sens. Environ. 2015. V. 163. P. 91–110. https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.03.008. https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.03.008
- 159. Zhang K., Chao L.-J., Wang Q.-Q., Huang Y.-C., Liu R.-H., Hong Y., Tu Y., Qu W., Ye J.-Y. Using multisatellite microwave remote sensing observations for retrieval of daily surface soil moisture across China // Water Sci. Engine. 2019. V. 12. № 2. P. 85–97. https://doi.org/10.1016/j.wse.2019.06.001
- 160. Zhang K., Kimball J.S., Running S.W. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation // WIREs Water. 2016. V. 3. № 6. P. 834–853. https://doi.org/, 2016 https://doi.org/10.1002/wat2.1168
- 161. Zhang Q., Fan K., Singh V.P., Sun P., Shi P. Evaluation of remotely sensed and reanalysis soil moisture against in situ observations on the Himalayan-Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. Atm. 2018. V. 123. P. 7132–7148.

https://doi.org/10.1029/2017JD027763

162. Zhang Y., He B., Guo L., Liu J., Xie X. The relative contributions of precipitation, evapotranspiration, and runoff to terrestrial water storage changes across 168 river basins // J. Hydrol. 2019. V. 579. 124194. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124194

- 163. Zhang Y., Leuning R., Chiew F.H.S., Wang E., Zhang L., Liu C., Sun F., Peel M.C., Shen Y., Jung M. Decadal trends in evaporation from global energy and water balances // J. Hydrometeorol. 2012. V. 13. P. 379–391. https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-012.1
- 164. Zhao T., Hu L., Shi J., Lü H., Li S., Fan D., Wang P., Geng D., Kang C.S., Zhang Z. Soil moisture retrievals using L-band radiometry from variable angular ground-based and airborne observations // Remote Sens. Environ. 2020. V. 248. 111958.
- 165. Zhao T., Shi J., Entekhabi D., Jackson T.J., Hu L., Peng Z., Yao P., Li S., Kang C.S. Retrievals of soil moisture and vegetation optical depth using a multichannel collaborative algorithm // Remote Sens. Environ. 2021. V. 257. 112321. https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112321
- 166. Zhao T., Shi J., Lv L., Xu H., Chen D., Cui Q., Jackson T.J., Yan G., Jia L., Chen L., Zhao K., Zheng X., Zhao L., Zheng C., Ji D., Xiong C., Wang T., Li R., Pan J., Wen J., Yu C., Zheng Y., Jiang L., Chai L., Lu H., Yao P., Ma J., Lv H., Wu,J., Zhao W., Yang N., Guo P., Li Y., Hu L., Geng D., Zhang Z. Soil moisture experiment in the Luan River supporting new satellite mission opportunities // Remote Sens. Environ. 2020. V. 240. 111680.
 - https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111680
- 167. Zhu B., Song X., Leng P., Sun C., Wang R., Jiang X. A Novel Simplified Algorithm for Bare Surface Soil Moisture Retrieval Using L-Band Radiometer // ISPRS Int. J. Geo-Inf. 2016. V. 5. № 8. P. 143. https://doi.org/10.3390/ijgi5080143

ПРИЛОЖЕНИЕ

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ АББРЕВИАТУРЫ

ВМО – Всемирная Метеорологическая Организация

КУРЭКС (KUREX) – Курский эксперимент (1988 и 1991 гг.)

МСУ-МР – Многоканальное сканирующее устройство малого разрешения

ALOS – Advanced Land Observing Satellite

AMSR – Advanced Microwave Scanning Radiometer

AMSU-B – Advanced Microwave Sounding Unit-B

ASAR – Advanced Synthetic Aperture Radar

ASCAT – Advanced Scatterometer

ASTER – Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer

AW3D30 – ALOS Global Digital Surface Model с 30-метровым разрешением

BAHC – Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle (core project of IGBP)

BARC – Beltsville Agricultural Research Center (Центр сельскохозяйственных исследований Белтсвилля, Мэриленд, США)

BHOA - Balance Hidrolygico Operativo para el Agro BOREAS – Boreal Ecosystem-Atmosphere Study BPNN – Back Propagation Neural Network CCI – Climate Change Initiative CHELSA - Climatologies at High Resolution for the Earth's Land Surface Areas CRU – Climate Research Union CSIRO - Commonwealth Scientific and. Industrial Research Organization DAAC – Distributed Active Archive Center for **Biogeochemical Dynamics** ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ECV – Essential Climate Variables ERA-Interim TESSEL - ERA-Interim Tiled ECMWF's Scheme for Surface Exchanges over Land EROS – Earth Resources Observation and Science center in Sioux Falls, South Dakota, USA ERS – European Remote Sensing satellite ESA – European Space Agency ESA CCI – European Space Agency Climate Change Initiative ESDAC – European Soil Data Centre EUMETSAT - European Organization for the **Exploitation of Meteorological Satellites** FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations FAPAR - Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation FIFE project - First ISLSCP Field Experiment (1987 и 1989 гг.) GCOM-W1 и GCOM-C1 – Global Change Observation Mission – Water и Climate GCOS – Global Climate Observing System GEOS-5 DAS - Goddard Earth Observing System-5 Data Assimilation System GEWEX – Global Energy and Water Cycle EXchanges проект GLASS - Global LAnd Surface Satellite GLCC - Global Land Cover Characterization GLDAS – Global Land Data Assimilation System GLEAM - Global Land Evaporation: the Amsterdam Methodology GMS – Geostationary Meteorological Satellite GNSS - Global Navigation Satellite System GOES - Geostationary Operational Environmental Satellite GPCC – Global Precipitation Climatology Centre GPCP – Global Precipitation Climatology Project GRACE-FO - Gravity Recovery and Climate Experiment-Follow-On GRDC – Global Runoff Data Centre

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

GSWP – Global Soil Wetness Project

Hyperion – Space-Based Imaging Spectrometer

H-SAF – Satellite Application Facility on Support to Operational Hydrology and Water Management

HWSD – Harmonized World Soil Database

 $ICESat\mathchar`-2-Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite\mathchar`-2$

IGBP – International Geosphere-Biosphere Programme

IRI/LDEO CDL – International Research Institute/Lamont-Doherty Earth Observatory Climate Data Library

ISBA model – Interactions between Soil-Biosphere-Atmosphere land surface model

ISD – Integrated Surface Database

- ISLSCP II International Satellite Land Surface Climatology Project, Initiative II – часть проекта GEWEX
 - ISMN International Soil Moisture Network
 - JAXA Japan Aerospace Exploration Agency

LAFE – Land Atmosphere Feedback Experiment

LAI – Leaf Area Index

LAS – Large Aperture Scintillometer

LDAS – Land Data Assimilation System

LE – Latent Heat Flux

LISFLOOD – rainfall-runoff model

LPRM - Land Parameter Retrieval Model

LSA SAF – Land Surface Analysis Satellite Applications Facility

LSM – Land Surface Model

LST – Land Surface Temperature

LUCAS – Land Use/Cover Area frame statistical Survey

MERRA – Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications

Meteosat – Meteorological Satellite (геостационарный ИСЗ Meteosat Second Generation, MSG)

MetOp – Meteorological Operational satellite

METRIC – Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration

MIRAS – Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis

MODIS – MODerate resolution Imaging Spectroradiometer

MVI – Microwave Vegetation Index

NASA – National Aeronautics and Space Administration

NCEI – National Centres for Environmental Information

NDVI – Normalized Difference Vegetation Index

NLDAS – North American Land Data Assimilation System

NN – Neural Network

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration NGDC - National Geophysical Data Center NPP - Net Primary Productivity NRCS - Natural Resources Conservation Services OLI - Operational Land Imager ORNL - Oak Ridge National Laboratory in Oak Ridge, Tennessee, USA OSCAR - Observing Systems Capability Analysis and Review PAR – Photosynthetically Active Radiation PLIS - Polarimetric L-band Imaging Scatterometer PLMR – Polarimetric L-band Multibeam Radiometer PML – Penman-Monteith-Leuning PRISM – Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping PROBA - PRoject for On-Board Autonomy RMSE – Root Mean Square Error SCAN – Soil Climate Analysis Network SEB – Surface Energy Balance SEBAL – Surface Energy Balance Algorithm for Land SEBS – Surface Energy Balance System SEVIRI - Spinning Enhanced Visible Infra-Red Imager SM - Soil Moisture SMAP - Soil Moisture Active Passive SMMR - Scanning Multichannel Microwave Radiometer SMOS – Soil Moisture and Oceans Salinity SNPP - Suomi National Polar-orbiting Partnership SPI - Standardized Precipitation Index

SPOT – Satellite Pour l'Observation de la Terre SRTM – Shuttle Radar Topography Mission SSM/I – Special Sensor Microwave/Imager SVAT – Soil Vegetation Atmosphere Transfer SWE – Snow Water Equivalent SWI – Soil Water Index SWIR – shortwave infrared SWOT – Surface Water and Ocean Topography TIRS - Thermal Infrared Sensor TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission TRMM-TMI – TRMM Microwave Imager TSEB – Two-Source Energy Balance TVPDI - Temperature Vegetation Precipitation Dryness Index TWRS – Terrestrial Water Resources Satellite USDA – United States Department of Agriculture USGS – United States Geological Survey USGS LCI – USGS Land Cover Institute – база данных о наземном покрове Геологической службы США VCF product - Vegetation Continuous Fields product VI – Vegetation Index VIIRS - Visible Infrared Imaging Radiometer Suite VNIR – visible and near-infrared WCOM – Water Cycle Observation Mission WCRP – World Climate Research Programme WDI – Water Deficit Index WHYCOS – World Hydrological Cycle Observing System WIGOS - WMO Integrated Global Observing System

Windsat – Coriolis satellite with WindSat spaceborne polarimetric microwave radiometer on board ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ, 2023, том 50, № 5, с. 585-601

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ С АТМОСФЕРОЙ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

УДК 551.524.4

ПРИМЕНИМОСТЬ РАЗЛИЧНЫХ ПЕДОСТРАНСФЕРНЫХ ФУНКЦИЙ К ОПИСАНИЮ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОЧВ (ГРУНТОВ)¹

© 2023 г. А. А. Рязанова^{*a*, *b*, *, В. Ю. Богомолов^{*a*, *b*, *c*, *d*, *e*, А. И. Медведев^{*e*, *f*}}}

^аИнститут мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, 634055 Россия ^bИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Mocква, 119017 Россия ^cНаучно-исследовательский томский государственный университет, Tомск, 634050 Россия ^dНаучно-исследовательский вычислительный центр, Moсковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, 119234 Россия ^eИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия ^fГидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Mocква, 123376 Россия ^{*}e-mail: r.ann.1194@gmail.com Поступила в редакцию 01.02.2023 г. После доработки 05.04.2023 г. Принята к публикации 05.04.2023 г.

Проведен сравнительный анализ гидрофизических характеристик, полученных с помощью педотрансферных функций, и гидрофизических характеристик из глобального почвенного набора.

Ключевые слова: моделирование, гидравлическая проводимость, потенциал влаги. **DOI:** 10.31857/S0321059623600114, **EDN:** LHPGZL

ВВЕДЕНИЕ

Почва играет важную роль в энергетическом и водном обмене между земной поверхностью и атмосферой, поэтому блоки деятельного слоя суши входят в состав всех систем прогноза погоды и моделей Земной системы, независимо от пространственных и временных масштабов воспроизводимых процессов. Они, в частности, описывают водный и энергетический балансы, включающие осадки, испарение, поверхностный сток, инфильтрацию, питание подземных вод и фазовые переходы. Для адекватного воспроизведения влажности и температуры почвы в моделях деятельного слоя суши требуется набор параметров, представляющих гидравлические, термические и радиационные свойства почвы. При математическом описании тепловлагопереноса в почве все физические процессы, как правило, предполагаются одномерными по вертикали, поскольку вертикальная компонента градиентов температуры и влаги в различных ее состояниях обычно значительно превосходит горизонталіьные компоненты.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Уравнения тепловлагопереноса в почве с учетом корневой системы растительности для модели деятельного слоя суши ИВМ РАН–МГУ записываются в виде [2–5]:

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

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

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

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 21-17-00254, эксперименты с моделью деятельного слоя суши; РНФ (проект 22-47-04408, анализ применимости различных ПТФ для описания болотных грунтов); в рамках государственного задания ИМКЭС СО РАН (121031300158-9, разработка программного модуля для расчета ПТФ), в рамках государственного задания ИВП РАН (FMWZ-2022-0001, анализ ГПН).

$$\frac{\partial I}{\partial t} = F_f,\tag{4}$$

начальные условия для *T*, *W*:

$$T(z,t_0) = T_0(z), \quad W(z,t_0) = W_0(z),$$
 (5)

граничные условия для T, W (на нижней границе ставится условие непроницаемости):

$$T(0,t) = T_s(t), \quad \frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0, \tag{6}$$

$$\lambda_{w} \frac{\partial W}{\partial z}\Big|_{z=0} = B_{w}, \quad \lambda_{w} \frac{\partial W}{\partial z}\Big|_{z=H} = 0, \tag{7}$$

t – время, с; *z* – направленная вверх вертикальная координата, см; T – температура, °С; W – количество жидкой влаги в долях веса сухой почвы, г/г; λ_T – коэффициент теплопроводности, кал/(г К); λ_{W}^{-} коэффициент диффузии жидкой воды, см²/с; *С* – теплоемкость почвы, кал/(гК); γ – гидравлическая проводимость, или скорость инфильтрации воды под действием силы тяжести, см/с; *F_i* – скорость изменения количества жидкой влаги и льда за счет процессов замерзания/таяния, c^{-1} ; F_v – скорость изменения содержания водяного пара и воды за счет процессов испаре-ния/конденсации, с⁻¹; R_f – изменение влагосо-держания за счет горизонтального стока воды, с⁻¹; *R_r* – скорость всасывания воды корневой системой растительности, c^{-1} ; t_0 , T_0 , W_0 – начальные время, температура и количество жидкой влаги; H- глубина нижнего уровня, см; T_{s} – температура поверхности, °С. Коэффициент диффузии влаги и гидравлическая проводимость связаны через капиллярно-сорбционный потенциал (основная гидрофизическая характеристика) $\Psi: \lambda_W = \gamma \partial \Psi / \partial W$.

Коэффициент теплопроводности в модели задается по формулам Пильке, Йохансена или Коте—Конрада [15]. Для задания гидрофизических характеристик λ_W и γ в модели реализованы параметризации Брукса—Кори (Клаппа—Хорнбергера) [10, 12] и Муалема—ван Генухтена [18, 29]. В данной работе будем рассматривать только параметризацию Клаппа—Хорнбергера как часто используемую в моделях деятельного слоя суши:

$$\Psi = \Psi_{\max} \left(\frac{W_{\max}}{W} \right)^{b}, \quad \lambda_{w} = \lambda_{\max} \left(\frac{W}{W_{\max}} \right)^{b+2},$$

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

$$\lambda_{\max} = \frac{b\gamma_{\max} \left(-\Psi_{\max} \right)}{W_{\max}},$$
(8)
(9)

где ψ_{max} — потенциал влаги при достижении влажностью максимальной влагоемкости почвы (состояние насыщения), см; γ_{max} — гидравлическая проводимость в состоянии насыщения, см/с; λ_{max} — значение коэффициента диффузии влаги в состоянии насыщения, см²/с; $W_{\text{max}} = \Pi/\rho$ – максимальная влагоемкость почвы, П – пористость, ρ – плотность почвы, г/см³; *b* – безразмерный параметр.

Таким образом, при моделировании профиля температуры и влаги возникает вопрос, как задавать гидрофизические параметры Ψ_{max} , λ_{max} , γ_{max} , $b, W_{\rm max}$. Изначально в модели реализован подход, при котором по заданному гранулометрическому составу и пористости определяется тип почвы по классификации почв USDA [26], а затем для выбранного типа почвы из имеющейся таблицы [1] выбираются средние значения гидрофизических параметров. Такой подход не всегда дает надежные результаты: например, при попадании параметров гранулометрического состава в границы типов почвы по какой-либо классификации гидрофизические параметры могут сильно отличаться от средних значений для типов почвы в силу того, что непрерывные педотрансферные функшии при данном подходе заменяются кусочнопостоянными зависимостями. На значимость подобных эффектов указывает большая разность средних по типам почвы значений гидрофизических параметров, хорошо заметная на примере основной гидрофизической характеристики (ОГХ) (рис. 1). Также в описанном выше подходе не учитывается влияние органического вещества почв на гидрофизические параметры.

Для устранения недостатков используемого в модели подхода существует несколько вариантов.

Первый вариант — это проведение прямых in situ измерений требуемых гидрофизических характеристик при наличии почвенных образцов, что трудоемко, сопряжено с ошибками измерений и не обеспечивает регулярного по горизонтали покрытия в региональном и глобальном масштабе. Такой вариант применим в случае запусков модели для одиночной ячейки или локального почвенного профиля.

Второй вариант предполагает использование педотрансферных функций (ПТФ) [8]. По Е.В. Шеину [6], ПТФ – это эмпирические зависимости, позволяющие восстанавливать основные гидрофизические функции почв, в том числе ОГХ, по известным из материалов Почвенных служб и массово определяемым базовым свойствам почв, таким как гранулометрический состав, пористость, плотность и содержание органического вещества. Использование ПТФ позволяет получить гидрофизические параметры с тем же пространственным охватом и разрешением, что и базовые свойства.

Существует множество ПТФ, они условно делятся на три большие группы: классовые, непрерывные и полученные на основе нейронных сетей. В классовых ПТФ гидрофизические пара-



Рис. 1. Изменение ОГХ для почв разного гранулометрического состава [6].

метры определяются только текстурным классом почвы (к текстурным классам относятся, например. песок. глина. супесь и др.) в предположении. что почвы близких классов имеют схожие гидравлические свойства. Непрерывные ПТФ в качестве аргументов принимают объемное содержание глины V_{clay} , ила V_{silt} , песка V_{sand} , т. е. компогранулометрического состава, ненты в И некоторых случаях органического вещества $V_{\rm SOM}$, а также пористости θ_{s} , что дает значения для гидрофизических характеристик лля всего множества типов почв. В качестве примера непрерывной ПТФ приведем ПТФ Косби [13]:

$$\psi_{\rm max} = 10^{(1.54 - 0.0095V_{\rm sand} + 0.0063V_{\rm silt})},\tag{10}$$

$$b = 3.10 + 0.157 V_{\text{clay}} - 0.003 V_{\text{sand}}, \tag{11}$$

$$\gamma_{\rm max} = 10^{(-0.6 + 0.0126V_{\rm sand} - 0.0064V_{\rm clay})},$$
 (12)

где V_{clay} , V_{silt} , V_{sand} – объемное содержание фракций частиц (песка, ила, глины) гранулометрического состава, т. е. $V_{\text{clay}} + V_{\text{silt}} + V_{\text{sand}} = = 100\%$.

Третий вариант подхода — использование глобальных наборов данных почвенного состава и гидрофизических характеристик. Пример такого набора — глобальный почвенный набор (ГПН) почвенных гидравлических и термических характеристик для моделирования деятельного слоя суши [14]. Почвенные характеристики этого набора данных приведены в табл. 1. Все характеристики представлены глобальными полями с пространственным разрешением 30", имеют четыре варианта распределения по горизонтальным слоям (максимум 8 слоев до глубины 3.8 м) и доступны для свободной загрузки.

Таким образом, вопрос исследования можно переформулировать следующим образом: будет ли обеспечена приемлемая точность моделирования при использовании внутри модели деятельного слоя суши какой-то одной. в некотором смысле оптимальной, ПТФ для расчета гидрофизических характеристик по внешним данным о составе почвы, либо необходимо использовать глобальные наборы информации и по гранулометрическому составу, и по гидрофизическим характеристикам? Для ответа на этот вопрос в настоящей работе проведен анализ наиболее часто используемых в научной литературе и исследованиях ПТФ, на основе которого можно выбрать оптимальную (одну) ПТФ для включения ее в модель деятельного слоя.

Для расчета потенциала влаги насыщенной почвы и безразмерного показателя Клаппа-

Гидрофизические характеристики для параметризации Клаппа–Хорнбергера Ф _{тах} Потенциал влаги при максимальном насыщении, см	$V_{\text{gravel}}, V_{\text{SOM}}, V_{\text{sand}}, V_{\text{silt}}, V_{\text{clay}}, \theta_s$	Объемные фракции гравия, органического вещества почв, песка, ила и глины, а также содержание насыщенной воды, эквивалентное пористости ($V_{\text{gravel}} + V_{\text{SOM}} + V_{\text{sand}} + V_{\text{silt}} + V_{\text{clay}} + \theta_s = 100\%$)						
ψ _{max} Потенциал влаги при максимальном насыщении, см	Гидрофизические характеристики для параметризации Клаппа–Хорнбергера							
	Ψ _{max}	Потенциал влаги при максимальном насыщении, см						
<i>b</i> Безразмерный параметр	b	Безразмерный параметр						
γ _{max} Гидравлическая проводимость при максимальном насыщении, см/д	γ _{max}	Гидравлическая проводимость при максимальном насыщении, см/д						

Таблица 1. Основные свойства почвы



Рис. 2. Треугольник Ферре для классификации типов почвы по USDA [27] (а) и распределение статистической выборки значений почвенных фракций (гранулометрического состава; белый цвет на треугольнике означает отсутствующие комбинации почвенных фракций, если увеличивать размер выборки, то площадь белого цвета будет сокращаться) (б).

Хорнбергера часто используются следующие ПТФ: Сакстона [24], Кэмпбелла [11], Ролза [9], Остервельда [21], Уильямса [30], Майра [19], Сакстона и Ролза [23], Косби [13]. Для расчета гидравлической проводимости часто используют ПТФ: Сакстона [24], Ролза [9], Косби [13], Востена [31, 32], Джабро [18], Оттони [22], Швета– Прасана [25], Немеса [20], Томасселы [28]. Формулы для этих ПТФ представлены в табл. 2.

На базе языка программирования Python был создан программный модуль, реализующий набор функций, требуемых для расчета выбранных ПТФ, а также предоставляющий возможность получения результатов в графическом виде для их анализа.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На первом этапе работы для расчета гидрофизических характеристик с применением ПТФ использовались смоделированные показатели состава почвы. Для моделирования содержания песка, глины и ила авторы данной работы придерживаются классификации почв USDA (США, "Department of agriculture"), разработанной Министерством сельского хозяйства США и Национальным объединением исследователей почв [26]. Данная классификация наглядно демонстрируется с помощью треугольника Ферре [27] (рис. 2). Случайным образом на основе равномерного распределения было сгенерировано множество значений объемного содержания песка, ила и глины с учетом того, что всегда выполняется следующее выражение: $V_{clay} + V_{silt} + V_{sand} = 100\%$. В качестве значений θ_s и V_{SOM} на основе данных из ГПН рассчитаны средние значения этих характеристик для каждого типа почвы, который определялся согласно методике [7] по треугольнику Ферре.

