

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.124.2

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ 2. ЛЕСНЫЕ УЧАСТКИ ЕТР В ИСТОРИЧЕСКИЙ ПЕРИОД¹

© 2023 г. Е. М. Гусев^a, *, О. Н. Насонова^a, Е. Э. Ковалев^a, Е. А. Шурхно^a

^aИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

*e-mail: sowaso@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.05.2022 г.

После доработки 30.01.2023 г.

Принята к публикации 30.01.2023 г.

Проведена проверка методики расчетов различных характеристик формирования снежного покрова для лесных участков Европейской территории России для исторического периода (1967–2019 гг.), основанной на использовании модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP. Сопоставление результатов моделирования с соответствующими данными наблюдений продемонстрировало хорошее качество воспроизведения динамики снегозапасов на указанных объектах. Проведен анализ изменения климатических значений характеристик формирования снежного покрова на протяжении исторического периода, что позволило выявить тенденции изменения этих характеристик для лесных участков указанной территории. Так, получено, что несмотря на сокращение продолжительности залегания снежного покрова, происходит увеличение его мощности, в частности рост максимальных снегозапасов. Проведена оценка различий характеристик формирования снежного покрова на полевых и лесных участках Европейской территории России. Среднее по территории значение коэффициента снегонакопления в лесу по отношению к полю оказалось больше единицы. В то же время климатические изменения за исторический период ведут к уменьшению со временем значения этой характеристики.

Ключевые слова: снегозапасы, период залегания снежного покрова, LSM модель SWAP, коэффициент снегонакопления, проект ESM-SnowMIP.

DOI: 10.31857/S0321059623040119, **EDN:** QIQMNM

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья — вторая в серии публикаций, посвященных различным аспектам проблемы динамики снежного покрова на территории России. В первой статье указанной серии [7] показано, что вопросы динамики такого важного элемента криосферы, как снежный покров, приобретают для территории России, особенно ее пан-арктической части, все большее значение и требуют изучения и развития методов прогнозирования этой динамики в условиях изменяющегося климата. В силу этого стратегическая цель исследования авторов — выявление существую-

щих в настоящее время тенденций и долгосрочное прогнозирование динамики характеристик снежного покрова на территории России до конца XXI в.

В [7] представлен достаточно подробный обзор возможных методов диагностики современного состояния и долгосрочного прогнозирования динамики характеристик снежного покрова на территории РФ. В результате проведенного анализа эффективности рассмотренных методов было обосновано использование в качестве инструментария для решения указанной проблемы физико-математических моделей взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой LSMs (Land Surface Models), воспроизводящих процессы тепловлагообмена в системе почва–растительный/снежный покров–приземный слой атмосферы, в сочетании с необходимой для выполнения прогнозов долгосрочной метеорологической информацией, полученной в результате расчетов на основе глобальных климатических

¹ Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001 “Исследования процессов гидрологического цикла суши и формирования водных ресурсов, геофизических процессов в водных объектах и их бассейнах, формирования экстремальных гидрологических явлений и динамики гидрологических систем с учетом изменяющихся климатических условий и антропогенных факторов”).

моделей OAGCMs (Ocean – Atmosphere Global Climate Models).

Для достижения поставленной стратегической цели в качестве основного элемента указанного инструментария используется разработанная авторами настоящей статьи LSM SWAP (Soil Water – Atmosphere – Plants) [2], прошедшая многостороннюю проверку качества воспроизведения характеристик снежного покрова, в том числе и в процессе участия в различных международных проектах [17, 20, 25, 26, 31, 32, 34]. В частности, последним заметным проектом в области исследований снежного покрова (в котором SWAP также принимала участие) стал организованный в рамках Всемирной программы исследований климата (ВПИК) международный проект ESM-SnowMIP (The Earth System Models – Snow Models Intercomparison Project) [25]. Проект призван обеспечить прогресс в понимании процессов, связанных с формированием снежного покрова, и систематизировать полученные знания для использования их в глобальных и региональных климатических и гидрологических моделях в контексте происходящих глобальных изменений.

Однако, поскольку в подобных проектах эффективность модели SWAP оценивалась для объектов суши, как правило, находящихся за пределами РФ, для достижения указанной выше стратегической цели необходимо провести оценку эффективности SWAP для объектов, расположенных в России. В [7] такая работа проделана на основе сопоставления результатов моделирования характеристик снежного покрова с соответствующими данными систематических наблюдений на полевых участках Европейской территории России (ЕТР), полученных в результате маршрутных снегомерных съемок на метеорологических станциях для исторического периода 1967–2019 гг. [1]. При этом в качестве информационного обеспечения по метеорологическим характеристикам для модельных расчетов использовались данные стандартных наблюдений на этих же метеорологических станциях. Полученные результаты расчетов позволили также выявить тенденции изменения характеристик снежного покрова на полевых участках ЕТР в течение рассмотренного исторического периода. В частности, продемонстрировано уменьшение со временем продолжительности залегания снежного покрова, обусловленное в основном сдвигом на более поздние сроки даты его устойчивого установления; рост максимальных и средних за зиму снегозапасов и т. д. [7].