Для начала был проведен тестовый расчет ПТФ из программного модуля на Python. Результаты расчета сравнивались с результатами расчета PTF Calculator для MS Excel, разработанный в 2010 г. А. Губером и Я. Пачепски [16]. Тест был пройден успешно, результаты тестового расчета совпали с результатами PTF Calculator.

После этого был проведен основной расчет гидрофизических характеристик с помощью выбранных ПТФ с использованием ранее сгенерированного множества значений объемного содержания песка, ила и глины (рис. 3, 4).

Некоторые ПТФ дают сильно завышенные значения относительно других, что объясняется тем, что эти ПТФ могут давать ошибочные граничные гидрофизические характеристики, в некоторых оригинальных публикациях даются границы применимости ПТФ (например ПТФ Ролза применима только тогда, когда 5% $< V_{clay} < 60\%$ и 5% $< V_{sand} < 70\%$), что сразу же накладывает ограничения на их использование. Также на графиках гидрофизических характеристик, при расчете которых использовались ПТФ, зависящие не только от гранулометрического состава, но и от пористости/содержания органического вещества почв, наблюдаются линии разрыва. Возможно, это объясняется тем, что для сгенерированной выборки

Таблица 2. Непре	ерывные ПТФ
ПТФ	Формула
Сакстон [24]	$A = 100 \exp\left[a + bV_{\text{clay}} + cV_{\text{sand}}^2 + dV_{\text{sand}}^2 V_{\text{clay}}\right]$
	$B = e + fV_{\text{clay}}^2 + gV_{\text{sand}}^2 V_{\text{clay}}$
	$\psi_{\max} = A \Theta_s^B$
	b = B
	$\gamma_{\text{max}} = \exp\left(p + qV_{\text{sand}} + \frac{r + tV_{\text{sand}} + uV_{\text{clay}} + vV_{\text{clay}}^2}{\theta_s}\right)$
	<i>a</i> , <i>b</i> , <i>c</i> , <i>d</i> , <i>e</i> , <i>f</i> , <i>g</i> , <i>r</i> , <i>t</i> , <i>u</i> , <i>v</i> – заданные константы
Кэмпбелл [11]	$f_{\text{clay}} = V_{\text{clay}}/100; f_{\text{sand}} = V_{\text{sand}}/100$
	$d_g = \exp\left[-0.80 - 3.17 f_{\text{sand}} - 7.61 f_{\text{clay}}\right]$
	$\sigma_g = \exp\left[13.32f_{\text{sand}} + 47.7f_{\text{clay}} - \ln^2 d_g\right]^{0.5}$
	$\Psi_{\rm es} = -0.05 d_g^{-1/2}$
	$b = -20\Psi_{\rm es} + 0.2\sigma_g$
	$\Psi_{\rm max} = 100.0 \left(\rho_b / 1.3 \right)^{0.67b}, \rho_b -$ плотность почвы, г/м ³
Ролз [9]	$\Psi_{\rm max} = \exp(5.3396738 + 0.1845038V_{\rm clay} - 2.48394546$
	$\overline{\Theta_s} = 0.00213853V_{\text{clay}}^2 - 0.04356349V_{\text{sand}}\Theta_s - 0.61745089V_{\text{clay}}\Theta_s +$
	+ $0.00143598V_{\text{sand}}^2\theta_s^2 - 0.00855375V_{\text{clay}}^2\theta_s^2 - 0.00001282V_{\text{sand}}^2V_{\text{clay}} + 0.00895359V_{\text{clay}}^2\theta_s - 0.00001282V_{\text{sand}}^2V_{\text{clay}} + 0.00895359V_{\text{clay}}^2\theta_s - 0.00001282V_{\text{sand}}^2V_{\text{sand}} + 0.00895359V_{\text{sand}}^2\theta_s - 0.0000128V_{\text{sand}} + 0.00000128V_{\text{sand}} + 0.00000128V_{\text{sand}} + 0.00000128V_{\text{sand}} + 0.00000128V_{\text{sand}} + 0.00000128V_{\text{sand}} + 0.000000128V_{\text{sand}} + 0.000000000000000000000000000000000$
	$-0.00072472V_{\text{sand}}^2\theta_s + 0.0000054V_{\text{clay}}^2V_{\text{sand}} + 0.50028060\theta_s^2V_{\text{clay}})$
	$b = 1/(\exp(-0.7842831 + 0.0177544V), -1.0624980 - 0.00005304V^2), -1.0624980$

Ta Ca

	$b = 1/(\exp(-0.7842831 + 0.017/544V_{\text{sand}} - 1.062498\theta_s - 0.00005304V_{\text{sand}} - 0.000005304V_{\text{sand}} - 0.000005304V_{\text{sand}} - 0.000000000000000000000000000000000$
	$-0.00273493V_{clay}^{2} + 1.11134946\theta_{s}^{2} - 0.03088295V_{sand}\theta_{s} + 0.00026587V_{sand}^{2}\theta_{s}^{2} - 0.00026587V_{sand}^{2} - 0.00026587V_{sand$
	$-0.00610522V_{clay}^2\theta_s^2 - 0.00000235V_{sand}^2V_{clay} + 0.00798746V_{clay}^2\theta_s - 0.00674491\theta_s^2V_{clay})$
	$\gamma_{\text{max}} = \exp(19.52348\theta_s - 8.96847 - 0.028212V_{\text{clay}} + 0.00018107V_{\text{sand}}^2 - 0.0094125V_{\text{clay}}^2 - 0.00941$
	$-8.395215\theta_s^2 + 0.077718V_{\text{sand}}\theta_s - 0.00298V_{\text{sand}}^2\theta_s^2 - 0.019492V_{\text{clay}}^2\theta_s^2 + 0.0000173V_{\text{sand}}^2V_{\text{clay}} + 0.0000173V_{\text{sand}}^2V_{\text{sand}} + 0$
	+ $0.02733V_{clay}^2\theta_s$ + $0.001434V_{sand}^2\theta_s$ - $0.0000035V_{clay}^2V_{sand}$)
Остервельд [21]	$A = \frac{\rho_b}{100} (35.36 + 0.644 V_{\text{clay}} - 0.251 V_{\text{sand}} + 0.675)$
	$b = \frac{1}{0.19}$
	$\Psi_{\max} = 10 \left(A/\theta_s \right)^b$
Уильямс 1 [30]	$A = 1.839 + 0.257 \ln \left(V_{\text{clay}} \right) + 0.7624 - 0.0001 V_{\text{sand}}^2$
	$B = -0.303 + 0.093 \ln (\rho_b) + 0.0565 \ln (V_{\text{clay}}) - 0.00003 V_{\text{sand}}^2$
	b = -1/B
	$\Psi_{\max} = 1000 \exp\left(\frac{\ln\left(100\theta_s\right) - A}{B}\right)$

Таблица 2. Продолжение

ПТФ	Формула
Уильямс 2 [30]	$A = 2.57 + 0.238 \ln (V_{\text{clay}}) - 0.000192V_{\text{sand}}^2 - 0.0926 \ln (V_{\text{SOM}}) + 0.0412V_{\text{SOM}}$
	$B = -0.403 + 0.0871 \ln (V_{\text{clay}}) - 0.00077 V_{\text{sand}}$
	b = -1/B
	$\Psi_{\max} = 1000 \exp\left(\frac{\ln\left(100\theta_s\right) - A}{B}\right)$
Майр [19]	$\Psi_{\text{max}} = \exp(-4.9840297533 + 0.0509226283V_{\text{sand}} + 0.1575152771V_{\text{silt}} + 0.1575152771V_{\text{silt}} + 0.0509226283V_{\text{sand}} + 0.1575152771V_{\text{silt}} + 0.0509226283V_{\text{sand}} + 0.0509226282V_{\text{sand}} + 0.050922628V_{\text{sand}} + 0.050922628V_{\text{sand}} + 0.050922628V_{\text{sand}} + 0.050922628V_{\text{sand}} + 0.050922628V_{\text{sand}} + 0.050922628V_{\text{sand}} + 0.05092V_{\text{sand}} + 0.05092V_{\text{sand}} + 0.05092V_{\text{sand}} + 0.0509V_{\text{sand}} + 0.050V_{\text{sand}} + 0.050V_{\text{sand}}$
	+ $0.1240901644\rho_b - 0.1640033143V_{OC} - 0.0021767278V_{silt}^2 +$
	+ $0.0000143822V_{\text{silt}}^3$ + $0.0008040715V_{\text{clay}}^2$ + $0.0044067117V_{\text{OC}}^2$) $b = 1.0/\exp(-0.8466880654 - 0.0046806123V_{\text{sand}} + 0.0092463819V_{\text{silt}} - 0.4542769707\rho_b - 0.0046806128V_{\text{sand}} + 0.0092463819V_{\text{silt}} - 0.0046806128V_{\text{sand}} + 0.0092463819V_{\text{sand}} + 0.0092463819V_{\text{sand}} + 0.0092463810V_{\text{sand}} + 0.0092463810V_{\text{sand}} + 0.0092463810V_{\text{sand}} + 0.0092463810V_{\text{sand}} + 0.00080V_{\text{sand}} + 0.0008V_{\text{sand}} + 0.0008V_{sa$
	$-0.0497915563V_{\rm OC} + 0.0003294687V_{\rm sand}^2 -$
	$-0.000001689056V_{\text{sand}}^3 + 0.0011225373V_{\text{OC}}^2)$
	где $V_{\rm OC} = V_{\rm SOM} / 1.724$
Сакстон и Ролз [23]	$x = (-0.00251V_{\text{sand}} + 0.00195V_{\text{clay}} + 0.011V_{\text{SOM}} + 0.00006V_{\text{sand}}V_{\text{SOM}} - 0.00027V_{\text{clay}}V_{\text{SOM}} + 0.0000452V_{\text{sand}}V_{\text{clay}} + 0.299)$
	$y = x + (1.283x^2 - 0.374x - 0.015)$
	$z = -0.02 + 1.14(-0.00024V_{\text{sand}} + 0.00487V_{\text{clay}} + 0.006V_{\text{SOM}} + 0.00005V_{\text{sand}}V_{\text{SOM}} - 0.00013V_{\text{clay}}V_{\text{SOM}} + 0.0000068V_{\text{sand}}V_{\text{clay}} + 0.031)$
	$\overline{\Theta_s} = y - 0.064 - 0.00097V_{\text{sand}} + 1.636 (0.00278V_{\text{sand}} + 0.00034V_{\text{clay}} + 0.022V_{\text{SOM}} - 0.00018V_{\text{sand}}V_{\text{SOM}} - 0.00027V_{\text{clay}}V_{\text{SOM}} - 0.0000584V_{\text{sand}}V_{\text{clay}} + 0.078)$
	$b = \frac{\ln 1500 - \ln 33}{\ln y - \ln z}$
	$\Psi_{\max} = 10\overline{\Theta_s}^{-b} \exp\left(\ln 33 + b \ln y\right)$
Косби 1 [13]	$\Psi_{\text{max}} = 10^{(1.54 - 0.0095V_{\text{sand}} + 0.0063V_{\text{silt}})}$
	$b = 3.10 + 0.157 V_{\text{clay}} - 0.003 V_{\text{sand}}$
	$\gamma_{max} = 2.54 \times 10^{(-0.6 + 0.0126V_{sand} - 0.0064V_{clay})}$
Косби 2 [13]	$\Psi_{\rm max} = 10^{(1.88 - 0.0131V_{\rm sand})}$
	$b = 2.91 + 0.159 V_{\text{clay}}$
Востен 1 [31]	topsoil = 1
	$\gamma_{\text{max}} = 0.04167 \exp(7.755 + 0.0352V_{\text{silt}} + 0.93 \text{topsoil} - 0.967 \rho_b^2 - 0.000484 V_{\text{clay}}^2 - 0.000484 V_$
	$-0.000322V_{\rm silt}^2 + 0.001/V_{\rm silt} - 0.0748/V_{\rm SOM} - 0.643\ln V_{\rm silt} - 0.01398\rho_b V_{\rm clay} - 0.00148\rho_b V_{\rm cl$
	$-0.1673\rho_b V_{\text{SOM}} + 0.02986 \text{topsoil} V_{\text{clay}} - 0.03305 \text{topsoil} V_{\text{silt}})$

-	
ΠΤΦ	Формула
Востен 2 [32]	$\gamma_{\text{max}} = 0.04167 \text{exp}(-42.6 + 8.71 V_{\text{SOM}} + 61.9 \rho_b - 20.79 \rho_b^2 - 0.2107 V_{\text{SOM}}^2 - 0.0162 V_{\text{clay}} V_{\text{SOM}} - 5.382 \rho_b V_{\text{SOM}})$
Джабро [18]	$\gamma_{max} = 10^{(9.56 - 0.81\ln 10(V_{silt}) - 1.09\ln 10(V_{clay}) - 4.64\rho_b)}$
Оттони 1 [22]	$\gamma_{max} = 10^{(2.039 - 0.00874V_{silt} - 0.00723V_{clay})} / 24$
Оттони 2 [22]	$\gamma_{\text{max}} = 10^{(3.998 - 0.0101V_{\text{sit}} - 0.0152V_{\text{clay}} - 1.163\rho_b)} / 24$
Швета-	$\gamma_{max} = -1.272 - 0.0433V_{silt} + 0.693V_{SOM} + 13.04\theta_s + 0.0009V_{silt}^2 - 0.0074V_{silt}V_{SOM} - 0.0074V_{silt}V_{SOM}$
Прасана 1 [25]	$-0.091V_{\rm silt}\theta_s - 0.0036V_{\rm SOM}^2 - 1.128V_{\rm SOM}\theta_s - 3.204\theta_s^2$
Швета-	$\gamma_{max} = 80.16 + 0.81V_{sand} - 143.57\rho_b + 21.99V_{SOM} + 0.002V_{sand}^2 - 0.687V_{sand}\rho_b - 0.002V_{sand}^2 - 0.0$
Прасана 2 [25]	$-0.0022V_{\text{sand}}V_{\text{SOM}} + 63.33\rho_b^2 - 13.63\rho_b V_{\text{SOM}} - 0.219V_{\text{SOM}}^2$
Немес [20]	$x_1 = -3.663 + 0.046V_{\text{sand}}$
	$x_2 = -0.887 + 0.083 V_{\text{clay}}$
	$x_3 = -9.699 + 6.451\rho_b$
	$x_4 = -0.807 + 1.263 V_{\rm SOM}$
	$z_1 = -0.428 + 0.998x_1 + 0.651x_1^2 + 0.130x_1^3$
	$z_2 = 0.506x_1 - 0.188x_2 - 0.327x_3 - 0.094x_4$
	$z_{3} = -0.268 + 0.885z_{1} + 0.544z_{1}^{2} - 0.682z_{1}^{3} + 0.320z_{2} - 0.134z_{1}z_{2} + 1.119z_{1}^{2}z_{2} + 0.050z_{2}^{2} - 0.645z_{1}z_{2}^{2} + 0.160z_{2}^{3} + 0.126x_{4} - 0.144z_{1}x_{4} - 0.372z_{1}^{2}x_{4} + 0.247z_{2}x_{4} + 0.795z_{1}z_{2}x_{4} - 0.344z_{2}^{2}x_{4} + 0.038x_{4}^{2} - 0.071z_{1}x_{4}^{2} + 0.020z_{2}x_{4}^{2} - 0.015x_{4}^{3}$
	$z_{4} = 0.102 + 1.383z_{3} + 0.302z_{3}^{2} + 0.103z_{3}^{3} + 0.331x_{2} + 0.693z_{3}x_{2} + 0.541z_{3}^{2}x_{2} + 0.198x_{2}^{2} + 0.429z_{3}x_{2}^{2} + 0.092x_{2}^{3} + 0.060x_{3} + 0.277z_{3}x_{3} + 0.417z_{3}^{2}x_{3} + 0.242x_{2}x_{3} + 0.929z_{3}x_{2}x_{3} + 0.319x_{2}^{2}x_{3} + 0.026x_{3}^{2} + 0.094z_{3}x_{3}^{2} + 0.116x_{2}x_{3}^{2}$
	$\gamma_{\text{max}} = 0.04167 \times 10^{(0.571 + 0.956z_4)}$
Томассела [28]	$\gamma_{\text{max}} = 0.1(-4.994 + 0.56728V_{\text{sand}} - 0.131V_{\text{clay}} - 0.0127V_{\text{SOM}})$

Таблица 2. Продолжение

по треугольнику Ферре в качестве пористости/содержания органического вещества почв использовались средние значения для каждого типа почвы. Поэтому анализ поведения ПТФ только на смоделированных данных не может быть полным.

Таким образом, выполнен второй этап работ — расчет гидрофизических характеристик с использованием выбранных ПТФ по данным из ГПН, описанного выше. Для этого исходный ГПН был переведен на пространственное разрешение 0.1°

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

на 0.1° с учетом площади каждой ячейки, так как исходное пространственное разрешение набора очень мелкое и, соответственно, размер файлов очень велик, что вызывает некоторые затруднения при расчетах. Для анализа брался только первый уровень (0–0.0451 м) глубины почвы, что соответствует поверхности. На рис. 5 представлено распределение почвенных фракций (гранулометрический состав) на поверхности по типам почв, полученных из этого набора. Отметим, что пори-



Рис. 3. Потенциал влаги при максимальном насыщении почвы (см), рассчитанный с использованием сгенерированной выборки значений гранулометрического состава по треугольнику Ферре. Значения осей *x* и *y*: V_{sand} и $V_{clay} \in (0; 100)$.

стость и содержание органического вещества почв в ГПН имеют свои уникальные значения для всего множества величин гранулометрических параметров. На рис. 6, 7 представлены рассчитанные значения потенциала влаги гидравлической проводимости при максимальном насыщении почвы с использованием ПТФ по данным из ГПН.



Рис. 4. Гидравлическая проводимость при максимальном насыщении почвы (см/ч), рассчитанная с использованием сгенерированной выборки значений гранулометрического состава по треугольнику Ферре. Значения осей *x* и *y*: V_{sand} и $V_{\text{clay}} \in (0; 100)$.



Рис. 5. Распределение почвенных фракций (гранулометрический состав) по треугольнику Ферре, взятых из глобального набора почвенных характеристик с пространственным разрешением $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$.

При сравнении результатов (потенциал влаги – рис. 3 и 6; гидравлическая проводимость – рис. 4 и 7) можно сделать следующие ниже выводы.

1. Прежде всего видно, что в первом варианте (рис. 3 и 4) графики гидрофизических характеристик, где ПТФ зависят не только от гранулометрического состава, но и от пористости/органического вещества почв, имеют линии разрыва. Возможно, это объясняется тем, что пористость/ плотность и органическое вещество почв являются кусочно-разрывными функциями, так как представляют собой набор средних, определенных по треугольнику Ферре, для разных типов почв, при этом другие независимые аргументы для ПТФ (песок, глина, ил) являются непрерывными функциями во всей области определения. Графики ПТФ (рис. 6, 7), рассчитанные по данным ГПН, не имеют таких разрывов, так как пористость/органическое вещество почв представляют собой непрерывные функции, соответствующие изменению области определения других аргументов.

2. В первом и во втором случаях формы ПТФ (рис. 3, 6; рис. 4, 7) близки между собой, но шкалы и порядок значений различаются. Это может объясняться тем, что не все крайние значения гранулометрического состава есть в ГПН (рис. 2, 5).

3. Как в первом, так и во втором случаях ПТФ Сакстона, Кэмпбэлла, Остервельда, Уильмса, Сакстона и Ролза (рис. 3, 6); Востена (только во втором случае), Джабро (рис. 4, 7) в крайних точках дают очень высокие значения гидрофизических характеристик по сравнению с другими ПТФ.

4. Графики для одной и той же гидрофизической характеристики имеют разную форму. В группу наиболее схожих по форме графиков можно отнести ПТФ Сакстона, Кэмпбелла, Ролза, Остервельда, Уильямса и Косби. Формы ПТФ Майра и Сакстона/Ролза отличаются от остальных. Оси на графиках по ПФТ Косби ориентированы по-другому для наглядности формы. Формы графиков для гидравлической проводимости более неоднородны. Наиболее схожи формы по ПТФ Сакстона, Ролза, Востена 1, Джабро, Оттони 2, Шветта–Прасана 2; Косби и Оттони 1. Графики по ПТФ Шветта–Прасана 1, Немеса, Томасселы отличаются от всех.

На основании проведенного анализа можно заключить, что не представляется возможности выбрать какую-либо одну ПТФ для расчета гидрофизических характеристик и использования ее в модели деятельного слоя суши. Поэтому проведем еще сравнение рассчитанных гидрофизических характеристик по ПТФ с данными гидрофизических характеристик, которые представлены в ГПН.

На рис. 8 представлены графики потенциала влаги и гидравлической проводимости при максимальном насыщении по данным из ГПН. Если сравнить их со значениями, полученными по различным ПТФ по данным ГПН, то можно отме-



Рис. 6. Потенциал влаги при максимальном насыщении почвы (см), рассчитанный по данным из ГПН. Значения осей *x* и *y*: V_{sand} и $V_{\text{clay}} \in (0; 100)$.



Рис. 7. Гидравлическая проводимость при максимальном насыщении почвы (см/ч), рассчитанная по данным из ГПН. Значения осей *x* и *y*: V_{sand} и $V_{clay} \in (0; 100)$.



Рис. 8. Потенциал влаги (см) (а) и гидравлическая проводимость (см/ч) (б) при максимальном насыщении из ГПН.

тить, что форма некоторых ПТФ совпадает (ПТФ Сакстона, Ролза, Востена 1, Оттони 2 для гидравлической проводимости и ПТФ Сакстона, Кэмпбелла, Ролза, Уильямса и Косби 1, 2 для потенциала влаги). Но при сравнении значений различия достаточно большие, для потенциала влаги схожие по форме ПТФ дают очень высокие значения (например, максимальная величина по ПТФ Сакстона – 20000 см), в то же время потенциал влаги из ГПН \leq 100 см. Для гидравлической проводимости схожие по форме ПТФ также дают завышенные значения по сравнению со значениями из ГПН (например, максимальная величина по ПТФ по стакие величина по ПТФ востена 60 см/ч).

В качестве дополнения приведем статистические характеристики (табл. 3, 4) для гидрофизических характеристик, полученных с использованием выбранных ПТФ по сгенерированной выборке и по данным из ГПН, и для гидрофизических характеристик непосредственно из ГПН. Для сравнения двух статистических характеристик в качестве основных используются МЕ (средняя ошибка), МАЕ (средняя абсолютная ошибка), МRE (средняя относительная ошибка), RMSE (среднеквадратичная ошибка), СС (коэффициент корреляции Пирсона) и КGE (эффективность Клинга–Гупты). Аналогичные статистические характеристики для гидравлической проводимости представлены в табл. 5, 6.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В случае расчета ПТФ по сгенерированному множеству гранулометрического состава и средним значениям пористости и содержания органического вещества почв для каждого типа почвы по треугольнику Ферре вид ПТФ (наличие разрывов на графике) отличается от ПТФ, рассчитанных по данным, взятым из ГПН. Отсюда можно сделать вывод, что использование средних значений пористости или содержания органического вещества почв при расчете ПТФ может давать ошибку (недооценку) в значениях как потенциала влаги (соответственно и безразмерного показателя Клаппа—Хорнбергера), так и гидравлической проводимости.

ПТФ могут в принципе давать сильно завышенные значения как при каких-то крайних значениях гранулометрического состава, так и в общем. Отсюда можно сделать вывод, что использовать какую-то одну ПТФ в модели для расчета требуемых характеристик некорректно. Оптимальное решение — использование готовых и проверенных глобальных наборов почвенных характеристик, например ГПН, авторы которого используют специальные методики ансамблевого осреднения и минимизации для получения глобального поля гидрофизических характеристик.

Авторы выражают благодарность В.М. Степаненко (НИВЦ МГУ) и И.А. Репиной (ИФА РАН) за помощь в работе над статьей.

ΠΤΦ	Среднее значение Ψ _{max} (выборка)	Среднее значение Ψ _{max} (ГПН)	ско Ψ _{max} (выборка)	ско Ψ _{max} (ГПН)	ME	MAE	MRE	RMSE	KGE
Сакстон	1151.3	2791.7	1641.7	47796.4	1640.5	3757.2	142.5	4.79E + 04	-10.1
Кэмпбелл	48.1	228.6	63.4	788.2	180.5	198.9	375.4	811.1	-3.2
Ролз	59.8	63.8	50.0	63.0	4.0	56.8	6.7	80.6	0.0
Остервельд	1.68E+5	742.8	2.48E+5	1.01E+04	-1.67E+05	1.68E+05	-99.6	2.99E+05	-7.3
Уильямс	213.1	28.3	253.6	123.8	-184.8	199.1	-86.7	337.4	-2.0
Уильямс	132.4	17.3	174.6	38.5	-115.1	128.5	-86.9	212.7	-0.5
Майр	2.6	3.4	0.9	1.9	0.8	1.5	29.1	2.2	-0.2
Сакстон и Ролз	18.5	50.3	18.9	38.5	31.8	39.0	172.0	53.4	-1.0
Косби	13.2	31.8	10.2	18.7	18.5	21.5	139.8	28.2	-0.7
Косби	12.6	31.8	9.7	16.4	19.3	21.7	153.3	27.1	-0.9

Таблица 3. Статистические характеристики для потенциала влаги, рассчитанного с помощью выбранных ПТФ по сгенерированной выборке и по данным из ГПН

Таблица 4. Статистические характеристики для потенциала влаги, рассчитанного с помощью выбранных ПТФ по данным из ГПН, и для потенциала влаги из ГПН

ΠΤΦ	Среднее значение Ф _{max} (ГПН)	ско Ψ _{max} (ГПН)	ME	MAE	MRE	RMSE	CC	KGE		
Сакстон	2791.7	47796.4	1125.0	1138.2	4292.0	2000.6	-0.7	-42.0		
Кэмпбелл	228.6	788.2	21.9	23.6	83.4	58.8	0.6	-0.2		
Ролз	63.8	63.0	33.5	46.8	128.0	69.6	-0.4	-0.9		
Остервельд	742.8	1.01E+04	1.7E+05	1.7E+05	6.4E+05	3.0E+05	-0.7	-6.4E+03		
Уильямс	28.3	123.8	186.9	196.5	712.9	325.1	-0.6	-6.3		
Уильямс	17.3	38.5	106.2	133.2	405.1	214.9	-0.6	-3.4		
Майр	3.4	1.9	-23.6	23.6	-90.0	29.9	0.7	-0.1		
Сакстон и Ролз	50.3	38.5	-16.8	20.8	-63.9	24.8	0.4	0.2		
Косби	31.8	18.7	-13.0	13.3	-49.5	18.2	0.8	0.5		
Косби	31.8	16.4	-13.6	14.1	-52.1	19.1	0.8	0.4		
Среднее значе- ние Ψ _{max} из ГПН		26.2								
ско Ψ_{max} из ГПН				19	0.1					

ΠΤΦ	Среднее значение _{Ŷmax} (выборка)	Среднее значение _{7max} (ГПН)	ско ү _{тах} (выборка)	ско ү _{тах} (ГПН)	ME	MAE	MRE	RMSE	KGE
Сакстон	1.8	1.2	5.7	3.9	-0.6	2.6	-34.7	6.9	-0.1
Ролз	1.9	0.4	5.0	1.2	-1.5	2.0	-77.5	5.3	-0.3
Косби	5.6	1.3	4.2	1.1	-4.3	4.6	-76.5	6.1	-0.3
Востен	1.2	2.6E+11	1.9	3.7E+14	2.6E+11	2.6E+1	2.1E+13	3.7E+14	-2.1E+11
Востен	47.7	1.1	4222.5	0.3	-46.6	47.9	-97.8	4222.7	-0.7
Джабро	419.9	3.3	13141.9	806.9	-416.6	422.4	-99.2	13173.2	-6.0
Оттони	2.8	1.4	1.3	0.5	-1.4	1.6	-50.1	2.0	-0.1
Оттони	1.6	1.1	2.9	0.5	-0.5	1.1	-29.2	3.0	-0.3
Швета— Прасана	1.1	2.2	1.4	0.7	1.1	1.4	99.2	1.9	-0.6
Швета— Прасана	20.8	4.4	23.0	3.9	-16.3	18.2	-78.7	28.5	-0.3
Немес	8.4E+24	0.0	1.2E+28	0.1	-8.4E+24	8.4E+24	-100.0	1.2E + 28	-0.7
Томассела	3.2	1.0	1.6	1.2	-2.3	2.5	-70.6	3.0	-0.9

Таблица 5. Статистические характеристики для гидравлической проводимости, рассчитанной с помощью выбранных ПТФ по сгенерированной выборке и по данным из ГПН

Таблица 6. Статистические характеристики для гидравлической проводимости, рассчитанной с помощью выбранных ПТФ по данным из ГПН, и для гидравлической проводимости из ГПН

ПТФ	Среднее значение ү _{max} (ГПН)	ско ү _{тах} (ГПН)	ME	MAE	MRE	RMSE	CC	KGE
Сакстон	1.2	3.9	0.6	1.3	53.6	4.6E+00	0.7	-0.3
Ролз	0.4	1.2	0.8	1.2	65.9	4.0E+00	0.7	0.0
Косби	1.3	1.1	4.5	4.5	387.1	6.5E+00	-0.1	-3.1
Востен	2.6E+11	3.7E+14	0.0	0.8	4.1	1.9E+00	0.5	0.5
Востен	1.1	0.3	46.6	48.0	4048.1	4.2E+03	0.0	-70.1
Джабро	3.3	806.9	418.7	419.7	3.6E+04	1.3E+04	0.0	-363.6
Оттони	1.4	0.5	1.7	2.2	147.0	2.8E+00	-0.1	-0.9
Оттони	1.1	0.5	0.5	0.9	40.8	2.8E+00	0.4	0.2
Швета-	2.2	0.7	0.0	1.1	-4.3	1.5E+00	0.6	0.5
Прасана								
Швета— Прасана	4.4	3.9	19.6	20.2	1706.3	3.1E+01	-0.4	-16.1
Немес	0.0	0.1	8.4E+24	8.4E+24	7.3E+26	1.2E+28	0.0	-7.3E+24
Томассела	1.0	1.2	2.1	2.4	182.5	3.1E+00	0.0	-1.2
Среднее			I	1	.2	I	I	1
значение								
γ_{max} из ГПН								
CKO V				1	7			

ско ү_{тах} из ГПН

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Дымников В.П., Лыкосов В.Н. Описание модели общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН – версия 1997 года. М.: ИВМ РАН, 1997. 78 с.
- Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM4.0 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. С. 448–466.
- 3. Лыкосов В.Н., Палагин Э.Г. Динамика взаимосвязанного переноса тепла и влаги в системе атмосфера-почва // Метеорология и гидрология. 1978. № 8. С. 48-56.
- Палагин Э.Г. Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 191 с.
- Травова С.В., Степаненко В.М., Медведев А.И., Толстых М.А., Богомолов В.Ю. Качество воспроизведения состояния почвы моделью деятельного слоя суши ИВМ РАН-МГУ в составе модели прогноза погоды ПЛАВ // Метеорология и гидрология. 2022. № 3. С. 5–24. https://doi.org/10.52002/0130-2906-2022-3-5-24
- Шеин Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005, 432 с.
- Benham E., Ahrens R.J., Nettleton W.D. Clarification of Soil Texture Class Boundaries // National Soil Survey Center. L.: USDA-NRCS, 2009.
- 8. *Bouma J., van Lanen H.A.J.* Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. Washington: Int. Workshop Quantified Land Evaluation Procedures, 1986. P. 106.
- Brakensiek D.L., Rawls W.J., Stephenson G.R. Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils // St. J. ASAE Paper. 1984. PNR-84-203.
- Campbell G.S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data // Soil Scinc. 1974. 117 (6). P. 311–314. https://doi.org/10.1097/00010694-197406000-00001
- Campbell G.S., Shiozawa S. Prediction of hydraulic properties of soils using particle-size distribution and bulk density data ed. M.Th. van Genuchten et al // Proc. Int. Workshop on Indirect methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. Riverside: Univ. California, 1992. P. 317–328.
- Clapp R.B., Hornberger M.G. Empirical equations for some soil hydraulic properties // Water Resour. Res. 1978. V. 14. № 4. P. 601–604.
- Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of the soil // Water Resour. Res. 1984. V. 20. № 6. C. 682– 690.
- 14. Dai Y., Xin Q., Wei N., Zhang Y., Shangguan W., Yuan H. et al. A global high-resolution data set of soil hydraulic and thermal properties for land surface modeling // Ad-

vances Modeling Earth Systems. 2019. V. 11. № 9. P. 2996–3023.

https://doi.org/10.1029/2019MS001784

- Drozdov E.D., Stepanenko V.M., Voropay N.N., Dyukarev E.A., Kokoreva A.A., Cherkashina A.A., Bogomolov V.Yu. Parametrization of soil thermal conductivity in the INM RAS-MSU land surface model // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2020. V. 611. P. 1–5. https://doi.org/10.1088/1755-1315/611/1/012022
- Guber A.K., Pachepsky Ya.A. Multimodeling with Pedotransfer Functions. Documentation and User Manual for PTF Calculator (CalcPTF). Version 3.0. Environmental Microbial and Food Safety Laboratory Beltsville Agricultural Research Center. USDA-ARS. 2010.
- 17. *Jabro J.D.* Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data // Trans ASAE. 1992. V. 35. P. 557–560.
- Mayr T., Jarvis N.J. Pedotransfer functions to estimate soil water retention parameters for a modified Brooks– Corey type model // Geoderma. 1999. V. 91. P. 1–9.
- Mualem Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media // Water Resour. Res. 1976. V. 12 (3). P. 513–522. https://doi.org/10.1029/WR012i003p00513
- Nemes A., Rawls W.J., Pachepsky Y.A. Influence of organic matter on the estimation of saturated hydraulic conductivity // Soil Sci. Soc. Am. J. 2005. V. 69. P. 1330–1337.

https://doi.org/10.2136/sssaj2004.0055

- Osterveld M., Chang C. Empirical relations between laboratory determination of soil texture and moisture characteristic // Can. Agric. Eng. 1980. V. 22. P. 149– 151.
- Ottoni M.V., Ottoni Filho T.B., Lopes-Assad M.L.R.C., Rotunno Filho O.C. Pedotransfer functions for saturated hydraulic conductivity using a database with temperate and tropical climate soils // J. Hydrol. 2019. V. 575. P. 1345–1358.

https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.050

23. Saxton K.E., Rawls W.J. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions // Soil Sci. Soc. 2006. V. 70. № 5. P. 1569–1578.

https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0117

- 24. Saxton K.E., Rawls W.J., Romberger J.S., Papendic R.I. Estimating generalized soil- water characteristics from texture // Soil Sci. Soc. 1986. V. 50. № 4.
- Shwetha P., Prasanna K. Pedotransfer functions for the estimation of saturated hydraulic conductivity for some Indian sandy soils // Eurasian Soil Sci. 2018. V. 51. P. 1042–1049.

https://doi.org/10.1134/S1064229318090119

- 26. Soil Science Division Staff. Soil survey sand / Eds *C. Ditzler, K. Scheffe, H.C. Monger.* Washington: Government Printing Office, 2017.
- 27. Soil survey manual. Washington: United States Department of Agriculture, 2018. P. 63–65.

- Tomasella J., Hodnett M.G. Estimating unsaturated hydraulic conductivity of Brazilian soils using soil-water retention data // Soil Sci. 1997. V. 162. P. 703–12. https://doi.org/10.1097/00010694-199710000-00003
- van Genuchten M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils // Soil Sci. Soc. 1980. V. 44 (5). P. 892–898. https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x
- 30. *Williams J., Ross P., Bristow K.* Prediction of the Campbell water retention function from texture, structure, and organic matter / Eds *M.Th. van Genuchten et al. //* Proc. Int. Workshop on Indirect methods for Estimat-

ing the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. Riverside: Univ. California, 1992. P. 427–442.

- Wösten J.H.M., Lilly A., Nemes A., Bas C Le. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils // Geoderma. 1999. V. 90. I. 3–4. P. 169–185. ISSN 0016-7061. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(98)00132-3
- Wösten J.H.M., Pachepsky Y.A., Rawls W.J. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics // J. Hydrol. 2001. V. 251. P. 123–150. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00464-4

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ С АТМОСФЕРОЙ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

УДК 551.511.61

ПАРАМЕТР ШЕРОХОВАТОСТИ МЕЛКОВОДНЫХ ВОДОЕМОВ¹

© 2023 г. И. А. Репина^{*a*, *b*, *c*, *, А. Ю. Артамонов^{*a*}, И. А. Капустин^{*d*}, А. А. Мольков^{*d*}, В. М. Степаненко^{*a*, *b*, *c*, *e*}}

^аИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, 119017 Россия ^bНаучно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, 119234 Россия ^cМосковский центр фундаментальной и прикладной математики, Москва, 119991 Россия ^dИнститут прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950 Россия ^eИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия ^eИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия ^{*}e-mail: repina@ifaran.ru Поступила в редакцию 06.02.2023 г. После доработки 06.02.2023 г. Принята к публикации 20.03.2023 г.

По результатам измерений характеристик атмосферной турбулентности получены параметризации для расчета динамического параметра шероховатости и параметров шероховатости для температуры и влажности для мелкого замкнутого водоема. При средних скоростях ветра расчеты по формуле Чарнока соответствуют результатам наблюдений, при этом параметр Чарнока в три раза выше, чем в условиях открытого океана, и переход от вязкого механизма к волновому происходит при больших скоростях ветра, а параметр динамической шероховатости при тех же скоростях ветра больше. Параметры шероховатости для температуры и влажности при скорости ветра от 0.5 до 3 м/с не равны друг другу. Эмпирические коэффициенты в уравнениях, представляющих отношение динамической шероховатости к параметру шероховатости для температуры (влажности) от числа Рейнольдса, близки к полученным ранее для других замкнутых водоемов, что свидетельствует о едином механизме формирования процессов переноса в вязком подслое. Полученные параметризации могут быть использованы в моделях Земной системы и озерных моделях для расчета турбулентных потоков над водными объектами суши.

Ключевые слова: замкнутые водоемы, ветровое волнение, параметр динамической шероховатости, параметр шероховатости для температуры и влажности, параметр Чарнока. **DOI:** 10.31857/S032105962360014X, **EDN:** KVMNHC

введение

Обменные процессы на границе вода—воздух ключевой фактор гидродинамических и экологических процессов в водных экосистемах, формирования погоды и климата, образования течений, поверхностных волн и турбулентного перемешивания, которое напрямую влияет на перенос примесей [51], характеристики стратификации [64], кислородный режим и газообмен [38]. Основные характеристики взаимодействия — вертикальные турбулентные потоки импульса, тепла и влаги (явного и скрытого тепла). Знание о величинах этих потоков необходимо для численного прогноза погоды, моделирования Земной системы, интерпретации данных дистанционного зондирования и других геофизических приложений.

Недостаточное знание о структуре приводного слоя атмосферы и его обмене импульсом, теплом и влагой со взволнованной водной поверхностью при разных фоновых условиях является в настоящее время основным препятствием для правильного функционирования оперативных, глобальных и региональных моделей прогноза погоды и экспертных моделей изменения климата.

Перенос импульса между атмосферой и водной поверхностью во многом определяется параметрами шероховатости для импульса, температуры и влажности. Кроме того, на поток импульса влияют скорость ветра, атмосферная стратификация, размер, крутизна и фазовая скорость вет-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 21-17-00249, обработка и анализ экспериментальных данных; 18-77-10066, экспериментальные работы на Горьковском водохранилище), Минобрнауки России в рамках реализации программы Московского центра фундаментальной и прикладной математики (соглашение 075-15-2022-284, разработка параметризаций), частично в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001, экспериментальные работы).

ровых волн и зыби. Вопрос о свойствах параметров шероховатости поверхности мелководных акваторий остается во многом открытым, несмотря на многочисленные исследования. Особенно это касается небольших акваторий, где параметры ветрового волнения перестают зависеть от разгона и определяются направлением ветра и характеристиками топографии.

При численном моделировании пограничного слоя для расчетов осредненных потоков используются так называемые аэродинамические балкформулы [24]:

$$\tau = \rho C_D U_z^2,\tag{1}$$

$$H = \rho c_p C_H U_z \left(T_s - T_z \right), \tag{2}$$

$$LH = L_s \rho C_E U_z (q_s - q_z), \qquad (3)$$

где C_D , C_H , C_E — безразмерные коэффициенты обмена (коэффициент сопротивления, число Стентона и число Дальтона соответственно); c_p и ρ теплоемкость и плотность воздуха, L_s — удельная теплота испарения, τ , H и LH — турбулентные потоки импульса, тепла и влаги соответственно; U_z , T_z и q_z — скорость ветра, температура и влажность на высоте z; T_s и q_s — температура и влажность у поверхности. Коэффициенты обмена, как правило, относятся к стандартной высоте измерений z = 10 м и к условиям нейтральной стратификации.

Этот метод позволяет использовать данные стандартных метеорологических измерений, но основная трудность заключается в определении коэффициентов обмена.

Из уравнений теории подобия Монина–Обухова (ТПМО) [4] можно получить выражения:

$$C_D = \frac{\kappa}{\left[\ln\frac{z}{z_{0u}} - \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_{0u}}{L}\right)\right]},\tag{4}$$

$$C_{H} = \alpha_{T} C_{D} \frac{\left[\ln z/z_{ou} - \Psi_{u} \left(z/L \right) + \Psi_{u} \left(z_{0u}/L \right) \right]}{\left[\ln z/z_{oT} - \Psi_{T} \left(z/L \right) + \Psi_{T} \left(z_{0T}/L \right) \right]}, \quad (5)$$

$$C_{E} = \alpha_{q} C_{D} \frac{\left[\ln z/z_{ou} - \Psi_{u} \left(z/L \right) + \Psi_{u} \left(z_{0u}/L \right) \right]}{\left[\ln z/z_{oq} - \Psi_{T} \left(z/L \right) + \Psi_{q} \left(z_{0q}/L \right) \right]}, \quad (6)$$

где $\alpha_T = K_T/K_m$ и $\alpha_q = K_q/K_m$ – отношения турбулентных коэффициентов теплопроводности и диффузии к вязкости, или обратные турбулентные числа Прандтля и Шмидта соответственно; z – высота измерений; z_{0u} – параметр динамической (или аэродинамической) шероховатости; z_{0T} и z_{0q} – параметры шероховатости для температуры и удельной влажности, т. е. высоты, на которых скорость ветра, температура и влажность достигают приземных значений, если экстраполировать профиль соответствующих метеорологических величин до поверхности. Интегральные

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

универсальные функции Ψ_a определяются так: $\Psi_a = \int_0^{\zeta} \frac{1 - \phi_a(\zeta)}{\zeta} d\zeta, \ \phi_a(\zeta) -$ универсальные функции, описывающие профили метеовеличин, $\zeta = \frac{z}{L}$ – безразмерный параметр устойчивости, $L = \frac{u_*^3}{\zeta}$ – масштаб Обухова.

$$L = \frac{u_*^3}{\kappa \left(\frac{g}{T_0}\right) \left(\frac{H}{c_p \rho}\right)} - \text{масштаб Обухова.}$$

Параметризации для определения универсальных функций разработаны на основе многочисленных специализированных экспериментов при различных условиях стратификации [16, 23, 32, 53] и достаточно надежно описывают профили метеовеличин в условиях стационарности и однородного рельефа. Параметры шероховатости z_{0u} , z_{0T} и z_{0a} — не напрямую измеряемые физические величины. Их введение в формулы подобия позволяет избежать детального описания профилей скорости ветра и температуры в непосредственной близости к подстилающей поверхности, т. е. в вязком подслое. В ТПМО параметры шероховатости определяют взаимодействие вязкого подслоя. в котором перенос импульса и скалярных величин осуществляется силами молекулярной теплопроводности, диффузии и вязкости, с шероховатой поверхностью [14, 30]. В вязком подслое перенос импульса через поверхность осуществляется в основном за счет разности давлений на противоположных гранях элементов шероховатости, а перенос тепла – за счет молекулярной теплопроводности. Этот контраст приводит к разнице масштабов шероховатости для скорости ветра $z_{0\mu}$ (динамическая шероховатость) и для скаляров (в частности температуры и влажности) [79]. Параметр динамической шероховатости различных поверхностей суши в развитом турбулентном течении определяется прежде всего размерами и формой элементов шероховатости [14, 30] (за исключением случая, когда высота элементов шероховатости сравнима с масштабом длины Обухова, например в условиях городской застройки [80]), т. е. может быть определен исходя из структуры поверхности. Параметры шероховатости для температуры и влажности более изменчивы и зависят от большего количества факторов, включая молекулярную вязкость и теплопроводность [6, 66].