Настоящая публикация посвящена моделированию динамики снежного покрова за тот же исторический период (1967–2019 гг.) для более сложных по сравнению с [7] объектов, а именно для лесных участков ЕТР. Поскольку процессы

формирования снежного покрова на полевых участках и под пологом леса в значительной мере различаются, первостепенная задача данного исследования – оценка качества моделирования характеристик снежного покрова на основе сопоставления результатов расчета по модели SWAP с данными соответствующих наблюдений на лесных участках ЕТР. Вторая задача – исследование долговременных тенденций изменения характеристик формирования снежного покрова на лесных участках ЕТР в течение исторического периода. Наконец, третья задача – выявление различий характера формирования снежного покрова на лесных и полевых участках ЕТР.

МОДЕЛЬ SWAP

Модель взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP разработана авторами настоящей публикации в Институте водных проблем РАН. Ее краткое описание представлено в [7], более подробно в [2]. “Снежный” блок модели SWAP описывает формирование снегозапасов на подстилающей поверхности суши как для случая низкой растительности (полевые участки) [4, 22], которая в зимнее время находится под снегом, так и для высокой растительности (лесные участки), когда снежный покров формируется под пологом леса [3, 23].

На рис. 1 проиллюстрирована использованная в SWAP схематизация основных процессов тепло- и влагообмена в зимнем хвойном лесу, определяющих в том числе и динамику формирования снегозапасов. Отметим, что для лиственных лесов применяется такая же параметризация физических процессов, как и для хвойных. Единственное отличие от хвойных насаждений связано с отсутствием в лиственных лесах фотосинтезирующих элементов (листьев) в зимний период, что учитывается заданием листового индекса LAI, равным нулю.

В отличие от полевых участков, на которых растительность в зимнее время находится под снегом, для леса наиболее важные особенности состоят в следующем. Во-первых, древесная растительность (особенно хвойные древостои) существенно влияет на формирование радиационного и теплового балансов подстилающей поверхности. Во-вторых, в холодный период года при отрицательной температуре воздуха фитоэлементы деревьев могут задерживать твердые атмосферные осадки в виде снега, который может накапливаться на кронах, испаряться, падать вниз, таять при потеплениях и вновь замерзать при похолоданиях. Эти две особенности, учтенные в модели SWAP и нашедшие отражение на рис. 1, оказывают существенное влияние на тепловой и водный режим лесных участков суши и, следовательно, на формирование снегозапасов под пологом леса.