В случае морской поверхности определение параметра динамической шероховатости усложняется тем, что состояние поверхности зависит от скорости ветра. Несмотря на многочисленные работы в этой области, до сих пор нет четкого понимания характера зависимости параметра динамической шероховатости и связанного с ним сопротивления водной поверхности от средней скорости ветра, характера и возраста волнения, динамического и температурного состояния морской поверхности. Шероховатость водной поверхности вызывается движением соприкасающегося с ней слоя воздуха и поддерживается в основном за счет передачи потока импульса и энергии к поверхности. Мелкомасштабные шероховатости морской поверхности представляют собой сложную совокупность гравитационных волн и капиллярной ряби, происхождение и структура которых зависят не только от ветра, но и от течений, внутренних волн в море и атмосфере, глубины водоема, рельефа дна, воздействия движущихся и стационарных объектов, антропогенных поверхностных загрязнений и других факторов [21, 25].

Среди водных объектов с точки зрения их воздействия на климатическую систему особый интерес вызывают внутренние водоемы — озера и водохранилища [19, 56]. Поверхность озер отличается от поверхности окружающего ландшафта небольшим альбедо, значительно меньшей шероховатостью, высокой теплопроводностью и большой теплоемкостью: следовательно, они влияют на процессы в пограничном слое атмосферы, на локальную циркуляцию атмосферы и тепловой и водный баланс регионального масштаба [31, 46], что необходимо учитывать при региональном и климатическом моделировании.

Но в большинстве моделей озер схемы параметризации процессов обмена по-прежнему основаны на океанских данных [33, 47, 68, 79]. Изза различий в процессах волнообразования в океане и озере, связанных с глубиной водоема и ограниченным разбегом волн, этот подход может привести к значимым ошибкам [62]. Так, установлено, что поверхность озера может быть аэродинамически более шероховатой, чем открытый океан, при одинаковой скорости ветра; использование океанских параметризации может привести к ошибке годовой оценки испарения над озером на 40% [44]. Поэтому необходимо обратить внимание на параметризацию коэффициентов обмена и показателей шероховатости для озерных моделей. Работы в этом направлении проводились и ранее [13, 34, 35, 52, 67], но вопрос о свойствах параметра шероховатости поверхности мелководных акваторий, в частности озер, остается во многом открытым.

Основным критерием для определения ветрового волнения на мелководье выбирается параметр $H \leq \lambda/2$ (H – глубина водоема, а λ – характерная длина волн) [2]. Для условий глубокой воды наибольшее сопротивление ветру оказывают высокочастотные составляющие спектра морского волнения, поскольку их фазовые скорости намного меньше фазовых скоростей составляющих в окрестности спектрального максимума волн ω_0 , следовательно – и скорости воздушного потока.

Длинные и пологие волны, соответствующие максимуму спектра морского волнения и имеющие фазовые скорости, близкие к скорости ветра, не оказывают заметного тангенциального сопротивления воздушному потоку, но могут вносить волновое сопротивление. Волны на мелководье имеют сравнительно небольшие фазовые скорости из-за ограничивающего влияния глубины водоема при относительно большой крутизне, которая связана с нелинейными взаимодействиями длинных и коротких волн. По этой причине вклад составляющих волнового спектра в общее сопротивление водной поверхности вблизи максимума спектра с частотой 🗛 оказывается соизмеримым с вкладом высокочастотных составляющих и даже преобладающим. Этот эффект усиливается с уменьшением глубины водоема, т. е. значения параметра динамической шероховатости растут с увеличением скорости ветра или с уменьшением глубины. Кроме того, на небольших озерах происходят несинхронные взаимодействия между изменениями характеристик поверхностного волнения и поля скорости ветра. Важное различие формирования волн в озере и океане - короткий разгон. В результате, волновое поле характеризуется молодыми и высокочастотными волнами, а измеренные значения возраста волн превышают литературные данные. Следовательно, оценки, полученные в открытом океане и даже в мелководных прибрежных зонах, неприменимы для параметрзации процессов обмена в условиях внутренних водоемов.

Также не учитывается тот факт, что условия слабых ветров более типичны для внутренних водоемов, чем для открытого океана [77], а в этом случае на параметры шероховатости влияют неоднородности поверхностного натяжения и мелкомасштабные капиллярные волны [48, 75].

С учетом того, что чувствительность определения турбулентных потоков на границе атмосфера водная поверхность к выбору схемы определения параметров шероховатости велика [74], необходима разработка надежных схем расчета этих параметров, в том числе для мелководных водоемов.

СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРА ШЕРОХОВАТОСТИ

Согласно ТПМО, параметры шероховатости z_{0u} , z_{0T} и z_{0q} определяются как высоты, на которых профили соответствующих метеопараметров равны нулю.

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0u}}\right) - \Psi_u\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_u\left(\frac{z_{0u}}{L}\right) \right]. \tag{7}$$

Для температуры (и аналогично для влажности)

$$T = T_s + \frac{T_*}{\kappa_T} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0T}}\right) - \Psi_T\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_T\left(\frac{z_{0T}}{L}\right) \right], \quad (8)$$

 $T_* = \frac{H}{u_*}, T_s$ – температура поверхности или аэро-

динамическая температура (температура воздуха на высоте шероховатости).

Из формул (4)–(6) и (7), (8) параметры шероховатости определяются так:

$$z_{0u} = z \exp\left\{-\left[\frac{\kappa}{\sqrt{C_D}} + \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) - \Psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right)\right]\right\},\qquad(9)$$

$$z_{0T} = z \exp\left\{-\left[\frac{\kappa\sqrt{C_D}}{C_H} + \Psi_h\left(\frac{z}{L}\right) - \Psi_h\left(\frac{z_0}{L}\right)\right]\right\}, \quad (10)$$

$$z_{0q} = z \exp\left\{-\left[\frac{\kappa\sqrt{C_D}}{C_E} + \Psi_h\left(\frac{z}{L}\right) - \Psi_h\left(\frac{z_0}{L}\right)\right]\right\}.$$
 (11)

В данной работе используются универсальные функции в следующем виде [16, 23, 27, 32, 36]:

неустойчивая стратификация ζ < -0.05:

$$\Psi_u = \frac{\Psi_{\text{kanzas}} + \zeta^2 \Psi_{\text{conv}}}{1 + \zeta^2},$$
(12)

$$\Psi_{\text{kanzas}} = 2\ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2\arctan x + \frac{\pi}{2},$$
(13)

$$\Psi_{\text{conv}} = \frac{3}{2} \ln \left(\frac{y^2 + y + 1}{3} \right) - \sqrt{3} \operatorname{arctg} \frac{2y + 1}{\sqrt{3}} + \frac{\pi}{\sqrt{3}}, \quad (14)$$
$$x = (1 - 19.3\zeta)^{1/4}, \quad y = (1 - 13\zeta)^{1/3},$$

$$\Psi_T(\zeta) = 2\ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right), \quad x = 0.95(1-11.6\zeta)^{1/2}; \quad (15)$$

нейтральная стратификация: $-0.05 < \zeta < 0.05$:

$$\Psi_u(\zeta) = 0, \quad C_{Dn} = C_D; \tag{16}$$

устойчивая стратификация ζ > 0.05:

$$\Psi_u(\zeta) = -6\zeta, \ \Psi_T(\zeta) = -7.8\zeta.$$
 (17)

Для определения коэффициентов обмена и масштаба Обухова (параметра устойчивости) в этом методе необходимы прямые пульсационные измерения характеристик атмосферной турбулентности. Несмотря на то, что при расчетах используются эмпирические универсальные функции, данный метод — единственный прямой способ определения параметра шероховатости.

При наличии профильных измерений для расчета параметра динамической шероховатости возможно использование формулы для определения логарифмического профиля ветра при ней-

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

тральной стратификации $u = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0u}} \right) \right]$. В этом

случае *z*_{0*u*} легко определить по измерениям на двух уровнях:

$$\ln z_{0u} = \frac{\ln z_2 - \frac{u_2}{u_1} \ln z_1}{1 - \frac{u_2}{u_1}},$$
(18)

 z_1 и z_2 — верхний и нижний уровни, на которых измеряются скорости ветра u_1 и u_2 .

Если учитывать тот факт, что при взаимодействии атмосферы с шероховатой поверхностью существует глубина смещения ("displacement") *D*, на которую смещается атмосферный поток по вертикали [80], формулы для логарифмического профиля ветра и (18) должны быть переписаны в виде:

$$\frac{U_z}{u_*} = \kappa^{-2} \ln\left(\frac{z - D}{z_{0u}}\right),\tag{19}$$

$$z_{0u} = (z - D) \exp\left(\frac{-\kappa U_z}{u_*}\right) =$$

$$= (z_2 - z_1) / \left[\exp\left(\frac{-\kappa u_2}{u_*}\right) - \left(\frac{-\kappa u_1}{u_*}\right) \right], \quad (20)$$

$$D = z_1 - \frac{z_2 - z_1}{\exp\left(\frac{-\kappa (u_2 - u_1)}{u_*}\right) - 1}.$$

Формула (20) требует дополнительной информации о динамической скорости. Но глубина вытеснения D водной поверхности незначительна, особенно при слабых и умеренных ветрах, и ее можно не учитывать.

Вычисление параметра шероховатости из формулы (18) в реальных условиях может приводить к ошибкам из-за несоответствия реального профиля скорости ветра логарифмическому закону при стратификации атмосферы, отличной от нейтральной. Использование профильного метода правомерно, если брать невысокие уровни измерений метеопараметров, применим он только для неподвижных оснований и требует измерений скорости ветра однотипными датчиками с высокой точностью. Значения z_{0u} , полученные таким образом из логарифмического профиля, построенного по данным u(z) на двух уровнях, различаются несущественно даже при сильно устойчивой и сильно неустойчивой стратификации, если измерения выполнены на уровнях над поверхностью до ~5 м [42]. Поправки на стратификацию за счет функций $\Psi_{\mu}(\zeta)$ и $\Psi_{\tau}(\zeta)$ также малы при

сильных ветрах, когда $L \to \pm \infty$ и $\Psi_u(\zeta)$, $\Psi_T(\zeta) \to 0$.

За последние несколько десятилетий разработаны разные схемы параметризации параметра шероховатости водных поверхностей [25, 45, 57, 68], в том числе учитывающие стратификацию атмосферы [79].

В моделях взаимодействия атмосферы и океана для параметризации условий шероховатости на границе вода—воздух, как правило, используется формула Чарнока [18]:

$$z_{0u} = a \frac{u_*^2}{g},$$
 (21)

где *а* — эмпирический коэффициент, называемый параметром Чарнока. Экспериментальные данные [12] показали, что в зависимости от условий значения коэффициента Чарнока могут различаться более чем на порядок и существенно зависят от характеристик поверхностного волнения и глубины водоема. Предпринимались различные попытки связать параметр шероховатости с параметрами морского волнения. На основании многочисленных лабораторных и натурных экспериментов, а также теоретических расчетов в качестве параметра, определяющего шероховатость морской поверхности, выбран возраст волн,

определяемый как $\left(\frac{c_{ph}}{u_*}\right)$ или $\left(\frac{c_{ph}}{u_z}\right)$, c_{ph} – фазовая

скорость волн. В качестве дополнительных параметров используются частота спектрального пика ветрового волнения [63], высота волн.

В ряде работ [22, 26, 39, 40, 49, 58] предложена обобщающая формула зависимости коэффициента шероховатости от параметра возраста волн в следующем виде:

$$\frac{gz_{0u}}{u_*^2} = f\left(\frac{c_{ph}}{u_*}\right).$$
(22)

Для предельного развития волн на мелководных водоемах, когда характеристики поверхностной шероховатости перестают зависеть от разгона, а также при трансформации волн, приходящих со стороны открытого моря (большие разгоны), используется уравнение [5]

$$\frac{\mathbf{g}z_{0u}}{u_*^2} = f\left(\frac{\mathbf{g}h}{u_*^2}\right),\tag{23}$$

где *h* — глубина водоема. Из соображений размерности зависимость (23) можно аппроксимировать формулой

$$z_{0m} = m \frac{u_*^4}{g^2 h}.$$
 (24)

Значение коэффициента *m* выбирается исходя из тех условий, что при развитом волнении и глу-

боком море параметр Чарнока
$$a = \frac{g z_{0u}}{u_*^2} \rightarrow 0.011,$$

он меняется от 25 до 50 в зависимости от глубины водоема и близости берега. Как показывают данные измерений, этот подход применим для прибрежных зон, но не всегда подходит для замкнутых внутренних водоемов.

Для океанической поверхности, как и предположил в своих теоретических исследованиях Чарнок, параметр *a* имеет порядок 10^{-2} ([17, 18], *a* = 0.0123). Это подтверждено и более поздними исследованиями (в [57] *a* = 0.011). Для случая мелководных водоемов, согласно [7], значения параметра Чарнока могут существенно отличаться от значений для океана. Например, более высокие значения *a* найдены в работах [29] (*a* = 0.0144), [76] (*a* = 0.018) и [55] (на порядок выше – *a* = 0.110). В ряде публикаций для озер и прибрежных зон обосновано значение *a* = 0.03 [12, 29, 59, 70].

При слабых ветрах водная поверхность может быть представлена как гладкая твердая стенка, которую вязкий подслой отделяет от пристеночного потока. Преобладание вязкого механизма формирования параметра шероховатости морской поверхности наблюдается при скоростях ветра <5 м/с. Поэтому в схемах параметризации аэродинамической шероховатости обычно рассматриваются две ситуации: течение, связанное с напряжением ветра [18, 57], и течение, связанное с вязкостью.

С учетом вязкости формулу Чарнока можно переписать в виде:

$$z_{ou} = c \frac{v}{u_*} + a \frac{u_*^2}{g},$$
 (25)

где V — кинематическая вязкость воздуха (M^2/c), величина которой составляет ~1.5 × 10⁻⁵ M^2/c для атмосферы на уровне моря. Параметр *c* связан с числом Рейнольдса Re и в океанических условиях принимается равным 0.11, а для озер может увеличиваться до 0.54 [72].

Для оценки параметров шероховатости для температуры и влажности применяется подход, впервые предложенный С.С. Зилитинкевичем [1], где параметризуется их зависимость от Re и параметра динамической шероховатости. В общем виде эта зависимость выражается в виде:

$$\ln \frac{z_{0u}}{z_{0T,a}} = a \operatorname{Re}^{n} + b, \quad \operatorname{Re} = \frac{z_{0u} u_{*}}{v}.$$
 (26)

Коэффициенты *a* и *b* зависят от типа поверхности и определяются по данным измерений, показатель степени *n* соответствует различным упрощениям в уравнениях переноса-диффузии

скалярной величины (температуры, влажности) в вязком подслое [43]. В различных параметризациях используются значения n = 1; 0.5; 0.25 [66]. Формула (26) может быть записана в виде [62]:

$$\ln \frac{z_{0u}}{z_{0T}} = \frac{\kappa}{\Pr} (a \operatorname{Re}^{n} + b), \quad \ln \frac{z_{0u}}{z_{0q}} = \frac{\kappa}{\operatorname{Sc}} (a \operatorname{Re}^{n} + b), \quad (27)$$

где к постоянная Кармана, Pr = 0.71 – молекулярное число Прандтля для воздуха, Sc = 0.66 молекулярное число Шмидта для водяного пара.

Обзоры параметризаций параметров шероховатости для различных поверхностей можно найти в работах [6, 14]. Для морской поверхности используется параметризация, предложенная в работе С.С. Зилитинкевича [79]. Для озер параметризации параметров шероховатости проверены в работах [20, 59, 62, 67, 71]. Но в озерных моделях, как и прежде, в основном используются параметризации, разработанные для открытого моря.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ

Для анализа параметризаций параметра шероховатости использованы данные измерений характеристик атмосферной турбулентности на оз. Большой Вилюй [61], Можайском и Горьковском водохранилищах. Средняя глубина оз. Большой Вилюй – 4 м, Можайского и Горьковского водохранилищ – 20 м. На озере и Можайском водохранилище измерительный комплекс располагался на достаточном удалении от берегов на заякоренном плавучем основании. На Горьковском водохранилище для измерений использовался катамаран "Геофизик" [3]. Направление ветра во время измерений обеспечивало достаточную длину разгона волн и позволило не учитывать влияние берегов. Определение параметров шероховатости проводилось по формулам (9)-(11), где использовались значения коэффициентов обмена, динамической скорости u_{*}, потоков тепла и влаги

и параметра устойчивости $\zeta = \frac{z}{L}$. В формулах (24)

и (25) значения u_* также брались измеренные. Измерения проводились в летний период 2015 г. на Большом Вилюе, в 2017 г. на Можайском водохранилище и в 2016—2018 гг. на Горьковском.

Измерительный комплекс состоял из акустического анемометра (марка "WindMaster 3D", производство "Gill Instruments") и инфракрасного газоанализатора CO₂/H₂O открытого типа (марка "LI 7500", производство "LI-COR, Inc."). На оз. Большой Вилюй газоанализатор не использовался – определялись только параметр динамической шероховатости и параметр шероховатости для температуры. Данные акустического

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

анемометра синхронизировались с данными газоанализатора и использовались для вычисления турбулентных потоков тепла, импульса и метана. Для вычисления потоков использовался метод турбулентных пульсаций ("Eddy-covariance") [15].

Согласно этому методу, потоки вычисляются по ковариациям между измеряемыми пульсациями метеопараметров и концентраций газов:

$$\tau = \rho_0 u_*^2 = -\rho_0 \left[\mathbf{i} \overline{u' \, w'} + \mathbf{j} \overline{v' \, w'} \right], \tag{28}$$

$$H = c_p \rho_0 w' T', \tag{29}$$

$$LH = L_s \rho C_E w' q'. \tag{30}$$

Обозначения соответствуют обозначениям в формулах (1)–(3); u', v', w' – пульсации трех компонент скорости ветра: продольной, поперечной и вертикальной соответственно; T' – пульсации температуры; q' – пульсации влажности. При вычислении потоков использовались спектральная коррекция [50], коррекция флуктуаций плотности [73], коррекция акустической температуры [65], коррекция наклона анемометра, а также статистические тесты [69]. Для контроля качества данных были применены методы, предложенные в [28]. Футпринт (область формирования потока на поверхности) оценивался на основе аналитической модели [41]. Был взят период осреднения 20 мин.

Но даже при всех коррекциях данные о турбулентных потоках обычно имеют большой случайный разброс. И, соответственно, получаемые по формулам (9)–(11) параметры шероховатости тоже имеют сильный разброс. Единственный способ преодолеть этот разброс — использовать дополнительные коррекции [9–11, 78]. При отборе данных использовались ограничения по скорости ветра $u_* > 0.05$ м/с, по значениям потоков $|H, LH| \ge 10$ Вт/м². Использовались только данные, соответствующие области формирования потоков над водной поверхностью. При дополнительной проверке данные отбраковывались, если они соответствовали следующим критериям [44]:

$$z_{0\mu}, z_{0T}, z_{0a} \ge 0.3 \text{ M},$$
 (31)

$$z_{0u} \le 10^{-8} \text{ M},$$
 (32)

$$z_{0T}, z_{0a} \le 10^{-7} \,\mathrm{M}.\tag{33}$$

Критерий (31) применялся соответственно предположению, что масштаб шероховатости не превышает одной десятой высоты наблюдения (максимум 3.0 м в данном исследовании). Критерии (32), (33) взяты с учетом переноса тепла и влаги в вязком подслое [60]. Предполагается, что при масштабах, меньших этого уровня, поверхностный обмен теплом и влагой не может происходить [8, 11].



Рис. 1. Зависимость параметра Чарнока (21), полученного из измерений на мелководных акваториях, от скорости ветра *U*.

В результате фильтраций для анализа было отобрано 645 значений параметра динамической шероховатости, 572 значения параметра шероховатости для температуры и 489 для влажности.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

На рис. 1 показан полученный из измерений (формулы (9), (21)) параметр Чарнока. Для скоростей ветра >5 м/с Параметр Чарнока равен 0.03, что согласуется с предыдущими данными [71]. Измерения подтверждают преобладание вязкого механизма формирования шероховатости при ветрах <4 м/с, когда расчет по формуле (21) некорректен и необходим учет эффектов вязкости. Большой разброс экспериментальных данных о параметре шероховатости при слабых ветрах может быть связан со стратификацией, нестационарностью поля ветра, влиянием направления и малыми скоростями ветра [54].

На рис. 2 показано сравнение параметров динамической шероховатости, полученных по формулам (9), (25) (c = 0.11, a = 0.03), (24) (m = 25). При средних скоростях ветра расчеты по формуле Чарнока совпадают с результатами наблюдений. Завышенные результаты расчетов по формуле (24), вероятно, связаны с тем, что данная параметризация проводилась для прибрежных районов при трансформации волн, приходящих со стороны открытого моря. Значения параметра шероховатости при отсутствии ветра $z_0 = 0.001$ м соответствуют данным модельных расчетов для режима свободной конвекции в работе [37]. В целом, параметр динамической шероховатости меняется от 0.00007 до 0.0009 м.

Параметры шероховатости для импульса, тепла и влаги при средних ветрах в среднем составляли 0.0006, 0.000073 и 0.000069 м соответственно. На рис. За показана зависимость параметров шероховатости для температуры и импульса от скорости ветра. Следует заметить, что при малых ветра параметры шероховатости для температуры и влажности не равны (рис. 3б). Соотношение масштабов шероховатости для температуры и для влаги намного больше единицы для слабого ветра и уменьшается до значений, близких к единице, для ветра выше порогового значения ~3.0 м/с. Более эффективный перенос явного тепла, чем скрытого, при слабых ветрах $z_{0H} > z_{oT}$ вызван тем, что в формировании потока плавучести большую роль играет термический поток.

Полученные из измерений авторами данного исследования параметризации выглядят следующим образом:

$$z_{0u} = \max\left(0.03 \frac{u_*^2}{g}, \frac{0.135v}{u_*}\right),\tag{34}$$

$$z_{ot} = z_0 \left\{ -0.56(4\sqrt{\text{Re}} - 3.4) \right\},\tag{35}$$

$$z_{oh} = z_0 \left\{ -0.6(4\sqrt{\text{Re}} - 3.6) \right\}.$$
 (36)

2023

Коэффициенты в формулах (34)—(36) близки к полученным ранее коэффициентам [62], что свидетельствует о проявлении единого механизма процессов переноса в вязком подслое замкнутых водоемов.



Рис. 2. Параметр динамической шероховатости, определенный по формулам (9), (24) и (25) в зависимости от скорости ветра *U*.



Рис. 3. Зависимость от скорости ветра параметров шероховатости для температуры и влажности, определенных по формулам (10) и (11) – (а); отношение параметра шероховатости для температуры к параметру шероховатости для влажности в зависимости от скорости ветра U – (б).

выводы

В настоящем исследовании параметров шероховатости мелководных водоемов использованы данные пульсационных наблюдений на различных акваториях. Результаты показали возможность использования формулы Чарнока для расчета параметра динамической шероховатости для мелководных замкнутых водоемов. При средних скоростях ветра результаты расчетов по формуле Чарнока совпадают с результатами наблюдений, при этом параметр Чарнока в три раза выше, чем для условий открытого океана. При слабых ветрах шероховатость создается поверхностным натяжением или мелкомасштабными капиллярными волнами и соотношение Чарнока в виде (21) неприменимо, так как влияние гравитационных волн уменьшается. Причем переход от вязкого механизма к волновому происходит при бо́льших скоростях ветра, чем в океане. При средних вет-

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

рах в озере динамическая шероховатость больше, чем в открытом океане. Связано это, видимо, с тем, что в озере волны не достигают больших возрастов и сохраняют параметры молодых волн и при усилении ветра.

Параметры шероховатости для температуры и влажности при скорости ветра <3 м/с не равны. Более эффективный перенос явного тепла, чем скрытого, при слабых ветрах обусловлен тем, что в формировании потока плавучести большую роль играет термический поток. Числовые коэффициенты в зависимостях отношения динамической шероховатости к параметру шероховатости для температуры (влажности) от числа Рейнольдса близки к полученным ранее значениям для других замкнутых водоемов, что свидетельствует о едином механизме формирования процессов переноса в вязком подслое. Полученные параметризации могут быть использованы в климатических и озерных моделях для расчета турбулентных потоков над водными объектами суши.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы / Под ред. А.С. Монина. Л.: Гидрометиздат, 1970. 292 с.
- Кривицкий С.В., Стекалов С.С. О параметре шероховатости поверхности мелководных водоемов // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 1. С. 103–106.
- Мольков А.А., Капустин И.А., Ермаков С.А., Сергиевская И.А., Шомина О.В., Лазарева Т.Н., Лещев Г.В. Гидрофизическая лаборатория ИПФ РАН "Геофизик" как эффективный инструмент лимнологического мониторинга // Научные проблемы оздоровления российских рек и пути их решения. 2019. С. 214–218.
- 4. *Монин А.С., Обухов А.М.* Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Тр. Геофиз. инст. АН СССР. 1954. № 24 (151). С. 163–187.
- Репина И.А. Исследование динамических характеристик и температурного режима вод поверхности в Каспийском море // Метеорология и Гидрология. 2000. № 10. С. 15–27.
- Степаненко В.М., Репина И.А., Федосов В.Э., Зилитинкевич С.С., Лыкосов В.Н. Обзор методов параметризации теплообмена в моховом покрове для моделей Земной системы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 2. С. 127–138.
- Anctil F., Donelan M. Air-water momentum flux observations over shoaling waves // J. Phys. Oceanogr. 1996. V. 26. P. 1344–1354.
- Andreas E.L., Emanuel K.A. Effects of sea spray on tropical cyclone intensity // J. Atmos. Sci. 2001. V. 58 (24). V. 3741–3751.
- Andreas E.L., Horst T.W., Grachev A.A., Persson P.O.G., Fairall C.W., Guest P.S., Jordan R.E. Parametrizing turbulent exchange over summer sea ice and the marginal ice zone // Quarterly J. Royal Meteorol. Soc. 2010. V. 136 (649). P. 927–943.
- Andreas E.L., Jordan R.E., Makshtas A.P. Parameterizing turbulent exchange over sea ice: the ice station Weddell results // Bound. Layer Meteorol. 2005. V. 114 (2). P. 439–460.
- Andreas E.L., Persson P.O.G., Grachev A.A., Jordan R.E., Horst T.W., Guest P.S., Fairall C.W. Parameterizing turbulent exchange over sea ice in winter // J. Hydrometeorol. 2010. V. 11 (1). P. 87–104.
- Artamonov A.Yu., Buchnev I.A., Repina I.A., Skirta A.Yu., Smirniov A.S., Tolpygin L.I. Turbulent Fluxes of Heat and Momentum and Statistical Characteristics of Turbulence in the Near-Surface Air in Near-Shore and Deep-Water Zones of the Black Sea // Oceanology. 2005. V. 45. Suppl. 1. P. S27–S38.
- Ataktürk S.S., Katsaros K.B. Wind stress and surface waves observed on Lake Washington // J. Phys. Oceanogr. 1999. V. 29 (4). P. 633–650.

- 14. *Brutsaert W.* Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications. Dordrecht: Springer Sci. Business Media, 2013. 237 p.
- 15. *Burba G.* Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulatory Applications: a Field Book on Measuring Ecosystem Gas Exchange and Areal Emission Rates. Lincoln: LI-COR Biosci., 2013. 331 p.
- Businger J.A., Wyngaard J.C., Bradley E.F. Flux profile relationships in the atmospheric surface layer // J. Atmos. Sci. 1971. V. 28. P. 181–189.
- Charnock H. A note on empirical wind-wave formulae // Quarterly J. Royal Meteorol. Soc. 1958. V. 84. P. 443– 447.
- 18. *Charnock H*. Wind stress on water surface // Quarterly J. Royal Meteorol. Soc. 1955. V. 81. P. 639–640.
- Diallo I., Giorgi F., Stordal F. Influence of Lake Malawi on regional climate from a double-nested regional climate model experiment // Climate Dynamics. 2018. V. 50 (9–10). P. 3397–3411.
- Dias N.L., Vissotto D. The effect of temperature-humidity similarity on Bowen ratios, dimensionless standard deviations, and mass transfer coefficients over a lake // Hydrol. Process. 2017. V. 31. P. 256–269.
- Donelan M.A., Haus B.K., Reul N., Plant W.J., Stiassnie M., Graber H.C., Brown O.B., Saltzman E.S. On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. L18306.
- 22. Drennan W.M., Graber H.C., Hauser D., Quentin C. On the wave age dependence of wind stress over pure wind seas // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. P. 8062.
- 23. *Dyer A.J.* A review of flux-profile relationships // Boundary-Layer Meteorol. 1974. V. 7. P. 363–372.
- Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., Edson J.B. Bulk parameterization of air–sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm // J. Climate. 2003. V. 16. № 4. P. 571–591.
- Fairall C.W., Bradley E.F., Rogers D.P., Edson J.B., Young G.S. Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment // J. Geophys. Res.: Oceans. 1996. V. 101 (C2). P. 3747–3764.
- Fisher A.W., Sanford L.P., Suttles S.E. Wind Stress Dynamics in Chesapeake Bay: Spatiotemporal Variability and Wave Dependence in a Fetch-Limited Environment // J. Phys. Oceanogr. 2015. V. 45. P. 2679–2696.
- Foken T. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory // Bound. Layer Meteorol. 2006. V. 119. P. 431– 447.
- Foken T., Göockede M., Mauder M. Post-field data quality control. Handbook of micrometeorology // Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis / Eds X. Lee, W.J. Massman, B. Law. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 2004. P. 181–208.
- 29. *Garratt J.* Review of drag coefficients over oceans and continents // Mon. Wea. Rev. 1977. V. 105. P 915–929.
- 30. *Garratt J.R.* The Atmospheric Boundary Layer. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press, 1997. 316 p.
- 31. Gerken T., Biermann T., Babel W., Herzog M., Ma Y., Foken T., Graf H.-F. A modelling investigation into

lake-breeze development and convection triggering in the Nam Co Lake basin, Tibetan Plateau // Theor. Appl. Climatol. 2014. V. 117 (1–2). P. 149–167.

- 32. Grachev A.A., Bariteau L., Fairall C.W., Hare J.E., Helmig D., Hueber J., Lang E.K. Turbulent fluxes and transfer of trace gases from shipbased measurements during TexAQS 2006 // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. P. D13110.
- Grachev A.A., Fairall C.W., Larsen S.E. On the determination of the neutral drag coefficient in the convective boundary layer // Boundary-Layer Meteorol. 1998. V. 86. P. 257–278.
- 34. Heikinheimo M., Kangas M., Tourula T., Venäläinen A., Tattari S. Momentum and heat fluxes over lakes Tämnaren and Råksjö determined by the bulk-aerodynamic and eddy-correlation methods // Agr. Forest Meteorol. 1999. V. 98. P. 521–534.
- Hicks B.B. Some evaluations of drag and bulk transfer coefficients over water bodies of different sizes // Bound. Layer Meteorol. 1972. V. 3 (2). P. 201–213.
- Högström U. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: a re-evaluation // Bound. Layer Meteorol. 1988. V. 42. P. 55–78.
- Huang C.H. Modification of the Charnock Wind Stress Formula to Include the Effects of Free Convection and Swell // Advanced Methods for Practical Applications in Fluid Mechanics / Ed. J. Steven. London: InTech, 2012. P. 47–69.
- Istvánovics V., Honti M. Coupled simulation of high frequency dynamics of dissolved oxygen and chlorophyll widens the scope of lake metabolism studies // Limnol. Oceanogr. 2018. V. 63. P. 72–90.
- Johnson H.K., Højstrup J., Vested H.J., Larsen S.E. On the dependence of sea surface roughness on wind waves // J. Phys. Oceanogr. 1998. V. 28. P. 1702–1716.
- Kitaigorodskii S.S., Volkov Yu.A., Grachev A.A. A note on the analogy between momentum transfer across a rough solid surface and the air-sea interface // Boundary-Layer Meteorol. 1995. V. 74. P. 1–17.
- 41. *Kormann R., Meixner F.X.* An Analytical Footprint Model For Non-Neutral Stratification // Boundary-Layer Meteorol. 2001. V. 99 (2). P. 207–224.
- Langleben M.P. A study of the roughness parameters of sea ice from wind profiles // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. № 30. P. 5935–5944.
- 43. Li D., Rigden A., Salvucci G., Liu H. Reconciling the Reynolds number dependence of scalar roughness length and laminar resistance // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. № 7. P. 3193–3200.
- 44. Li Z., Lyu S., Zhao L., Wen L., Ao Y., Wang S. Turbulent transfer coefficient and roughness length in a high-altitude lake, Tibetan Plateau // Theoretical Applied Climatol. 2016. V. 124. № 3. P. 723–735.
- Liu W.T., Katsaros K.B., Businger J.A. Bulk parameterization of air-sea exchange of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface // J. Atmos. Sci. 1979. V. 36. P. 1722–1735.
- Long Z., Perrie W., Gyakum J., Caya D., Laprise R. Northern lake impacts on local seasonal climate // J. Hydrometeorol. 2007. V. 8 (4). P. 881–896.

- Mahrt L., Vickers D., Frederickson P., Davidson K., Smedman A.S. Sea-surface aerodynamic roughness // J. Geophys. Res. 2003. V. 108 (C6). P. 3171.
- Mahrt L., Vickers D., Sun J., Jensen N.O., Jørgensen H., Pardyjak E., Fernando H. Determination of the surface drag coefficient // Bound. Layer Meteorol. 2000. V. 99 (2). P. 249–276.
- 49. *Moat B.I., Yelland M.J., Pascal R.W.* Quantifying the airflow distortion over merchant ships. Part 1: Validation of a CFD model // J. Atmos. Oceanic Technol. 2006. V. 23. P. 341–350.
- Moncrieff J.B., Clement R., Finnigan J., Meyers T. Averaging detrending and filtering of eddy covariance time series // Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurements / Eds X. Lee, W.J. Massman, B.E. Law. Dordrecht: Kluwer Acad., 2004. P. 7–31.
- Olabarrieta M., Warner J.C., Armstrong B., Zambon J.B., He R. Ocean-atmosphere dynamics during Hurricane Ida and Nor'Ida: An application of the coupled ocean– atmosphere–wave sediment transport (COAWST) modeling system // Ocean Model. 2012. V. 43–44. P. 112–137.
- 52. Panin G.N., Nasonov A.E., Foken T., Lohse H. On the parametersisaton of evaporation and sensible heat exchange for shallow lakes // Theor. Appl. Climatol. 2006. P. 85 (3–4). P. 123–129.
- Paulson C.A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer // J. Appl. Meteorol. 1970. V. 9. P. 857–861.
- 54. Repina I., Artamonov A., Chukharev A., Esau I., Goryachkin Y., Kuzmin A., Pospelov M., Sadovsky I., Smirnov M. Air-sea interaction under low and moderate winds in the black sea coastal // Estonian J. Engineering. 2012. V. 18. № 2. P. 89–101.
- Shabani B., Nielsen P., Baldock T. Direct measurements of wind stress over the surf zone // J. Geophys. Res. 2014. V. 119. P. 2949–2973.
- 56. Sharma A., Hamlet A.F., Fernando H.J.S., Catlett C.E., Horton D.E., Kotamarthi V.R. et al. The need for an integrated land-lake-atmosphere modeling system, exemplified by North America's Great Lakes region // Earth's Future. 2018. V. 6. P. 1366–1379.
- 57. Smith S. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature // J. Geophys. Res-Oceans. 1988. V. 93 (C12). P. 15467–15472.
- Smith S.D., Anderson R.J., Oost W.A., Kraan C., Maat N., De Cosmo J., Katsaros K.B., Davidson K.L., Bumke K., Hasse L., Chadwick H.M. Wind Stress and Drag Coefficients // Bound.-Lay. Meteorol. 1992. V. 60. P. 109– 142.
- 59. Solheid B., Dias N., Armani F., Junior D.V. Evaluation of alternatives for parameterization of momentum and water vapor roughness lengths in lakes // Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería. 2020. V. 36. № 2. P. 1–11.
- 60. *Soloviev A., Lukas R.* The near-surface layer of the ocean: structure, dynamics and applications // Springer Sci. Business Media. 2013. V. 48. 551 p.
- 61. Stepanenko V.M., Repina I.A., Artamonov A.Y., Gorin S.L., Lykossov V.N., Kulyamin D.V. Mid-depth temperature

maximum in an estuarine lake // Environ. Res. Lett. 2018. V. 13. № 3. P. 035006.

- 62. Subin Z.M., Riley W.J., Mironov D. An improved lake model for climate simulations: model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1 // J. Adv. Model Earth Syst. 2012. V. 4. P. M02001.
- Toba Y., Koga M. A parameter describing overall conditions of wave breaking, whitecapping, sea-spray production and wind stress // Oceanic whitecaps / Ed. Y. Toba. Amsterdam: Springer Netherlands, 1986. P. 37–47.
- 64. Torma P., Krámer T. Modeling the Effect of Waves on the Diurnal Temperature Stratification of a Shallow Lake // Period. Polytech. Civ. Eng. 2017. V. 61. P. 165– 175.
- 65. *Van Dijk A., Moene A.F., de Bruin H.A.R.* The Principles of Surface Flux Physics: Theory, Practice and Description of the ECPack Library. Wageningen: Wageningen Univ., 2004. 99 p.
- Varentsov A.I., Zilitinkevich S.S., Stepanenko V.M., Tyuryakov S.A., Alekseychik P.K. Thermal Roughness of the Fen Surface // Boundary-Layer Meteorol. 2022. P. 1–15.
- Verburg P., Antenucci J.P. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika // J. Geophys. Res. 2010. V. 115 (D11). P. D11109.
- Vickers D., Mahrt L. Sea-surface roughness lengths in the midlatitude coastal zone // Quarterly J. Royal Meteorol. Soc. 2010. V. 136 (649). P. 1089–1093.
- Vickers D., Mahrt L. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data // J. Atmos. Ocean. Technol. 1997. V. 14. P. 512–526
- 70. *Wang B., Ma Y.* On the simulation of sensible heat flux over the Tibetan Plateau using different thermal roughness length parameterization schemes // Theoretical and Applied Climatol. 2019. V. 137. № 3. P. 1883–1893.

- Wang B., Ma Y., Chen X., Ma W., Su Z., Menenti M. Observation and simulation of lake-air heat and water transfer processes in a high-altitude shallow lake on the Tibetan Plateau // J. Geophys. Res.: Atmosph. 2015. V. 120 (24). P. 12327–12344.
- Wang B., Ma Y., Wang Y., Su Z., Ma W. Significant differences exist in lake-atmosphere interactions and the evaporation rates of high-elevation small and large lakes // J. Hydrol. 2019. V. 573. P. 220–234.
- Webb E.K., Pearman G.I., Leuning R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer // Quarterly J. Royal Soc. 1980. V. 106. P. 85–100.
- Webster P.J., Lukas R. TOGA COARE: The Coupled Ocean—Atmosphere Response Experiment // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1992. V. 73 (9). V. 1377–1416.
- Wu J. The sea surface is aerodynamically rough even under light winds // Bound.-Layer Meteorol. 1994. V. 69 (1–2). P. 149–158.
- Wu J. Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions—a revisit // J. Phys. Oceanogr. 1980. V. 10. P. 727–740.
- Wüest A., Lorke A. Small scale hydrodynamics in lakes // Annu. Rev. Fluid. Mech. 2003. V. 35. P. 373–412.
- Yang K., Koike T., Ishikawa H., Kim J., Li X., Liu H., Wang J. Turbulent flux transfer over bare-soil surfaces: characteristics and parameterization // J. Appl. Met. Clim. 2008. V. 47 (1). P. 276–290.
- Zilitinkevich S., Grachev A., Fairall C. Scaling reasoning and field data on the sea-surface roughness lengths for scalars // J. Atmos. Sci. 2001. V. 58. P. 320–325.
- Zilitinkevich S.S., Mammarella I., Baklanov A.A., Joffre S.M. The effect of stratification on the roughness length and displacement height // Boundary-Layer Meteorol. 2008. V. 129. P. 179–190.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ С АТМОСФЕРОЙ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

УДК 504.4.062.2

О ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ПРОЗРАЧНОСТИ ВОДЫ В ПРИРОДНЫХ ВОДОЕМАХ¹

© 2023 г. С. Д. Голосов^{а,} *, И. С. Зверев^а, А. Ю. Тержевик^b

^аИнститут озероведения РАН — обособленное структурное подразделение Санкт-Петербургского Федерального Исследовательского центра РАН, Санкт-Петербург, 196105 Россия ^bИнститут водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, 185910 Россия *e-mail: sergey_golosov@mail.ru Поступила в редакцию 11.03.2023 г. После доработки 10.04.2023 г. Принята к публикации 10.04.2023 г.

Представлена новая параметризация, описывающая пространственно-временну́ю изменчивость прозрачности воды, измеряемую диском Секки, в зависимости от интегральной биомассы фитопланктона и температуры верхнего слоя воды. Параметризация верифицирована по данным натурных наблюдений в разнотипных по своим физико-географическим и химико-биологическим характеристикам озерах — от глубоководных олиготрофных северных районов Ладожского озера до мелководного гиперэвтрофного Псковского озера. Результаты верификации свидетельствуют о том, что новая параметризация может использоваться при решении широкого круга как гидротермодинамических, так и гидробиологических задач. В частности, при моделировании термического режима водоемов параметризация может использоваться для оценки коэффициента экстинкции солнечного излучения. При разработке моделей функционирования водных экосистем новая параметризация может применяться для оценки толщины трофогенного слоя, а также при оценке первичной продукции фитопланктона.

Ключевые слова: прозрачность воды, диск Секки, математическое моделирование, гидротермодинамика, биомасса, первичная продукция.

DOI: 10.31857/S0321059623600163, EDN: RZJKLT

введение

Прозрачность воды — один из фундаментальных гидроэкологических параметров, определяющих особенности функционирования экосистем природных водоемов [11]. Началом регулярных измерений прозрачности следует считать 1860-е гг., когда итальянский астроном Анджело Секки предложил считать количественной оценкой прозрачности воды глубину исчезновения из вида круглого белого диска при погружении его в воду. С тех пор этим простым и доступным способом в океанах и озерах выполнено, по разным оценкам, несколько миллионов измерений [25].

Оцененная таким образом прозрачность воды косвенный показатель световых условий в водной массе, которые во многом определяют протекание химико-биологических и гидротермодинамических (ГТД) процессов. В частности, от распределения в водной массе солнечной энергии напрямую зависит видовой состав фитопланктонного сообщества, его фотосинтетическая активность и распределение по глубине. Также прозрачность воды напрямую связана с толщиной эвфотической зоны, в пределах которой в результате фотосинтеза в основном продуцируется органическое вещество и которую принято ограничивать глубиной проникновения 1% поступающей на поверхность воды солнечной радиации [3, 8, 27, 31, 36]. При этом толщина эвфотической зоны оценивается приблизительно как две величины прозрачности, измеренной диском Секки [1, 2, 7, 10].

Кроме того, поглощение солнечной радиации различными компонентами косного вещества — неотъемлемой части любой водной природной системы — приводит к неравномерному распреде-

¹ Работа выполнена в рамках государственных заданий Института озероведения РАН – СПб ФИЦ РАН и Института водных проблем Севера КарНЦ РАН. В работе использованы данные натурных наблюдений, полученные в рамках выполнения государственных заданий Института озероведения РАН – СПб ФИЦ РАН (оз. Ладожское), при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00702-а (оз. Чудское и оз. Псковское)), в рамках научной программы AQUASHIFT (ФРГ) (проект КІ 853/3, оз. Мюггельзее).

лению тепловой энергии, что в свою очередь влияет на протекание ГТД процессов в водоемах.

В начале XX в. было обнаружено, что коэффициент ослабления (экстинкции) солнечной радиации при ее распространении в водном столбе в вертикальном направлении обратно пропорционален прозрачности воды, измеренной диском Секки. Тогда же появилась и одна из первых параметризаций, связывающая коэффициент экстинкции с прозрачностью воды в следующем виде (например, [30]):

$$\gamma = 1.7/SD,\tag{1}$$

где γ — коэффициент экстинкции, м⁻¹; *SD* — прозрачность воды, измеренная диском Секки, м; 1.7 — безразмерный эмпирический коэффициент, значение которого впоследствии много раз уточнялось в зависимости от оптических свойств водного объекта. В работе [25] авторы утверждают, что значения коэффициента могут варьировать от 0.9 до 1.7.

Влияние прозрачности на ГТД водоемов оказалось настолько велико [26, 32], что с 1980-х гг. вертикальный профиль коэффициента экстинкции начали использовать при разработке моделей общей циркуляции океана [28, 29]. Особенно широко эта процедура применялась в региональных системах моделирования (ROMS) [24].