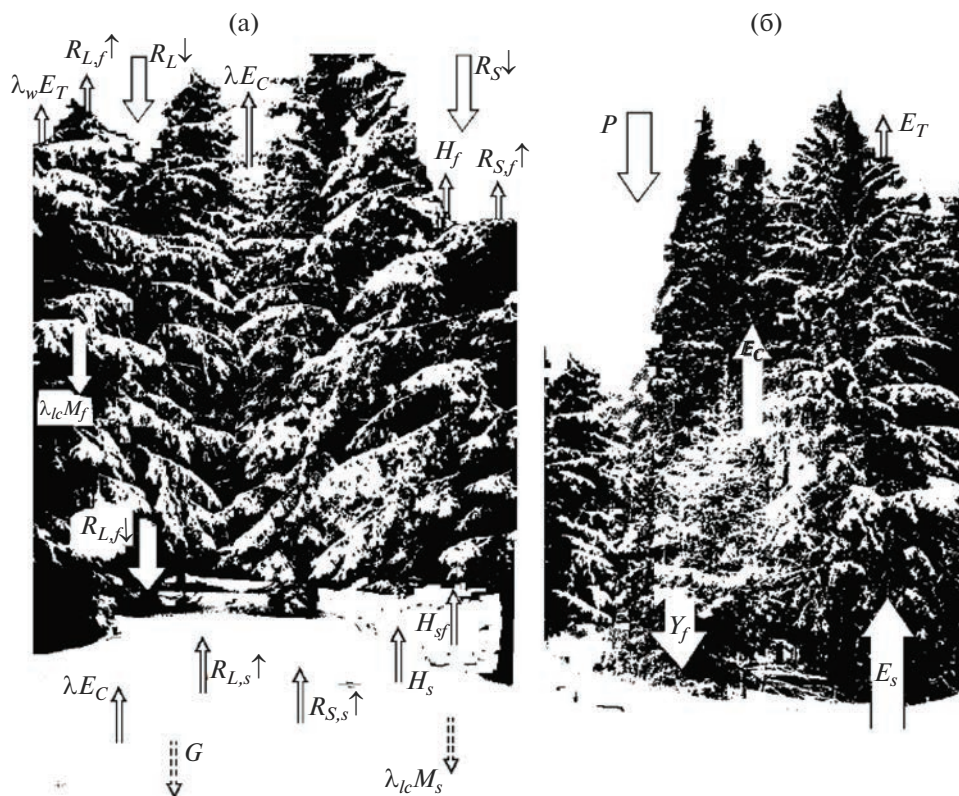


Рис. 1. Схематизация основных процессов тепло- (а) и влагообмена (б) в зимнем хвойном лесу в модели SWAP [3]. Здесь $R_S\downarrow$ и $R_L\downarrow$ — приходящие потоки коротковолновой и длинноволновой радиации; $R_{L,f}\downarrow$ — длинноволновая радиация, направленная от крон деревьев к лесному пологу; $R_{L,s}\uparrow$ — длинноволновая радиация, направленная от полога леса в атмосферу; $R_{S,s}\uparrow$ — солнечная радиация, отраженная пологом леса; $R_{L,f}\uparrow$ — длинноволновая радиация, направленная от крон деревьев в атмосферу; $R_{S,f}\uparrow$ — солнечная радиация, отраженная кронами деревьев; H_f and E_f — турбулентные потоки тепла и водяного пара, исходящие от крон деревьев; H_s and H_{sf} — турбулентные потоки тепла, направленные в атмосферу и к кронам деревьев соответственно; G — кондуктивный поток тепла от поверхности снежного покрова в почву; λE_C , $\lambda_w E_T$, λE_s , $\lambda_{Ic} M_f$, $\lambda_{Ic} M_s$ — скрытые потоки тепла, связанные с испарением перехваченных осадков, транспирацией, сублимацией снега, снеготаянием на кронах деревьев, снеготаянием под пологом леса соответственно ($\lambda = \lambda_{Ic} + \lambda_w$ — удельная теплота сублимации снега, равная сумме скрытой теплоты снеготаяния λ_{Ic} и скрытой теплоты испарения воды λ_w); P — осадки; E_T — транспирация; E_C — испарение перехваченных кронами деревьев осадков; E_s — сублимация снега под пологом леса; Y_f — снеготаяние на кронах деревьев.

ИССЛЕДУЕМЫЕ ОБЪЕКТЫ И ИХ ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

Первым этапом настоящего исследования стала подготовка информационного обеспечения, необходимого для моделирования формирования снежного покрова для лесных участков ЕТР. Подготовка осуществлялась по той же методике, что и для полевых участков [7].

Необходимое при использовании модели SWAP информационное обеспечение включает в себя следующую метеорологическую информацию: атмосферные осадки, температуру и влажность воздуха, интенсивность приходящих потоков длинноволновой и коротковолновой радиации, скорость ветра и атмосферное давление. Указанные характеристики, за исключением радиации, взяты из базы данных ВНИИГМИ-МЦД [1] за пери-

од 1966–2019 гг. для 48 метеорологических станций ЕТР, на лесных участках которых проводились маршрутные снегомерные съемки (рис. 2). Показанные на рис. 2 станции охватывают следующие природные зоны ЕТР: лесотундру (от северного побережья ЕТР примерно до северного полярного круга), хвойные леса (тайгу), смешанные и широколиственные леса и лесостепь (~до 50°–53° с.ш.) [10]. Трехчасовые значения приходящей длинноволновой и коротковолновой радиации для указанных станций были рассчитаны с использованием данных срочных метеорологических наблюдений по методике, изложенной в [6].