Дальнейшие исследования закономерностей формирования прозрачности природных вод были сфокусированы на определении степени влияния на нее первичных и вторичных гидрооптических характеристик (ПГХ и ВГХ) (от англ. "inherent optical properties" (IOP) и "apparent optical properties" (AOP)). Различия между ними заключаются в том, что величины первых при разной длине световых волн зависят от свойств самой воды и находящихся в ней веществ, тогда как вторые зависят от условий освещения, например от альбедо поверхности воды, высоты солнца над горизонтом и т. д. [13, 14, 16–18, 22, 23, 35].

В результате многочисленных исследований был определен круг факторов, существенно влияющих на формирование светового климата в поверхностных водах природных водоемов. Среди них наиболее значимые — непосредственно сама вода с ее химическим составом, фитопланктон, органические и неорганические взвеси, а также желтое вещество, которое образуется в водоемах в результате распада органики с последующим образованием гуминовых соединений, имеющих желтый цвет [5, 6, 34].

Непосредственно вода поглощает в основном солнечное излучение в "красной" части спектра; взвеси и желтое вещество, поглощая более коротковолновое излучение, способствуют прогреву водной массы. Что касается фитопланктона, то он имеет два основных максимума поглощения — в "красной" и "синей" частях спектра.

Как видно, в последние два десятилетия основные усилия разных исследователей были направлены в основном на определение закономерностей поглощения светового излучения в различных частях спектра в зависимости от первичных и вторичных гидрооптических характеристик. Однако предпринимались и попытки напрямую связать ослабление солнечной радиации с глубиной с прозрачностью воды, измеренной диском Секки (например, [25, 33]).

Первая из моделей [33] при определении глубины диска Секки учитывает концентрацию водорослей, концентрацию взвешенных неорганических частиц, распределение частиц по размерам и концентрацию растворенного органического вещества. Несмотря на удовлетворительные результаты, данная модель не нашла широкого применения из-за большого количества входящих в нее внешних эмпирических параметров.

Авторы работы [25] отказались от доминирующего в последние годы подхода, основанного на учете многочисленных ПГХ, влияющих на пропускную способность природных водных масс. Они фактически вернулись к параметризации вида (1), описывающей коэффициент экстинкции в зависимости от глубины диска Секки. При этом, по их данным, эмпирический коэффициент в формуле (1) имеет значение 0.9 и подходит для природных вод с глубиной диска Секки в диапазоне от 1 до 75 м, что практически полностью покрывает известные до настоящего времени значения прозрачности природных вод. Самым существенным недостатком остается то, что в данной параметризации глубина диска Секки – внешний параметр, который необходимо задавать заранее для каждого конкретного случая при оценке пропускной способности той или иной водной массы. Однако авторы [25] утверждают, что данный недостаток может быть компенсирован большим количеством измерений прозрачности диском Секки, выполненных в разнотипных водных массах за последние более чем полтора столетия.

В настоящей работе предпринята попытка разработки новой параметризации, позволяющей оценивать прозрачность природной водной массы по диску Секки в зависимости от перераспределения поступающего видимого солнечного излучения между удельной тепловой энергией водной массы и продуцируемой в процессе фотосинтеза биомассой фитопланктона.

ФОРМУЛИРОВКА ПАРАМЕТРИЗАЦИИ

В основу новой параметризации положено допущение о том, что основная часть видимого солнечного излучения после проникновения в водо-

ем поглощается посредством двух различных механизмов. Часть его поглощается молекулами воды и косным веществом, находящимся в ней, и тем самым идет на изменение удельной тепловой энергии водной массы, другая же расходуется на образование химических связей при фотосинтезе водорослей. Оба процесса происходят в верхнем слое водной массы, толщина которого, как отмечалась выше, может быть определена величиной прозрачности воды, которая обычно измеряется как глубина исчезновения стандартного белого диска – диска Секки. Оба процесса влияют на глубину распространения солнечной радиации в водоеме. В свою очередь глубина исчезновения диска обратно пропорциональна коэффициенту поглощения света - одного из основных физических параметров для моделирования теплового режима водоемов. Таким образом, наличие функциональной связи между глубиной исчезновения диска Секки, с одной стороны, и преобразованием энергии солнечного света в удельную тепловую энергию воды и энергию химических связей с другой, позволяет получить метод оценки коэффициента экстинкции в виде (1).

Удельная тепловая энергия верхнего слоя водной массы может быть представлена в виде

$$E_T = \rho C_P T, \qquad (2)$$

где E_T – удельная тепловая энергия, Дж м⁻³; ρ – плотность воды, кг м⁻³; C_P – теплоемкость воды при постоянном давлении, Дж кг⁻¹ К⁻¹; T – температура воды, К. В настоящей работе для теплоемкости и плотности воды приняты значения 4180 Дж кг⁻¹ К⁻¹ и 1000 кг м⁻³ соответственно.

Выражение для энергии, расходуемой на продуцирование биомассы фитопланктона, запишем в виде

$$E_B = K_B B_{PH}, \tag{3}$$

здесь E_B — энергия, поглощаемая при фотосинтезе, Дж м⁻³; $K_B = 5 \times 10^7$ Дж кг⁻¹ — энергетическая константа, определяющая количество энергии, необходимое для продуцирования 1 кг углерода в соответствии с циклом Кальвина—Бенсона [9]; B_{PH} — биомасса фитопланктона, кг м⁻³.

Функциональную зависимость между энергией фотосинтеза, тепловой энергией и прозрачностью воды запишем в виде

$$\frac{SD}{SD_{\max}} = \alpha \left(\frac{E_B}{E_T}\right)^{\beta},\tag{4}$$

здесь $SD_{max} = 80 \text{ м} - \text{максимально возможная в природе прозрачность дистиллированной воды [19], м; <math>\alpha$ и β – безразмерные коэффициент пропорциональности и показатель степени, которые надлежит определить по данным натурных наблюдений.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

Прежде чем приступить к обработке данных натурных наблюдений, полезную информацию о порядке величины коэффициента пропорциональности α можно получить из анализа выражения (4) и ранее полученных данных о масштабах изменчивости прозрачности воды и характере ее зависимости от биомассы фитопланктона. Так, например, многочисленные данные наблюдений свидетельствуют о том, что прозрачность воды, измеренная диском Секки, и биомасса фитопланктона находятся в обратной зависимости [1, 17, 18]. Кроме того, минимальные значения *SD*, измеренные в природных водах, не превышают нескольких сантиметров [15].

Теперь после линеаризации выражение (4) можно переписать в следующем виде:

$$\beta = \frac{\ln\left(\frac{SD}{SD_{\max}}\right) - \ln\left(\alpha\right)}{\ln\left(\frac{E_B}{E_T}\right)}.$$
(5)

Обратная зависимость между величинами прозрачности и биомассы означает, что показатель степени β должен иметь отрицательные значения во всем диапазоне изменчивости прозрачности воды $0 < SD \leq SD_{max}$. Температура воды в природных условиях меняется от 273 до 310 K, биомасса даже в гиперэвтрофных водоемах ≤ 0.25 кг м⁻³ [15]. Из этого следует, что знаменатель в (5) всегда < 0. Для того чтобы показатель степени был < 0, необходимо выполнение условия:

$$\ln\left(\frac{SD}{SD_{\max}}\right) - \ln\left(\alpha\right) > 0. \tag{6}$$

Если принять, что минимальное значение прозрачности воды составляет 0.1 м, то из (6) следует, что $\alpha < 0.00125$. Теперь показатель степени β в (5) может быть определен по данным натурных наблюдений.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ДАННЫЕ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Данные полевых наблюдений, использованные для разработки параметризации в настоящей работе, были собраны в четырех озерах, относящихся к разным типам. Озера различаются как по физико-географическим, так и по химическим и биологическим характеристикам. Так, Ладожское озеро — самое большое в Европе, расположено частично в Ленинградской области и частично в Республике Карелии. Озеро простирается на 220 км с Ю на С и на 125 км с 3 на В. Значительны и колебания глубин — от нескольких метров в южной части озера до ~250 м в северной. Неудивительно, что при таких больших размерах


Рис. 1. Места расположения станций наблюдения в Ладожском, Чудском и Псковском озерах (отмечены черными точками), а также в оз. Мюггельзее, на котором расположена автоматическая измерительная станция (в правом нижнем углу).

озера разброс величин его гидрофизических и гидробиологических параметров также значителен. Это относится и к трофическому статусу озера. Так, трофическое состояние его южных частей близко к эвтрофному, северных глубоководных частей – к олиготрофному, тогда как трофическое состояние озера в целом оценивается как мезотрофное [4]. Полевые данные, необходимые для данного исследования, были собраны в ходе регулярных мониторинговых наблюдений в период с 1992 по 2012 г. Все данные были получены в периоды открытой воды, так как зимой озеро не изучалось из-за сложных ледовых условий. Схема расположения станций отбора проб в озере показана на рис. 1. Из рис. 1 следует, что 16 станций отбора проб покрывают практически всю площадь поверхности озера, включая южные эвтрофные районы с низкими значениями прозрачности воды и северные, где ее значения значительно выше. Общее количество одновременных измерений температуры воды, биомассы фитопланктона и прозрачности воды по диску Секки составило почти 200 для каждого параметра.

Следующим водным объектом, данные по которому использовались при разработке параметризации, была так называемая Чудско-Псковская озерная система (рис. 1), которая состоит из двух больших, но мелких озер, а именно Чудского (средняя глубина 7 м) и Псковского (средняя глубина ~3.5 м). Канал, соединяющий эти два озера, называется Теплым озером. Несмотря на относительно небольшие глубины, система озер имеет значительные пространственные размеры: ~140 км в длину и до 40 км в ширину. Последнее, как и в Ладожском озере, определяет значительную пространственную неоднородность гидрофизических и химико-биологических характеристик. Например, общая биомасса фитопланктона в Чудском озере в два раза меньше, чем в Псковском, которое в свою очерель значительно теплее и имеет меньшую прозрачность воды, чем Чудское. Трофические условия обоих озер также различны. Чудское озеро имеет эвтрофный статус, а Псковское озеро относится к гиперэвтрофному типу озер. Чудско-Псковская озерная система – трансграничный водный объект. Граница между Эстонией и Российской Федерацией проходит по средней линии Чудского озера с Ю на С. Данные, используемые в настоящей работе, собраны в российских частях обоих озер - на гидрологической станции Залита в Псковском озере и в зал. Раскопель в Чудском озере. Схема расположения станций отбора проб показана на рис. 1. Следует отметить, что расположение обеих станций не очень удачное, так как они находятся в непосредственной близости от береговой линии. Это может привести к значительному влиянию побережья на получаемые данные, и весьма вероятно, что последние не смогут полностью отразить ситуацию в озерах в целом. Данные представляют собой временные ряды среднемесячных значений температуры воды, биомассы фитопланктона и прозрачности воды за период с мая по октябрь с 1970 по 2008 г. Общее количество одновременно измеренных значений температуры воды, биомассы фитопланктона и прозрачности воды по

О ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ПРОЗРАЧНОСТИ ВОДЫ

Озеро	L_{\min}	L _{max}	<i>T</i> , °C	B_{PH} , кг м $^{-3}$	Количество данных
Ладожское	1.2	5.3	2.8-22	$6 \times 10^{-5} - 5 \times 10^{-3}$	194
Псковское	0.4	1.9	2.7-25	$1.5 \times 10^{-3} - 0.09$	234
Чудское	1	3	2.6-24	$1.5 \times 10^{-3} - 0.061$	234
Мюггельзее	0.5	5.2	0-28	$5 \times 10^{-4} - 0.054$	813

Таблица 1. Диапазоны изменчивости параметров, входящих в параметризацию

диску Секки составило более 200 для каждого параметра в каждом озере.

Четвертый источник полевых данных, использованных в данном исследовании, – небольшое городское оз. Мюггельзее, расположенное в черте г. Берлина (ФРГ) (рис. 1). Его пространственные размеры не так велики по сравнению с ранее упомянутыми озерами — всего 4.5 × 2.5 км, максимальная глубина 8 м (среднее значение составляет ~5 м). Трофическое состояние озера оценивается как эвтрофное. Несмотря на небольшие размеры, это озеро имеет одно неоспоримое преимущество, заключающееся в долгосрочных комплексных круглогодичных еженедельных наблюдениях на постоянной станции. Полевые исследования проводятся сотрудниками Лейбниц-института пресноводной экологии и внутреннего рыболовства (IGB, Берлин). Используемые здесь данные охватывают период с 1979 по 1995 г. Общее количество одновременных измерений температуры воды, биомассы фитопланктона и прозрачности воды по диску Секки составило > 800 для каждого параметра.

В табл. 1 представлены диапазоны изменчивости прозрачности воды L, температуры верхнего слоя воды T и интегральной биомассы фитопланктона B_{PH} — параметров, входящих в параметризацию, а также количество данных наблюдений для всех озер.

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЕРИФИКАЦИИ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Параметризация (4) верифицирована по описанным выше данным натурных наблюдений. Для всех четырех озер в соответствии с условием (6) принято значение коэффициента пропорциональности $\alpha = 0.001$. Показатель степени β для всех озер рассчитан в соответствии с (5) с использованием данных наблюдений на каждом озере. Примечательным оказалось то, что для всех озер, за исключением Чудского, показатели степени оказались достаточно близкими (табл. 2).

Графически результаты приведены на рис. 2а–2г. Результаты для всех озер, за исключением Ладожского озера, представлены в виде SD = f(t) (t – дата наблюдения) (рис. 2а). Дело в том, что измерения на Ладожском озере выполнялись крайне нерегулярно в течение всего периода наблюдений и расположить их в хронологическом порядке не представляется возможным. Поэтому данные на рис. 2а представлены в виде SD = f(N), N – количество измерений.

Качество воспроизведения данных наблюдений параметризацией (4) приблизительно одинаково для всех озер. Завышенным оказалось значение β для Чудского озера. Причиной этого может быть следующее обстоятельство. Гидрологический пост (г.п.) Раскопель расположен непосредственно в прибрежной зоне одноименного залива (рис. 1), и, скорее всего из-за влияния мелководья (например, частой ресуспензии частиц донных отложений), измеренные на нем значения прозрачности воды могут не отражать ситуации в озере в целом. Если не принимать во внимание показатель степени для Чудского озера, то среднее значение параметра β для остальных озер составляет -1/3. Данное обстоятельство открывает новые возможности для использования параметризации (4).

Дело в том, что параметризация в виде (4) имеет одну важную особенность - она не содержит никакой информации о солености/минерализации водоема, т. е. в идеале она может применяться как для слабоминерализованных (озера), так и для соленых (моря, океаны) водных объектов. В настоящей работе предпринята попытка расчета прозрачности воды в Саргассовом море с использованием параметризации (4). В качестве исходной информации для расчета использованы полученные в период с января 1985 г. по сентябрь 1986 г. и опубликованные в [20] данные о биомассе фитопланктона, температуре воды и глубине, на которой количество солнечной радиации составляет 1% приходящей на поверхность. Выше указано, что данная глубина достаточно точно со-

Таблица 2. Результаты верификации параметризации (4)

Озеро	Значение α	Значение β
Ладожское	0.001	-0.33
Псковское	0.001	-0.32
Чудское	0.001	-0.4
Мюггельзее	0.001	-0.35



Рис. 2. Результаты верификации параметризации (4) по данным натурных наблюдений на озерах Ладожском (а), Псковском (б), Чудском (в) и Мюггельзее (г).



Рис. 3. Сезонная динамика прозрачности воды в Саргассовом море (а), соотношение рассчитанных по параметризации (4) и измеренных значений прозрачности воды в Ладожском озере (в левом нижнем углу) и Саргассовом море (выделено овалом) (б).

ответствует двум величинам прозрачности воды, измеренной диском Секки. Исходя из этого выполнены расчеты прозрачности воды по параметризации (4). На рис. За, Зб представлены результаты расчетов. Там же для наглядности приведены полученные в настоящей работе результаты аналогичных расчетов для Ладожского озера (рис. 2a).

Результаты, представленные на рис. 3, следует признать обнадеживающими, хотя и предварительными. Безусловно, параметризация (4) нуждается в дальнейшей верификации с использованием морских и океанских данных.

Еще одно перспективное направление применения параметризации — использование ее при оценке первичной продукции фитопланктона в моделях водных экосистем. Так, например, в работе [21] для расчета первичной продукции фитопланктона в озерах при моделировании водных экосистем на основе анализа размерностей предложена параметризация в виде

$$\mu = C \frac{\left(IB_{PH}^2\right)^{\frac{1}{3}}}{SD},\tag{7}$$

 μ — первичная продукция фитопланктона, кг м⁻³ сут⁻¹; *I* — интенсивность солнечной радиации, Вт м⁻²; *C* = 0.34 — константа пропорциональности. Данная параметризация верифицирована по результатам наблюдений на разнотипных озерах, расположенных в различных географических зонах — от умеренных широт до Антарктики.

Как следует из (7), один из определяющих величину μ параметров – прозрачность воды, которую предполагалось задавать из данных наблюдений, т. е. величина *SD* – внешний параметр. Теперь же результаты настоящей работы позволяют исключить этот недостаток при использовании параметризации (7). Подставляя (4) в (7) и принимая по результатам настоящей работы $\beta = -1/3$, получаем

$$\mu = \frac{C}{\alpha S D_{\text{max}}} \left(\frac{K_B I}{E_T} \right)^{\frac{1}{3}} B_{PH}.$$
 (8)

Таким образом, прозрачность воды исключается из числа внешних параметров и величина первичной продукции фитопланктона зависит теперь только от внутренней переменной модели водной экосистемы — температуры воды и биомассы фитопланктона. При этом интенсивность солнечной радиации *I* остается внешним параметром для всех как экосистемных, так и ГТД моделей. В качестве примера на рис. 4 представлены результаты воспроизведения сезонной динамики первичной продукции в оз. Мюггельзее с использованием (8) для разных лет в период с 1979 по 1991 г.

Результаты, полученные с использованием параметризации (8), свидетельствуют о том, что качественно и количественно они не уступают таковым, получаемым в моделировании водных экосистем традиционными методами с использованием уравнений Михаэлиса–Ментен. А в части уменьшения количества эмпирических параметров применение параметризации (8) более предпочтительно. Тем не менее необходимо отметить, что представление первичной продукции в виде (8) нуждается в дальнейшей верификации как по озерным, так и по морским данным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлена новая параметризация, описывающая пространственно-временну́ю изменчивость прозрачности воды, измеряемой диском Секки, в зависимости от интегральной биомассы фитопланктона и температуры верхнего слоя воды. Параметризация верифицирована по данным натурных наблюдений в разнотипных по своим физико-географическим и химико-биологическим характеристикам озерах — от глубоководных олиготрофных северных районов Ладожского озера



Рис. 4. Сезонная динамика первичной продукции фитопланктона (ПП) в оз. Мюггельзее в период с 1979 по 1991 г.

до мелководного гиперэвтрофного Псковского озера. Результаты верификации свидетельствуют о том, что новое представление прозрачности воды может использоваться при решении широкого круга как гидротермодинамических, так и гидробиологических задач. В частности, при моделировании термического режима водоемов параметризация может использоваться для оценки коэффициента экстинкции солнечного излучения. При разработке моделей функционирования водных экосистем новая параметризация может применяться для оценки толщины трофогенного слоя, а также при оценке первичной продукции фитопланктона. При этом необходимо отметить, что представленная параметризация при моделировании ГТД процессов в водоемах несколько усложняет проблему, поскольку подразумевает введение в число переменных модели биомассы фитопланктона, которая не относится к числу ГТД переменных, что ведет к "утяжелению" модели. С этой точки зрения более предпочтительным выглядит подход, изложенный в [25]. Если же речь идет о моделировании водных экосистем, то в данном случае параметризация не только не вносит дополнительных сложностей. но наоборот, позволяет упростить оценку образования органического вещества в процессе фотосинтеза фитопланктона.

Авторы выражают благодарность М.М. Мельник (Санкт-Петербургский филиал ВНИРО (ГосНИОРХ им. Л.С. Берга)), Е.В. Протопоповой и С.Г. Каретникову (ИНОЗ РАН СПб ФИЦ РАН), а также Г.Б. Кириллину и К. Энгельгардту (IGB, Берлин, ФРГ) за предоставленные для выполнения работы данные натурных наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Бульон В.В.* Первичная продукция планктона внутренних водоемов. Л.: Наука, 1983. 149 с.
- 2. Винберг Г.Г. Первичная продукция водоемов. Минск, 1960. 329 с.
- 3. *Ерлов Н.Г.* Оптика моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 248 с.
- 4. Ладога / Под ред. В.А. Румянцева, С.А. Кондратьева. СПб.: Нестор-История, 2013. 468 с.
- 5. *Минеева Н.М.* Первичная продукция планктона в водохранилищах Волги. Ярославль: Принтхаус, 2009. 279 с.
- 6. *Минеева Н.М.* Растительные пигменты в воде Волжских водохранилищ. М.: Наука, 2004, 156 с.
- 7. *Минеева Н.М.* Содержание фотосинтетических пигментов в водохранилищах Верхней Волги (1994–2003 гг.) // Биология внутренних вод. 2006. № 1. С. 31–40.
- 8. Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
- 9. Секи Х. Органические вещества в водных экосистемах. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 199 с.
- 10. *Трифонова И.С.* Экология и сукцессия озерного фитопланктона. Л.: Наука, 1990. 178 с.
- 11. *Хатчинсон Д.* Лимнология. М.: Прогресс, 1969. 591 с.

- 12. Хендерсон-Селлерс Б. Инженерная лимнология. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 335 с.
- Buiteveld H. A model for calculation of diffuse light attenuation (PAR) and Secchi depth // Neth. J. of Aquat. Ecol. 1995. № 29. P. 55–65.
- Bukata R.P., Jerome J.H., Kondratyev K.Y., Pozdnyakov D.V. Optical Properties and Remote Sensing of Inland and Coastal Waters. CRC Press. 1995. 362 p.
- 15. *Carlson R.E.* A trophic state index for lakes // Limnol. Oceanogr. 1977. № 22. P. 361.
- Davies-Colley R.J., VantW.N., Smith D.G. Colour and Clarity of Natural Waters: Science and Management of Optical Water Quality. Caldwell, New Jersey: Blackburn Press, 2003. 310 p.
- Effler S.W., Gelda R.K., Bloomfield J.A., Johnson D.L. 2001. Modeling the effects of tripton on water clarity: Lake Champlain // J. Water Resour. Plan. Manage. – ASCE 127. 2001. P. 224–234
- Effler S.W., Perkins M. Limnological and Engineering Analysis of a Polluted Urban Lake / Ed. S.W. Effler. New York: Springer Ser. Environ. Manage. Springer-Verlag, 1996. 832 p.
- Gieskes W.W.C., Veth C., Woehrmann A., Graefe M. Secchie disk visibility world record shattered // Eos. 1986. № 68. P. 123.
- Goericke R., Welschmeyer N.A. Response of Sargasso Sea phytoplankton biomass, growth rates and primary production to seasonally varying physical forcing // J. Plankton Res. 1998. V. 20. № 12. P. 2223–249. https://doi.org/10.1093/plankt/20.12.2223
- Golosov S., Zverev I., TerzhevikA. et al. On the parameterization of phytoplankton primary production in water ecosystem models // J. Phys. Conf. Ser. 2131 032079. 2021.

https://doi.org/10.1088/1742-6596/2131/3/032079

- 22. *Hakanson L*. Models to Predict Secchi Depth in Small Glacial Lakes // Aquat. Sci. 1995. № 57. P. 31–53.
- Hakanson L., Boulion V.V. A model to predict how individual factors influence Secchi depth variations among and within lakes // Int. Rev. Hydrobiol. 2003. № 88. P. 212–232.
- Hedström K.S. Technical manual for a coupled seaice/ocean circulation model. New Brunswick, NJ: Rutgers Univ. Rep., 2000. 110 p.
- 25. Lee Z., Shang S., Du K., Lin G., Liu T., Zoffoli L. Estimating the transmittance of visible solar radiation in the

upper ocean using Secchi disk observations // J. Geophys. Res.: Oceans. 2019. № 124. P. 1434–1444. https://doi.org/10.1029/2018JC014543

- LewisM.R., CarrM., Feldman G., Esaias W., McMclain C. Influence of penetrating solar radiation on the heat budget of the equatorial Pacific Ocean // Nature. 1990. № 347 (6293). P. 543–545. https://doi.org/10.1038/347543a0
- 27. *Margalef R*. Typology of reservoirs // Verh. Int. Ver. Limnol. 1975. V. 19. № 3. P. 1847–1848.
- 28. *Mellor G.L.* Users guide for a threedimensional, primitive equation, numerical ocean model. Princeton, NJ: Princeton Univ. Rep., 2002. 42 p.
- 29. *Oberhuber J.M.* Simulation of the Atlantic circulation with a coupled sea ice-mixed layer-isopycnal general circulation model. Part I: Model description // J. Phys. Oceanogr. 1992. № 23. P. 808–829.
- 30. *Poole H.H., Atkins W.R.G.* Photo-electric measurement of submarine illumination throughout the year // J. Mar. Biol. Assoc. 1929. № 16. P. 297–324.
- Talling J.F. Comparative laboratory and field studies of photosynthesis by a marine planktonic diatom // Limnol. Oceanogr. 1960. V. 5. № 1. P. 62–77.
- Sathyendranath S., Gouveia A.D., Shetye S.R., Ravindran P., Platt T. Biological control of surface temperature in the Arabian Sea // Nature. 1991. № 349 (6304). P. 54–56.
 - https://doi.org/10.1038/349054a0
- 33. Swift T.J., Perez-Losada J., Schladow S.G., Reuter J.E., Jassby A.D., Goldman C.R. Water clarity modeling in Lake Tahoe: Linking suspended matter characteristics to Secchi depth // Aquat. Sci. 2006. № 68. P. 1–15 https://doi.org/10.1007/s00027-005-0798-x
- 34. Van Duin E.H.S., Blom G., Los F.J., Maffione R., Zimmerman R., Cerco C.F., Dortch M., Best E.P.H. Modeling underwater light climate in relation to sedimentation, resuspension, water quality and autotrophic growth // Hydrobiologia. 2001. № 444. P. 25–42.
- 35. Weidemann A.D., Bannister T.T. Absorption and scattering coefficients in Irondequoit Bay // Limnol. Oceanogr. 1986. № 31. P. 567–583.
- Westlake D.F., Adams M.S., Bindloss M.E. et al. Primary production // The Functioning of Freshwater Ecosystems. IBP 22. Cambridge: Univ. Press, 1980. P. 141– 246.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ С АТМОСФЕРОЙ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

УДК 556.555.4/.5;556.556

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ В МЕЛКОВОДНОМ ОЗЕРЕ ДЛЯ ПЕРИОДОВ ПОДЛЕДНОЙ КОНВЕКЦИИ¹

© 2023 г. А. А. Смирновский^{*a*, *b*}, С. И. Смирнов^{*a*, *}, С. Р. Богданов^{*a*}, Н. И. Пальшин^{*a*}, Р. Э. Здоровеннов^{*a*}, Г. Э. Здоровеннова^{*a*}

^а Институт водных проблем Севера Кар НЦ РАН, Петрозаводск, 185000 Республика Карелия, Россия ^bСанкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого, Санкт-Петербург, 195251 Россия *e-mail: sergeysmirnov92@mail.ru Поступила в редакцию 24.01.2023 г. После доработки 20.03.2023 г. Принята к публикации 20.03.2023 г.

Представлены результаты численного расчета методом Implicit Large Eddy Simulation подледной радиационно-генерированной конвекции, развивающейся в покрытых льдом водоемах умеренной зоны в конце периода ледостава. Важность изучения радиационно-генерированной конвекции обусловлена ролью, которую играет этот феномен в температурном режиме озер и функционировании озерных экосистем в конце периода ледостава. Моделирование проведено с использованием конечно-объемного программного кода SINF/Flag-S, разработанного в СПбПУ. В расчетах использовался алгоритм SIMPLEC со вторым порядком точности по времени. Дискретизация конвективных слагаемых выполнена с использованием схемы QUICK. В результате расчетов изучено изменение температуры и пульсационных компонент скорости с периодически изменяющейся интенсивностью внешней накачки энергии в течение суточного цикла. Проведены оценки диссипации кинетической энергии, базовой потенциальной энергии, потока плавучести, а также рассчитано изменение этих величин в течение суточного цикла радиационного воздействия. Оценена эффективность перемешивания столба воды при развитии радиационно-генерированной конвекции в расчетной области, имитирующей малое озеро, покрытое льдом.

Ключевые слова: Implicit LES, радиационно-генерированная конвекция, температура воды, турбулентные пульсации скорости, базовая потенциальная энергия, поток плавучести, диссипация энергии, эффективность перемешивания.

DOI: 10.31857/S0321059623600047, EDN: QVUMIO

введение

Подледная конвекция в бореальных озерах в весенний период, возникающая в результате проникающей в толщу воды солнечной радиации, важный и до сих пор недостаточно изученный феномен гидрофизики озер [7, 9, 14]. Экспериментальные наблюдения показывают, что по мере развития подледной радиационно-генерированной конвекции (РГК) в толще воды возникают крупномасштабные циркуляционные турбулентные движения, в частности конвективные ячейки, вихри, внутренние волны [4, 5, 18, 25]. Эти гидродинамические процессы и явления определяющим образом трансформируют температурный режим озера в конце зимы. РГК также оказывает значительное влияние на экосистему озера, поскольку конвективные движения определяют перенос растворенных и взвешенных веществ и частиц, клеток водорослей по водному столбу, что может стимулировать развитие подледного планктона [18, 21, 24]. Кроме того, возникающие конвективные движения интенсифицируют перенос тепла внутри водной толщи и на границах с донными отложениями и льдом, тем самым ускоряя таяние льда [15, 16]. Все это определяет важность и актуальность изучения особенностей тур-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 21-17-00262 "Перемешивание в бореальных озерах: механизмы и их эффективность"). Расчетные данные получены с использованием вычислительных ресурсов суперкомпьютерного центра СПбПУ.

булентного переноса и перемешивания при развитии РГК в озерах.

Развитие конвективного перемешивания вследствие проникновения солнечной радиации в водную толщу покрытых льдом озер подробно описано в ряде работ [6, 9, 20]. Показано, что в зависимости от толщины снежно-ледяного покрова и его структуры, размеров озер, температурного градиента водной толщи, погодных условий и ряда других факторов РГК может продолжаться несколько недель вплоть до вовлечения в перемешивание всей водной толщи. Температура воды в озерах умеренной зоны в конце ледостава вследствие радиационного прогрева может достигать 4°C [14].

РГК развивается в диапазоне температуры от 0°С до ~4°С – температуры при максимальной плотности пресной воды. При развитой конвекможно выделить различающиеся пии по изменению температуры по глубине градиентный подледный слой, конвективный перемешанный слой (КПС), слой вовлечения, нижележащий слой устойчивой стратификации [9, 20]. Характерная черта развития РГК – постепенное увеличение температуры КПС и глубины его нижней границы. Когда температура КПС достигает температуры при максимальной плотности пресной воды, РГК останавливается; дальнейшее радиационное нагревание водного столба способствует его стабилизации и установлению устойчивой стратификации [17].

Определяющие развитие РГК факторы — поток солнечного радиационного тепла, проникающий под лед, прозрачность воды, а также температурный градиент внутри водной толщи до начала конвекции, который формируется в течение зимнего сезона и, в свою очередь, определяется рядом факторов, таких как глубина озера, площадь его поверхности, прозрачность воды, теплообмен с донными отложениями, проточность, ветровая нагрузка в предледоставный период и др.

Полевые исследования РГК в озерах умеренной зоны, покрытых льдом, сопряжены с рядом трудностей. Основная сложность заключается в том, что РГК развивается в конце зимы, когда снег и лед интенсивно тают, и ледяной покров начинает разрушаться, при этом нахождение на льду оборудования и исследователей становится небезопасным. Кроме того, для анализа эволюции величин потоков солнечной радиации в толше льда и воды, температура воды, скорости течений – определяющих скорость развития РГК – требуется максимально высокое пространственно-временное разрешение при измерениях, т. е. необходимы большое количество высокочувствительных измерительных датчиков и организация длительных измерений.

Преодолеть указанные трудности позволяет использование методов математического моделирования, которое открывает широкие возможности в исследовании геофизических сред [28]. Методы математического моделирования используются и при изучении подледной конвекции в [19, 27], где на основе метода моделирования крупных вихрей (Large Eddy Simuation (LES)) проведены численные исследования формирования и эволюции КПС.

При изучении геофизических систем в последние десятилетия широко используются так называемые модели второго поколения. Эти модели достаточно хорошо описывают турбулентные напряжения, но есть большие проблемы с расчетом корреляций "давление — скорости деформаций" и диссипативных слагаемых, что и отмечено в статье [1]. В этой связи LES- и DNS-моделирование отдельных геофизических процессов остается весьма актуальным.

Один из важных и по-прежнему актуальных вопросов, возникающих как при исследовании подледной конвекции в озерах, так и в случае изучения гидродинамических и теплофизических процессов, происходящих в более крупных геофизических объектах (больших озерах, морях, океанах), – оценка так называемой эффективности перемешивания, под которой обычно понимается та часть внешней энергетической накачки, которая идет на необратимое перемешивание слоев жидкости, а не переходит в тепло за счет вязкой диссипации. В случае РГК внешняя накачка представляет собой радиационный нагрев водного столба.

В недавно опубликованной работе [27] авторов настоящей статьи представлены результаты численного моделирования LES РГК, даны оценки таких параметров развития РГК, как скорость заглубления нижней границы КПС и скорость повышения температуры воды этого слоя. Верификация модельных расчетов проведена по данным многолетних натурных измерений температуры воды в период развития РГК в небольшом оз. Вендюрском (в южной части Карелии). В работе [27] также показано, что в КПС формируются крупномасштабные вихревые структуры – конвективные ячейки, существование которых подтверждается другими авторами как в численных, так и в полевых исследованиях [4, 20]. Кроме того, в [27] рассмотрена эволюция температурного профиля и параметров конвекции при меняющейся интенсивности периодического солнечного теплового потока.

Настоящая работа — продолжение исследований, опубликованных в [27]. Здесь представлены результаты численного моделирования РГК, включая исследование пульсационных характеристик, а также проведен анализ полученной в



Рис. 1. Геометрия расчетной области и термические граничные условия.

расчетах эффективности перемешивания на основе оценки базовой потенциальной энергии, потока плавучести и скорости диссипации турбулентности.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ЧИСЛЕННЫЙ МЕТОД

Численное моделирование подледной конвекции проводилось в прямоугольной области с размерами $L \times L \times H(L - размер области в горизон$ тальных направлениях х и у, Н – высота расчетной области, которая задавалась равной H = 6.4 м) (рис. 1). Для исследования чувствительности результатов к размеру расчетной области в горизонтальном направлении были рассмотрены два варианта: L = 9.6 м и L = 19.2 м. На верхней границе задавалась фиксированная температура 0°С, а на нижней – постоянный тепловой поток так, чтобы градиент температуры на дне был равен 0.4°С/м (рис. 1). На боковых поверхностях задавались периодические граничные условия, верхняя и нижняя поверхности – стенки с условиями непроницаемости и прилипания. Начальные поля соответствовали состоянию равновесия: скорость равнялась нулю, для температуры задан линейный профиль по глубине согласно граничным условиям.

Турбулентный тепломассообмен описывается уравнениями Навье—Стокса для несжимаемой жидкости с учетом плавучести в поле силы тяжести в приближении Буссинеска:

$$\nabla \cdot V = 0, \tag{1}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \left(\vec{V} \cdot \nabla\right) \vec{V} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \beta (T_0 - T) \vec{g} + \nu \nabla^2 \vec{V}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \left(\vec{V} \cdot \nabla\right)T = a\nabla^2 T + \frac{\partial I}{\partial z},\tag{3}$$

здесь \vec{V} – скорость, м/с; t – время, с; p – редуцированное давление, Па; T – температура, К; ρ – плотность, кг/м³; *a* – коэффициент температуропроводности, м²/с; ν – кинематический коэффициент вязкости, м²/с; β – коэффициент температурного расширения, 1/К; \vec{g} – вектор ускорения свободного падения, м/с²; T_0 – температура жидкости в случае гидростатического равновесия; $\partial I/\partial z$ – объемный источник тепловыделения за счет поглощения солнечной радиации толщей воды, K/с.

Для коэффициента температурного расширения β использовалась следующая линейная зависимость от температуры, полученная путем аппроксимации зависимости плотности чистой воды от температуры в диапазоне 0—4°С:

$$\beta = b_1 \left(T - T_{\rm md} \right), \tag{4}$$

 $b_1 = 1.65 \times 10^{-5} \text{ K}^{-2}$, $T_{\text{md}} = 3.84^{\circ}\text{C}$. Остальные теплофизические свойства задавались постоянными и равными соответствующим значениям для чистой воды при температуре 2°C.

В работе использовался двухпараметрический закон затухания солнечной радиации:

$$I(z,t) = I_s(t)[a_1\exp(-\gamma_1 z) + a_2\exp(-\gamma_2 z)], \quad (5)$$

I(z, t) — кинематический поток солнечного излучения, т. е. поток радиационного тепла, деленный на плотность и удельную теплоемкость (единица измерения Км/с). В настоящих расчетах использовались следующие значения параметров: $a_1 = 0.5, a_2 = 0.5, \gamma_1 = 2.7 \text{ 1/м}, \gamma_2 = 0.7 \text{ 1/м}, что соответствует значениям, используемым в работе [20].$

Радиационный тепловой поток на границе лед-вода $I_s(t)$ – периодическая функция, оцениваемая путем аппроксимации экспериментальных данных, полученных при исследованиях подледной конвекции в оз. Вендюрском (Карелия) весной 2020 г.:

$$I_s(t) = I_0 \max(\sin(2\pi t/T^*), 0),$$
 (6)

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023



Рис. 2. Эволюция температуры воды на разных глубинах (*t* = 0 соответствует началу расчета, который "стартует" с момента восхода солнца, т. е. с 6 ч).

 $T^* = 24$ ч — суточный период, выбрано значение $I_0 = 1.9 \times 10^{-5}$ Км/с (рис. 2 в [27]).

Для проведения расчетов использовался конечно-объемный программный код SINF/Flag-S, разработанный в СПбПУ. В работе использовался алгоритм SIMPLEC со вторым порядком точности по времени. Дискретизация конвективных слагаемых выполнена с использованием схемы QUICK (интерполяция на грань третьего порядка точности). Диффузионные слагаемые аппроксимировались по центрально-разностной схеме второго порядка точности. В расчетах использовался метод Implicit LES (ILES). В отличие от классического метода LES, где влияние турбулентного пульсационного движения на масштабах, меньших или сопоставимых с размерами ячейки сетки, описывается некоторой полуэмпирической моделью подсеточной вязкости (например, моделью Смагоринского), в методе ILES подсеточная турбулентная вязкость в явном виде не присутствует, ее роль играет так называемая схемная вязкость, обусловленная диссипативными свойствами противопоточной численной схемы аппроксимации конвективных слагаемых в уравнении движения (в данном случае схемы QUICK, обладающей относительно малой численной диссипацией).

Используемые расчетные сетки состояли из гексагональных элементов. Количество элементов варьировало от 0.5 до 27 млн. Для исследования влияния размеров расчетной области на получаемое решение проведены расчеты для двух областей — Г1 (9.6 м × 9.6 м × 6.4 м) и Г2 (19.2 м × × 19.2 м × 6.4 м) на сетках с 4.5 и 18 млн ячеек со-

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

ответственно. На основании анализа полей скорости и температуры, а также флуктуаций компонент скорости в КПС область Г1 использована для проведения основного расчета на сетке, состоявшей из 27 млн ячеек ($300 \times 300 \times 300$ ячеек).

Для оценки качества численного моделирования при помощи подхода ILES вычислены значения диссипации турбулентности на разных расчетных сетках по следующей формуле:

$$\varepsilon = v \left\langle \frac{\partial V'_j}{\partial x_k} \frac{\partial V'_j}{\partial x_k} \right\rangle, \tag{7}$$

где $\langle ... \rangle$ обозначает осреднение по времени, V'_j – пульсация *j*-й компоненты скорости, x_k – пространственные координаты. При этом подразумевается следующее соответствие: $x_k = x, y, z$ при k = 1, 2, 3. Вычисленная по формуле (7) є далее использовалась для оценки Колмогоровского масштаба турбулентности δ_k :

$$\delta_{\rm K} = \left(\nu^3 / \varepsilon\right)^{0.25}.$$
 (8)

Проанализированы поля отношений характерного сеточного масштаба Vol, рассчитываемого как кубический корень из объема вычислительной ячейки, к Колмогоровскому масштабу: Vol^{1/3}/ $\delta_{\rm K}$. Максимальное значение этого отношения достигало 10, в среднем ~2. Отметим, что максимальное значение скорости диссипации турбулентности є составляло порядка 10⁻⁹ м²/c³, что коррелирует со значениями, полученными при натурных наблюдениях для оз. Вендюрского [30]. Тем не менее, как следует из анализа сеточной сходимости, в расчетах даже на самой мелкой сетке получаются заниженные значения диссипации турбулентности; для более точного определения ε следует проводить расчеты на более мелких сетках либо использовать другие подходы (например, метод структурных функций [12] или методы на основе баланса кинетической энергии турбулентных пульсаций).

Используемый в расчетах на самой мелкой сетке шаг по времени, равный 2.5 с, оказывается существенно меньше, чем колмогоровский масштаб времени $t_{\rm K} = (\nu/\epsilon)^{0.5}$, во всей расчетной области на протяжении всего времени расчета.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Как показано в статье [27], численный расчет достоверно воспроизводит эволюцию температуры воды на разных глубинах водного столба. В качестве иллюстрации на рис. 2 приведены значения температуры в точках мониторинга, расположенных на разных глубинах, в зависимости от времени. Согласно численным расчетам, в первые несколько часов воздействия радиации подледный слой нагревается, пока не возникнет "обрушение" профиля вследствие гравитационной неустойчивости. В результате этого формируется КПС, характеризующийся интенсивным турбулентным движением; температура этого слоя почти постоянна по глубине. Глубина нижней границы КПС и его температура постепенно увеличиваются с течением времени, пока действует радиационный нагрев (первые 12 ч счета). Когда радиационный нагрев отсутствует (12–24 ч счета), конвективное движение постепенно замедляется и практически останавливается. Подледный слой воды постепенно охлаждается, верхняя часть КПС рестратифицируется. В тонком градиентном подледном слое и в верхней части КПС до глубины 0.3 м в ночные часы наблюдается уменьшение температуры (рис. 2). В то же время температура на других глубинах внутри КПС практически не изменяется. На следующий день от начала радиационного нагрева температура подледного слоя увеличивается, ближайшие к КПС слои жидкости вновь вовлекаются в конвективное движение. Этот цикл изменения температуры вблизи границы вода-лед повторяется каждую ночь. Аналогичная картина изменения температуры воды в ночное время наблюдалась на границе подледного слоя и в верхней части КПС при измерениях в Петрозаводской губе Онежского озера весной 2017 г. (рис. 7 в [6]). Эти суточные изменения можно интерпретировать как баланс между вертикальной диффузией и потоком плавучести [6, 17].

Как показано в [27], температура КПС достигает 1.2° С, а глубина его нижней границы достигает 3 м за 120 ч счета (~ 5 сут). Таким образом, средняя температура КПС увеличивается на ~ 0.25° С/сут, а глубина его нижней границы увеличивается на 0.6 м/сут. Полученные в численном моделировании скорости эволюции КПС хорошо согласуются с результатами натурных измерений на небольших озерах умеренной зоны [2, 3].

Согласно расчету, турбулентные колебания температуры в дневное время (рис. 2) увеличиваются изо дня в день вследствие увеличения интенсивности турбулентного движения. На рис. 3 приведена эволюция горизонтальной и вертикальной компонент скорости в трех точках мониторинга, находящихся в центре расчетной области на разной глубине. Как и на рис. 2 с колебаниями температуры, на рис. 3 видно, что турбулентное движение практически затухает в ночное время с постепенным увеличением интенсивности пульсаций в течение первых дней расчета. Как показано в работе [27], в развитом КПС амплитуды пульсаций компонент скорости близки по всей толще КПС (рис. 3). Точка мониторинга на глубине 0.2 м попадает в область подледного градиентного слоя, поэтому пульсации в этой точке несколько ниже, чем в оставшейся части КПС. Подобное поведение пульсаций скорости подтверждается и в экспериментальных наблюдениях. Следует отметить, что амплитуда пульсаций компонент скорости в первые дни растет заметно, а затем меняется слабо; радиационный нагрев идет в основном на изменение глубины нижней границы КПС (в результате вовлечения в движение верхних слоев устойчивого стратифицированного слоя), а также на увеличение его температуры, не приводя при этом к заметному увеличению интенсивности пульсационного движения в КПС.