Кроме того, неотъемлемая часть информационного обеспечения модели — задание параметров почвы и растительного покрова. В связи с отсутствием детального описания маршрутов снего-

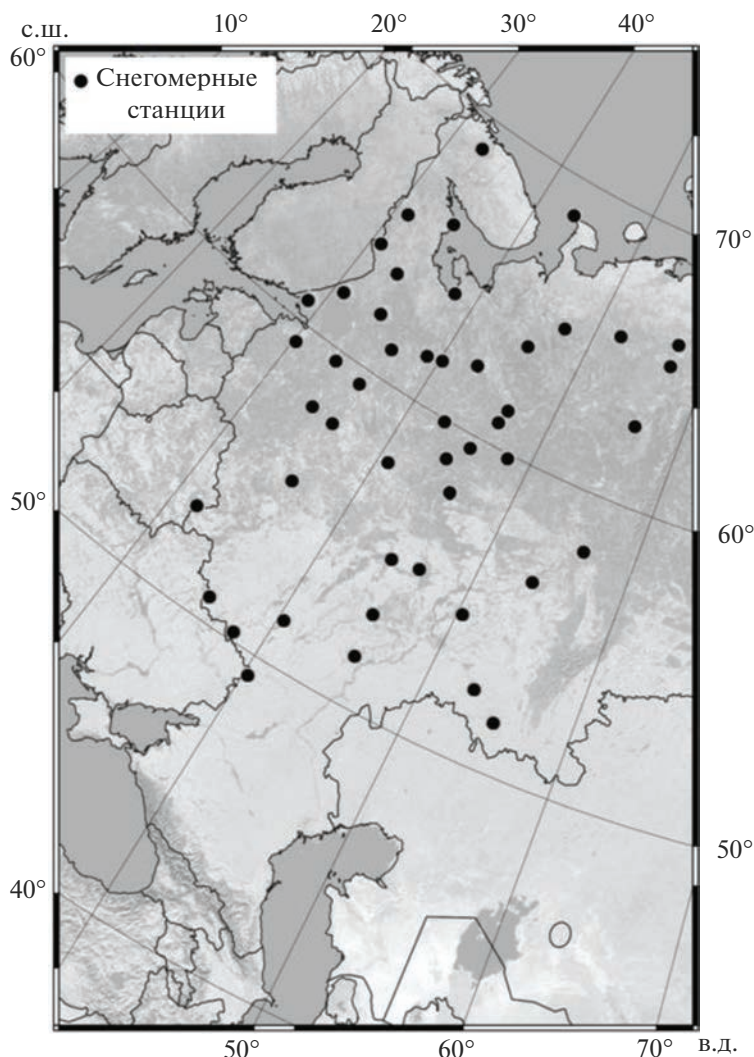


Рис. 2. Расположение метеорологических станций на ЕТР, данные маршрутных снегомерных съемок которых использованы в работе.

мерных съемок подготовка значений параметров подстилающей поверхности осуществлялась аналогично изложенному в [7] с использованием экосистемной глобальной базы данных ECOLIMAP, разработанной Национальным Центром Метеорологических Исследований CNRM/GAME (Метео-Франс, Тулуза, Франция) [18].

Для проверки результатов моделирования использовались данные измерений снегозапасов под пологом леса SWE , высоты снежного покрова h_{sn} и его плотности ρ_{sn} . Значения указанных характеристик, полученные для лесных участков при проведении маршрутных снегомерных съемок, взяты также из базы данных ВНИИГМИ-МЦД для того же периода и тех же станций, для которых получены метеорологические данные.

РАСЧЕТЫ ДИНАМИКИ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЛЕСНЫХ УЧАСТКАХ ЕТР

Подготовленное информационное обеспечение позволило провести модельные расчеты динамики различных характеристик снежного покрова с трехчасовым временным шагом для лесных участков, расположенных в районах выбранных станций для периода 1966–2019 гг. Метеорологические данные при этом послужили источником информации для задания верхнего граничного условия в задаче формирования водно-теплового режима в системе почва–растительный/снежный покров–приземный слой атмосферы.

В отсутствие измеренных характеристик начальных условий задачи использовался метод “раскрутки” (“spin-up”) модели. Расчетный пери-

од 1967–2019 гг. (за вычетом 1966 г., данные которого использовались для “раскрутки” модели) делился на две части: ранний (базовый) T_1 (1967–1992 гг.) и поздний T_2 (1993–2019 гг.). Рассчитанные характеристики снежного покрова были усреднены по годам для этих двух интервалов (т. е. получены климатические значения этих характеристик для T_1 и T_2), что дало возможность провести анализ их изменений в рамках исторического периода.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление модельных расчетов с данными наблюдений

Полученные результаты модельных расчетов характеристик снежного покрова для лесных участков ЕТР были сопоставлены с данными маршрутных снегомерных съемок. В качестве иллюстрации на рис. 3 приведен типичный пример сопоставления для высоты снежного покрова под пологом леса h_{sn} , плотности снега ρ_{sn} и снегозапасов SWE за ряд лет для двух станций: Сарапул (53.7° в.д., 56.5° с.ш.) и Онега (38.1° в.д., 63.9° с.ш.). На рис. 3 видно, что воспроизведение указанных характеристик вполне удовлетворительное. Качество воспроизведения режима снежного покрова можно оценить на основе статистических критериев различных характеристик. В данной работе, как и в [5, 7, 25, 26], использовалась нормированная на стандартное отклонение SWE среднеквадратическая ошибка расчета $\sigma_{n\text{SWE}}$ основной гидрологической характеристики снежного покрова, а именно — величины снегозапасов SWE за весь расчетный период 1967–2019 гг.