На рис. 4 приведены мгновенные картины распределений пульсаций компонент скорости в вертикальном сечении. Видно, что пульсации имеют место исключительно внутри КПС, в градиентном подледном и нижележащем стратифицированном слоях движение отсутствует. В работе [27] отмечено, что конвективное движение в КПС характеризуется наличием крупномасштабных ячеек. Наличие этих ячеек иллюстрируется на рис. 5а, где приведено трехмерное распределение изоповерхностей двух (положительного и отрицательного) значений вертикальной компоненты скорости (вид сверху). Видно, что восходящее течение занимает большую область, а нисходящее локализуется в гораздо более узких участках; нисходящее течение более интенсивное, что подтверждается распределением пульсаций вертикальной скорости внутри КПС в горизонтальном сечении (рис. 5б); т. е. наибольшая пульсация наблюдается в областях нисходящего течения, в зонах вос(a)





Рис. 3. Колебания горизонтальной (а) и вертикальной (б) компонент скорости на разных глубинах.



Рис. 4. Поля пульсаций горизонтальной (а) и вертикальной (б) компонент скорости в вертикальном сечении (осреднение проводилось с 14:00 до 15:00 ч второго дня расчета).

ходящего течения пульсации вертикальной компоненты скорости практически отсутствуют. При этом распределение горизонтальных пульсаций скорости (рис. 5в) выглядит более хаотичным, что говорит о наличии определенной анизотропии турбулентных пульсаций внутри КПС (подробнее ниже). Тем не менее здесь также прослеживается наличие конвективных ячеек.

Эволюция пульсаций компонент скорости на глубине 1.5 м, осредненных за 1 ч и в горизонтальных направлениях, проиллюстрирована на рис. 6 (приведены результаты, полученные на последовательно сгущенных сетках: сетка 1 содержит 0.5 млн ячеек, сетка 2 – 4.5 млн ячеек, сетка 3 – 27 млн ячеек). Можно отметить, что на сетке

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

3 пульсационные характеристики уже слабо зависят от степени сеточного разрешения. Видно, что в первые несколько часов после начала радиационного нагрева слоя пульсационное движение слабое; в частности, временная задержка возникновения интенсивных пульсаций скорости после начала радиационного нагрева для второго и третьего дня составляет 1.5–2 ч. Наиболее интенсивные пульсации наблюдаются днем с 14 до 15 ч. Затем в связи с уменьшением радиационного нагрева происходит затухание пульсаций, а в ночное время они практически отсутствуют. Отметим, что между вторым и третьим днем наблюдается заметная разница максимальной амплитуды пульсаций в течение дня, тогда как между третьим



Рис. 5. Изоповерхности вертикальной составляющей скорости (а), $|\langle V_z \rangle| = 0.5$ мм/с, оранжевые структуры соответствуют восходящим течениям, голубые – нисходящим; поля пульсаций вертикальной (б) и горизонтальной (в) компонент скорости на глубине 1.5 м (осреднение проводилось с 14:00 до 15:00 ч второго дня).



Рис. 6. Эволюция горизонтальных (а) и вертикальных (б) турбулентных пульсаций на глубине 1.5 м (со второго по четвертый дни); осреднение проводилось по времени в течение 1 ч и по пространству в горизонтальных направлениях.

и четвертым днем различие максимальных пульсаций уже достаточно мало. Таким образом, можно ожидать, что выход на установившийся режим максимальных пульсаций в течение дня происходит несколько дней (по крайней мере при сохранении интенсивности внешней накачки, что имеет место в данных расчетах; в реальности внешняя накачка может сильно меняться день ото дня, что, естественно, может приводить к увеличению продолжительности времени выхода на установившийся режим).

Во всех расчетах получено, что амплитуда пульсаций вертикальной составляющей скорости оказывается несколько выше амплитуды горизонтальных пульсаций (в горизонтальных направлениях пульсации изотропны), что говорит о наличии некоторой анизотропии турбулентности в КПС. Это противоречит результатам натурных наблюдений, в которых, наоборот, горизонтальные пульсации преобладают над вертикальными, а также присутствует анизотропия в горизонтальных направлениях. По-видимому, такое несоответствие обусловлено неучтенным в расчете средним течением в горизонтальном направлении, которое присутствовало в натурных исследованиях. С другой стороны, преобладание вертикальных пульсаций над горизонтальными в течениях рэлей-бенаровского типа отмечено во многих исследованиях и также подтверждено авторами настоящей статьи в работе [26]. Вопрос о влиянии среднего горизонтального движения на анизотропию пульсационного движения в КПС планируется исследовать в дальнейшем.

Рассмотрим оценку эффективности перемешивания η. Предварительно следует отметить некоторые особенности РГК, связанные в первую очередь с характером внешней энергетической накачки и, соответственно, с генерацией турбулентности и интенсификацией перемешивания.

В отличие от механического (ветрового) перемешивания, когда турбулентность возникает за счет непосредственной генерации кинетической энергии внешними силами, в случае РГК само возникновение турбулентности – результат неоднородного по вертикали прогрева водного столба. При этом энергетическая накачка турбулентности осуществляется в форме генерации доступной потенциальной энергии (той части потенци-



Рис. 7. Расчетные приращения удельной энергии плавучести $Q_{\Pi\Pi}$ и базовой потенциальной энергии ВРЕ в период с 6:00 третьего дня до 18:00 четвертого дня.

альной энергии, которая может быть конвертирована в кинетическую энергию) в объеме КПС [13]. Количественной мерой этой генерации служит удельный поток плавучести $q_{пл}$ (Вт/кг):

$$q_{\rm nn} = \frac{g}{\rho} \left\langle \rho' V_z' \right\rangle, \tag{9}$$

ρ' и V'_z – пульсации плотности и вертикальной компоненты скорости.

Еще одна особенность заключается в распределении потока плавучести по объему КПС. В случае радиационной конвекции, обусловленной поверхностным выхолаживанием, величина $q_{пл}$ практически линейно изменяется с глубиной в толще КПС, и, соответственно, среднее по слою значение потока плавучести составляет половину его значения на поверхности. В данной работе рассматривается другой тип РГК, при котором происходит неоднородный радиационный прогрев водного столба. В этом случае среднее по слою значение потока плавучести определяется формулой [20]:

$$q_{\Pi\Pi} = \frac{g}{2} (\beta(T(\delta)) I(\delta,t) + \beta(T(h)) I(h,t)) - \frac{g}{h-\delta} \int_{\delta}^{h} \beta(T(z)) I(z,t) dz.$$
(10)

Здесь I(z, t) определяется по формуле (5), h(t) – глубина КПС, $\delta(t)$ – толщина подледного слоя, β вычисляется по формуле (4) с учетом зависимости температуры от глубины. Скорость генерации кинетической энергии турбулентных пульсаций внутри всего КПС определяется при этом величиной $(h - \delta)q_{n,n}$, а удельная (на единицу массы всего слоя в целом) генерация – величиной $(h - \delta)q_{n,n}/H$.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023

Переходя к количественной оценке эффективности перемешивания, следует отметить, что в литературе используются различные определения этой величины [10], основанные на использовании различных энергетических параметров. В настоящей работе в качестве таких параметров используются скорость диссипации кинетической энергии ε (определяемая формулой (7)) и та часть ε_p поступающего потока энергии, которая связана с энергозатратами на необратимую перестройку профилей плотности и температуры в процессе перемешивания. При этом величина η определяется как отношение ε_p к внешней накачке энергии [23]:

$$\eta = \frac{\varepsilon_p}{\varepsilon_p + \varepsilon}.$$
 (11)

Для вычисления потока ε_p используется подход, основанный на введении понятия удельной базовой потенциальной энергии ВРЕ (Background Potential Energy) (Дж/кг) [22, 31]. ВРЕ представляет собой такую потенциальную энергию, которой обладал бы столб жидкости после адиабатического перераспределения его слоев до состояния с равновесным устойчивым профилем. Как показано в работах [22, 31], приращение ВРЕ в единицу времени как раз соответствует потоку энергии ε_p и служит наиболее адекватной мерой той части необратимо конвертируемой энергии, которая связана, собственно, с перемешиванием.

В расчетах в данной работе использован алгоритм вычисления ВРЕ, основанный на "сортировке" температуры по вертикали в каждый момент времени таким образом, чтобы получился профиль с устойчивой стратификацией, т. е. с увеличивающейся с глубиной плотностью. Затем в каждый момент времени по профилю температуры рассчитывались значения актуальной плотности $\rho(t)$ в соответствии с формулой (4) для расчета коэффициента температурного расширения (ρ_0 – плотность воды при температуре $T_{\rm md}$):

$$\rho(t) = \rho_0 \left(1 - b_1 \left(T - T_{\rm md} \right)^2 / 2 \right).$$
 (12)

После этого ВРЕ вычислялось по следующей формуле:

$$BPE(t) = \frac{\int_{0}^{H} \rho gz dz}{\int_{0}^{H} \rho dz} - \frac{\overline{\rho}(t) - \overline{\rho}(t_0) gH}{\overline{\rho}(t_0) 2}, \qquad (13)$$

здесь интегрирование осуществляется по всей высоте расчетной области H, а второе слагаемое введено для учета изменения ВРЕ в связи с постепенным прогревом столба воды начиная с некоторого момента времени t_0 (черта над ρ означает осреднение по вертикали). Рассчитываемая по формуле (13) ВРЕ – функция времени; в дальнейшем будем рассматривать только приращение ВРЕ по отношению к некоторому моменту времени t_0 , т. е. Δ BPE = BPE(t) – BPE (t_0) .

Вторая величина, определяющая эффективность перемешивания по формуле (11), связана с необратимой вязкой диссипацией кинетической энергии. При этом, как отмечено выше, вычисление диссипации турбулентности ε по формуле (7) приводит к сильно заниженным значениям. В этой связи для оценки є была использована альтернативная энергетическая характеристика - поток плавучести q_{пл}, определяющий скорость генерации кинетической энергии. Эту величину можно рассматривать как верхнюю оценку скорости диссипации є [13]. Расчет q_{пл} выполнялся непосредственно по формуле (10). При этом следует отметить, что для определения входящих в (10) параметров h и δ использовались величины, вычисленные в процессе расчета и сглаженные при помощи регрессионного анализа для получения более монотонной зависимости $q_{nn}(t)$. В дальнейшем будем использовать приращение удельной энергии плавучести для всей толщи воды $Q_{\pi\pi}$ (Дж/кг), определяемое как интеграл от удельного потока плавучести по интересующему интервалу времени [*t*₀, *t*]:

$$Q_{nn}(t) = \int_{t_0}^{t} \frac{h - \delta}{H} q_{nn} dt.$$
(14)

Для оценки эффективности перемешивания был проведен расчет приращений базовой потенциальной энергии ВРЕ и удельной энергии плавучести Q_{nn} для периода с 6 ч третьего дня до 18 ч четвертого дня. Результаты представлены на рис. 7. Отметим следующие характерные особенности изменения этих величин со временем: в течение дня, когда присутствует внешняя накачка энергии, обе эти удельные энергии растут со временем, причем ВРЕ растет значительно быстрее $Q_{\rm пл}$. В ночной период энергия плавучести не меняется, поскольку накачки энергии нет, и ВРЕ также практически постоянна. С наступлением следующего периода нагрева обе энергии начинают расти.

Проведем оценку эффективности перемешивания, которую в рассматриваемом случае можно рассчитать по следующей формуле:

$$\eta = \frac{\Delta BPE}{\Delta BPE + Q_{nn}}.$$
(15)

Для этого построим графики зависимости ΔВРЕ от суммы $\Delta BPE + Q_{\pi\pi}$ и для каждого дня проведем регрессионные прямые для оценки средней эффективности перемешивания в течение дня (рис. 8). Видно, что, во-первых, зависимость $BPE(Q_{nn})$ для каждого дня с хорошей точностью описывается уравнением прямой. Во-вторых, полученные в расчете значения эффективности перемешивания для каждого дня заметно отличаются друг от друга, причем эффективность перемешивания уменьшается по мере развития КПС. Что касается значения η, то для третьего дня оно составляет примерно 0.88, а для четвертого – 0.86. Следует ожидать, что с течением времени эффективность перемешивания выйдет на постоянное значение. В целом, полученные значения η неплохо коррелируют со значениями, которые были получены при изучении конвекции, генерируемой гравитационной неустойчивостью [8, 11], в частности в случае подледной конвекции [29]. В работе [29] приведены экспериментально полученные оценки эффективности перемешивания в результате радиационного нагрева покрытого льдом Онежского озера весной 2017 г.; разброс значений весьма высок, среднее за восемь дней значение составляет 0.65, тогда как среднее в течение дня равняется 0.75 со стандартным отклонением 0.19. Полученные в настоящей работе значения эффективности перемешивания превосходят натурные значения этого параметра, что связано, возможно, с "идеализированной" расчетной постановкой, не учитывающей переменность амплитуды радиационной накачки в разные дни, влияние горизонтальных течений, возникновение внутренних волн и пр., а также может быть связано с погрешностями расчета из-за недостаточно подробной сетки. Отметим также, что абсолютные значения приращения ВРЕ за день, полученные в расчете и приведенные в [29], также находятся в неплохом соответствии друг с другом при соизмеримой внешней накачке: в расчете получено ежедневное приращение ВРЕ $\sim 4 \times 10^{-5}$ Дж/кг (рис. 7–8), тогда как в [29] сред-

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023



Рис. 8. Зависимость ВРЕ от потока плавучести для третьего (синяя линия) и четвертого (красная линия) дней; на графике также приведены регрессионные прямые и их уравнения со значениями коэффициентов детерминации R^2 .

нее приращение BPE за день составляет ~7 × 10^{-5} Дж/кг.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены результаты численного моделирования подледной конвекции, вызванной неоднородным по вертикали солнечным радиационным нагревом столба воды; такой тип конвекции характерен для покрытых льдом озер умеренной зоны в конце зимы — начале весны. Моделирование проводилось для периодической радиационной накачки, которая имитировала суточные вариации солнечного излучения в подледном слое озер весной.

Проведено исследование пульсационных характеристик скорости, выявлена анизотропия турбулентности в КПС. По результатам расчетов на разных сетках оценены такие параметры, как скорость диссипации кинетической энергии, базовая потенциальная энергия, поток плавучести, а также рассчитано изменение этих величин в течение суточного цикла радиационного воздействия. Оценена эффективность перемешивания столба воды при развитии РГК в расчетной области, имитирующей малое озеро, покрытое льдом.

Полученные в расчете значения диссипации турбулентности оказываются несколько меньше, а значения эффективности перемешивания — несколько больше, чем наблюдаемые в натурных условиях. Недооценка диссипации может быть связана с недостаточным сеточным разрешением. Переоценка эффективности перемешивания может быть обусловлена тем, что в настоящей работе рассчитывался еще только формирующийся КПС, когда, возможно, бо́льшая часть закачиваемой радиационной энергии идет на увеличение ВРЕ и наблюдается бо́льшая эффективность перемешивания, чем в натурных наблюдениях, когда исследовался уже сформировавшийся конвективный слой. Также остается открытым вопрос о вычислении потока плавучести в рассматриваемом случае начального этапа формирования КПС. Для уточнения расчетных данных по диссипации турбулентности и эффективности перемешивания необходимо дальнейшее проведение численных исследований с увеличением расчетного периода и изменением характера внешней радиационной накачки.

Хорошее согласие параметров турбулентности и их изменений в течение суточного цикла радиационного воздействия, оцененных по результатам численного моделирования и по данным натурных измерений, дает основание предполагать, что используемая численная модель может рассматриваться как полезный инструмент для изучения проникающей конвекции в покрытых льдом озерах. Дальнейшие численные эксперименты будут направлены на выявление некоторых важных аспектов структуры и параметров турбулентности, в частности ее природы и анизотропии, на выявление разницы между спектрами вертикальных и горизонтальных флуктуаций, функций передачи энергии и пр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мортиков Е.В., Глазунов А.В., Дебольский А.В., Лыкосов В.Н., Зилитинкевич С.С. О моделировании скорости диссипации кинетической энергии турбулентности // ДАН. 2019. Т. 489. № 4. С. 414–418.

- Bai Q., Li R., Li Z., Lepparanta M., Arvola L., Li M. Time-series analyses of water temperature and dissolved oxygen concentration in Lake Valkea-Kotinen (Finland) during ice season // Ecol. Inform. 2016. V. 36. P. 181–189.
- Bengtsson L., Malm J., Terzhevik A., Petrov M., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N. Field investigation of winter thermo- and hydrodynamics in a small Karelian lake // Limnol. Oceanogr. 1996. V. 41. P. 1502–1513.
- Bogdanov S., Zdorovennova G., Volkov S., Zdorovennov R., Palshin N., Efremova T., Terzhevik A., Bouffard D. Structure and dynamics of convective mixing in Lake Onego under ice-covered conditions // Inland Waters. 2019. V. 9. P. 177–192.
- Bouffard D., Zdorovennov R., Zdorovennova G., Pasche N., Wüest A., Terzhevik A. Icecovered Lake Onega: Effects of radiation on convection and internal waves // Hydrobiologia. 2016. V. 780. P. 21–36.
- Bouffard D., Zdorovennova G., Bogdanov S., Efremova T., Lavanchy S., Palshin N., Terzhevik A., Råman Vinnå L., Volkov S., Wüest A., Zdorovennov R., Ulloa H.N. Underice convection dynamics in a boreal lake // Inland Waters. 2019. V. 9. P. 142–161.
- Bouffard D., Wüest A. Convection in lakes // Annu. Rev. Fluid Mech. 2019. V. 51. P. 189–215.
- Davies Wykes M.S., Hughes G.O., Dalziel S.B. On the meaning of mixing efficiency for buoyancy-driven mixing in stratified turbulent flows // J. Fluid Mech. 2015. V. 781. P. 261–275.
- Farmer D.M. Penetrative convection in the absence of mean shear // Q. J. R. Meteorol. Soc. 1975. V. 101. P. 869–891.
- Gregg M.C., D'Asaro E.A., Riley J.J., Kunze E. Mixing Efficiency in the Ocean // Annual Rev. Marine Sci. 2018. V. 10. P. 443–473.
- Hughes G.O., Gayen B., Griffiths R.W. Available potential energy in Rayleigh–Bénard convection // J. Fluid Mech. 2013. V. 729. P. R3.
- Jabbari A., Rouhi A., Boegman L. Evaluation of the structure function method to compute turbulent dissipation within boundary layers using numerical simulations // JGR Oceans. 2016. V. 121. P. 5888–5897.
- Jonas T., Terzhevik A.Y., Mironov D.V., Wüest A. Radiatively driven convection in an ice-covered lake investigated by using temperature microstructure technique // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. P. 3183.
- Kirillin G., Leppäranta M., Terzhevik A., Granin N., Bernhardt J., Engelhardt C., Efremova T., Golosov S., Palshin N., Sherstyankin P., Zdorovennova G., Zdorovennov R. Physics of seasonally ice-covered lakes: A review // Aquat. Sci. 2012. V. 74. P. 659–682.
- Kirillin G., Aslamov I., Leppäranta M., Lindgren E. Turbulent mixing and heat fluxes under lake ice: The role of seiche oscillations // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2018. V. 22. P. 6493–6504.
- Kirillin G., Aslamov I., Kozlov V., Zdorovennov R., Granin N. Turbulence in the stratified boundary layer under ice: Observations from Lake Baikal and a new similarity model // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2020. V. 24. P. 1691–1708.

- Kirillin G., Terzhevik A. Thermal instability in freshwater lakes under ice: Effect of salt gradients or solar radiation? // Cold Reg. Sci. Technol. 2011. V. 65. P. 184– 190.
- Kelley D. Convection in ice-covered lakes: Effects on algal suspension // J. Plankton Res. 1997. V. 19. P. 1859–1880.
- Mironov D.V., Danilov S.D., Olbers D.J. Large-eddy simulation of radiatively-driven convection in ice covered lakes // Proc. Sixth Workshop Phys. Processes Natural Waters / Ed. X. Casamitjana. Girona, Spain: Univ. Girona, 2001. P. 71–75.
- Mironov D., Terzhevik A., Kirillin G., Jonas T., Malm J., Farmer D. Radiatively driven convection in ice-covered lakes: Observations, scaling, and a mixed layer model // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. P. 7-1–7-16.
- Palshin N., Zdorovennova G., Zdorovennov R., Efremova T., Gavrilenko G., Terzhevik A. Effect of Under-Ice Light Intensity and Convective Mixing on Chlorophyll a Distribution in a Small Mesotrophic Lake // Water Resour. 2019. V. 46. P. 384–394.
- Peltier W.R., Caulfield C.P. Mixing efficiency in stratified shear flows // Annu. Rev. Fluid Mech. 2003. V. 35. P. 135–167.
- Salehipour H., Peltier W.R. Diapycnal diffusivity, turbulent Prandtl number and mixing efficiency in Boussinesq stratified turbulence // J. Fluid Mech. 2015. V. 775. P. 464–500.
- Salmi P., Salonen K. Regular build-up of the spring phytoplankton maximum before ice-break in a boreal lake // Limnol. Oceanogr. 2016. V. 61. P. 240–253.
- 25. Salonen K., Pulkkanen M., Salmi P., Griffiths R. Interannual variability of circulation under spring ice in a boreal lake // Limnol. Oceanogr. 2014. V. 59. P. 2121– 2132.
- 26. Smirnov S., Smirnovsky A., Bogdanov S. The Emergence and Identification of Large-Scale Coherent Structures in Free Convective Flows of the Rayleigh-Bénard Type // Fluids. 2021. V. 6. P. 431.
- Smirnov S., Smirnovsky A., Zdorovennova G., Zdorovennov R., Palshin N., Novikova I., Terzhevik A., Bogdanov S. Water Temperature Evolution Driven by Solar Radiation in an Ice-Covered Lake: A Numerical Study and Observational Data // Water. 2022. V. 14. P. 4078.
- Stepanenko V., Mammarella I., Ojala A., Miettinen H., Lykosov V., Vesala T. LAKE 2.0: a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes // Geosci. Model Development. 2016. V. 9. P. 1977–2006.
- Ulloa H.N., Wüest A., Bouffard D. Mechanical energy budget and mixing efficiency for a radiatively heated ice-covered waterbody // J. Fluid Mech. 2018. V. 852. P. R1.
- Volkov S., Bogdanov S., Zdorovennov R., Zdorovennova G., Terzhevik A., Palshin N., Bouffard D., Kirillin G. Fine scale structure of convective mixed layer in ice-covered lake // Environ. Fluid Mech. 2019. V. 19. P. 751–764.
- Winters K.B., Lombard P.N., Riley J.J., D'Asaro E.A. Available potential energy and mixing in density-stratified fluids // J. Fluid Mech. 1995. V. 289. P. 115–228.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ том 50 № 5 2023