Медианное значение выборки $\sigma_{n\text{SWE}}$ для всех лесных участков выбранных станций ЕТР оказалось равным 0.85. Для рассмотренных в [7] полевых участков ЕТР указанная характеристика меньше и ~0.80. Это естественно, поскольку на формирование снежного покрова на лесном участке влияет гораздо большее число процессов (рис. 1) по сравнению с полевым, в силу чего моделирование динамики снегозапасов на лесном участке имеет дополнительные источники ошибок, обусловленные как неизбежной неточностью параметризаций этих процессов, так и привлечением дополнительных параметров, точность оценки которых также весьма ограничена.

По оценкам авторов статьи, медианное значение выборки $\sigma_{n\text{SWE}}$, полученное в международном проекте ESM-SnowMIP по 20 лучшим по этому показателю моделям для десяти экспериментальных площадок (трех лесных и семи полевых), расположенных в различных районах земного шара, равно 0.71. Таким образом, качество воспроизведения снегозапасов как на полевых, так и на лес-

ных участках ЕТР на основе модели SWAP немного уступает качеству воспроизведения указанной характеристики лучшими мировыми моделями на других объектах планеты. Данное обстоятельство объясняется не более низкой эффективностью модели SWAP по сравнению с другими мировыми моделями формирования снежного покрова, участвующими в ESM-SnowMIP (наоборот, как отмечено в [25], лучшими из 26 моделей, у которых значения критерия качества модельных расчетов $\sigma_{n\text{SWE}} < 1$ для всех экспериментальных площадок, оказались только три модели, включая и модель SWAP), а более слабым информационным обеспечением участков ЕТР по сравнению с экспериментальными площадками ESM-SnowMIP.

Данная ситуация, во-первых, обусловлена тем, что такие важные характеристики, как длинноволновая и коротковолновая радиация, в ESM-SnowMIP измерены непосредственно, а для станций ЕТР рассчитаны на основе стандартных метеорологических измерений. Во-вторых, в процессе работы с данными маршрутных снегомерных съемок и метеорологических измерений на станциях ЕТР было зафиксировано большое количество пропусков и ошибок, гораздо большее по сравнению с ESM-SnowMIP, где экспериментальные данные были получены в рамках специализированных исследований [27]. Грубые ошибки в данных наблюдений метеорологических станций на ЕТР в процессе их анализа по возможности устранялись вручную, но уверенности, что все удалось исправить, естественно, нет. В-третьих, морфологические характеристики высокой растительности для лесных площадок ЕТР оценены на основе глобальной базы ECOCLIMAP довольно приближенно, поскольку, в отличие от ESM-SnowMIP, в котором имеется описание лесных площадок, сделанное в рамках эксперимента BERMS (Boreal Ecosystem Research and Monitoring Sites) [15], данными о морфологических характеристиках древостоя в районах расположения лесных площадок ЕТР авторы статьи не располагали.

Поскольку, несмотря на указанные обстоятельства, качество моделирования SWE для ЕТР близко к качеству аналогичных расчетов, выполненных лучшими мировыми моделями в рамках ESM-SnowMIP для других объектов суши, можно сделать вывод об адекватном воспроизведении моделью SWAP процессов формирования снежного покрова как для полевых, так и для лесных участков ЕТР. Следовательно, рассчитанные с помощью SWAP значения SWE можно использовать для последующего анализа их временной динамики и пространственного распределения по рассматриваемой территории.

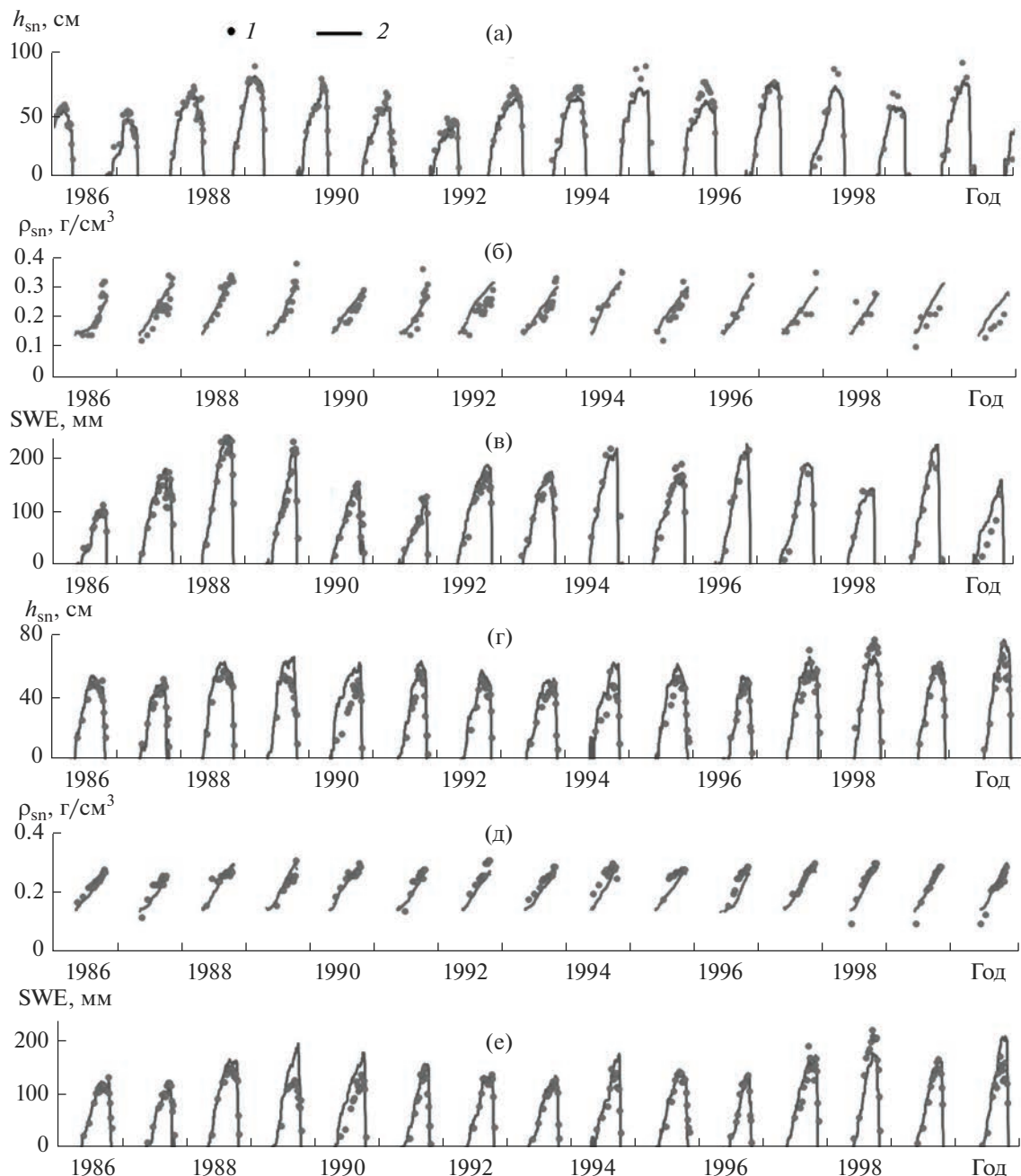


Рис. 3. Примеры сопоставления измеренных (1) и рассчитанных на основе модели SWAP (2) характеристик снежного покрова: его высоты (а, г), плотности (б, д) и SWE (в, е) в районах лесных маршрутных снегоъемов на станциях Сапсул (а, б, в) и Онега (г, д, е).

*Оценка изменений динамики формирования
снежного покрова на лесных объектах ЕТР
за последние десятилетия*

Смоделированные для лесных участков ЕТР многолетние ряды суточных значений снегозапасов за период 1967–2019 гг., как в [7] для полевых участков, дали возможность для каждой станции получить многолетние ряды следующих характеристик режима формирования снежного покро-

ва: среднегодовое SWE_{mean} , среднезимнее (среднее за декабрь, январь и февраль) SWE_{win} и максимальное за год SWE_{max} значения снегозапасов, даты начала t_{start} и окончания t_{end} устойчивого залегания снежного покрова, дату достижения максимальных снегозапасов t_{max} , продолжительность залегания снежного покрова $t_{sn} = t_{end} - t_{start}$. Анализ временных рядов указанных характеристик за период 1967–2019 гг. показал, что многолетняя

динамика SWE для многих станций имеет явно выраженный линейный тренд. Так, для 42% станций наклон линейного тренда a для временных рядов $SWE_{max}(\tau)$ (τ – время) имеет, согласно t -статистике, статистически значимое положительное значение. Отрицательное статистически значимое значение a получено только для 13% станций (для остальных станций значимых трендов не выявлено). Таким образом, в среднем по ЕТР наблюдается тенденция к повышению SWE_{max} . Временные ряды других вышеуказанных характеристик формирования снежного покрова также иллюстрируют свою нестационарность в течение 1967–2019 гг. Таким образом, очевидно, что их климатические значения для периодов $T1$ и $T2$ тоже должны различаться. Этот вывод подтверждают результаты, приведенные в табл. 1 и на рис. 4, 5, где для сравнения показаны аналогичные результаты, полученные для полевых участков в [7]. В табл. 1 также представлен коэффициент снегонакопления K_L , равный отношению снеготалопа в лесу к его значению в поле [9, 11, 13].

Следует отметить, что картирование показанных на рис. 4 и 5 пространственных распределений SWE_{max} и t_{sn} для лесных участков осуществлялось, как и для полевых в [7], с применением ГИС-технологии. Отличие состоит лишь в том, что для лесных участков карты не охватывают южные районы ЕТР (южнее 50° с.ш.), где леса фактически отсутствуют. В целях более четкого выявления различий в формировании снежного покрова на лесных и полевых участках усреднение приведенных в табл. 1 переменных для полевых участков также проведено для станций, расположенных севернее 50 -й параллели. Характеристики климата территории (приземная температура воздуха T и атмосферные осадки P) усреднены по совокупности полевых и лесных станций.

Как следует из табл. 1, усредненные по станциям ЕТР климатические значения среднегодовых SWE_{mean} и среднезимних SWE_{win} снеготалопа для лесных участков для периода $T2$ выросли незначительно – соответственно на ~ 2 мм ($\sim 5\%$) и ~ 3 мм ($\sim 3\%$) по сравнению с базовым периодом $T1$. Однако прирост усредненных по станциям климатических значений максимальных снеготалопа под пологом леса SWE_{max} оказался заметным – ~ 15 мм ($\sim 11\%$), что демонстрируют рис. 4а и 4б.

Среднее по станциям ЕТР климатическое значение продолжительности залегания снежного покрова t_{sn} для лесных участков для периода $T2$ сократилось на ~ 6 сут по сравнению с периодом $T1$ (табл. 1). Произошло это так же, как и для полевых участков на всей территории ЕТР (рис. 5). В основном уменьшение t_{sn} связано со сдвигом начала залегания снежного покрова на ~ 5 сут в сторону более поздних сроков. Усредненный по станциям климатический срок схода снежного

Таблица 1. Усредненные по станциям ЕТР климатические значения характеристик (обозначения в тексте) режима формирования снежного покрова на лесных (числитель) и полевых (знаменатель) участках (отсчет значений t_{start} , t_{end} и t_{max} начинается с 1 октября), коэффициента снегонакопления K_L для максимальных за год снеготалопа SWE_{max} , а также приземной температуры воздуха T и осадков P

Характеристика	Период $T1$	Период $T2$
SWE_{mean} , мм	37/24	39/27
SWE_{win} , мм	81/59	84/62
SWE_{max} , мм	136/104	151/120
t_{start} , сут	32/36	37/40
t_{end} , сут	201/191	200/190
t_{sn} , сут	169/155	163/150
t_{max} , сут	172/158	174/163
K_L для SWE_{max}	1.31	1.26
T , $^\circ\text{C}$	3.0	4.0
P , мм/год	561	577

покрова под пологом леса t_{end} , напротив, почти не изменился. Он сдвинулся на более раннюю дату, но незначительно – всего на ~ 1 сут. Немного (на ~ 2 сут) на более поздние сроки сдвинулась и дата достижения максимальных снеготалопа t_{max} .

Причины произошедших в течение исторического периода 1967–2019 гг. изменений характеристик режима формирования снежного покрова на ЕТР проанализированы в [7]. Там же описан механизм влияния изменения основных (удобных для оценки и наиболее часто используемых в гидрологических расчетах) климатических предикторов (P и T) на динамику снежного покрова на полевых участках ЕТР. Этот механизм действует и на лесных участках. Состоит он в следующем.

Увеличение в северных и умеренных широтах количества осадков в холодный период года должно приводить к увеличению снеготалопа. Но повышение температуры воздуха обуславливает сокращение продолжительности холодного периода, что, естественно, должно способствовать уменьшению накапливающихся за этот период снеготалопа. Результирующее же влияние изменения указанных предикторов на изменение режима формирования снежного покрова зависит от того, влияние какого фактора окажется преобладающим.

В публикациях по исследованию динамики режима формирования снеготалопа в исторический период и прогнозам ее изменения в XXI в. [8, 19, 25, 29, 33] отмечается, что практически во всех регионах земного шара, где возможно наличие снежного покрова, продолжительность его залегания будет уменьшаться. Также для большей

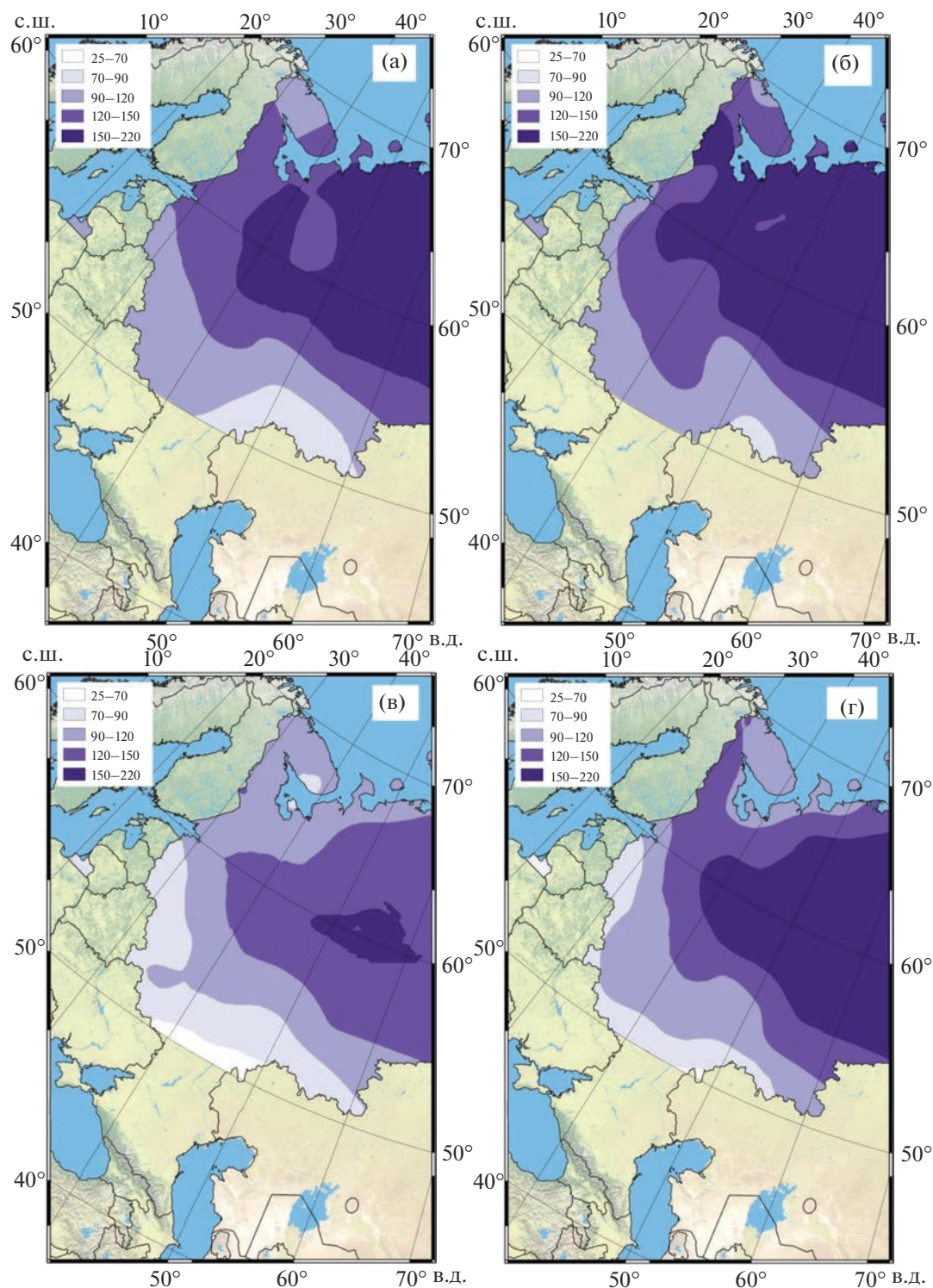


Рис. 4. Распределение климатических значений максимальных за год снегозапасов SWE_{max} (мм) на лесных (а, б) и полевых (в, г) участках ЕТР для периодов $T1$ (а, в) и $T2$ (б, г).

части указанной территории прогнозируется и уменьшение снегозапасов в зимний период. Однако в регионах высоких широт, к которым относится северная часть Канады и РФ, результаты

расчетов с использованием климатических моделей прогнозируют увеличение SWE в XXI в. в зимний период [24, 29]. Это свидетельствует о том, что приоритет влияния на изменение динамики

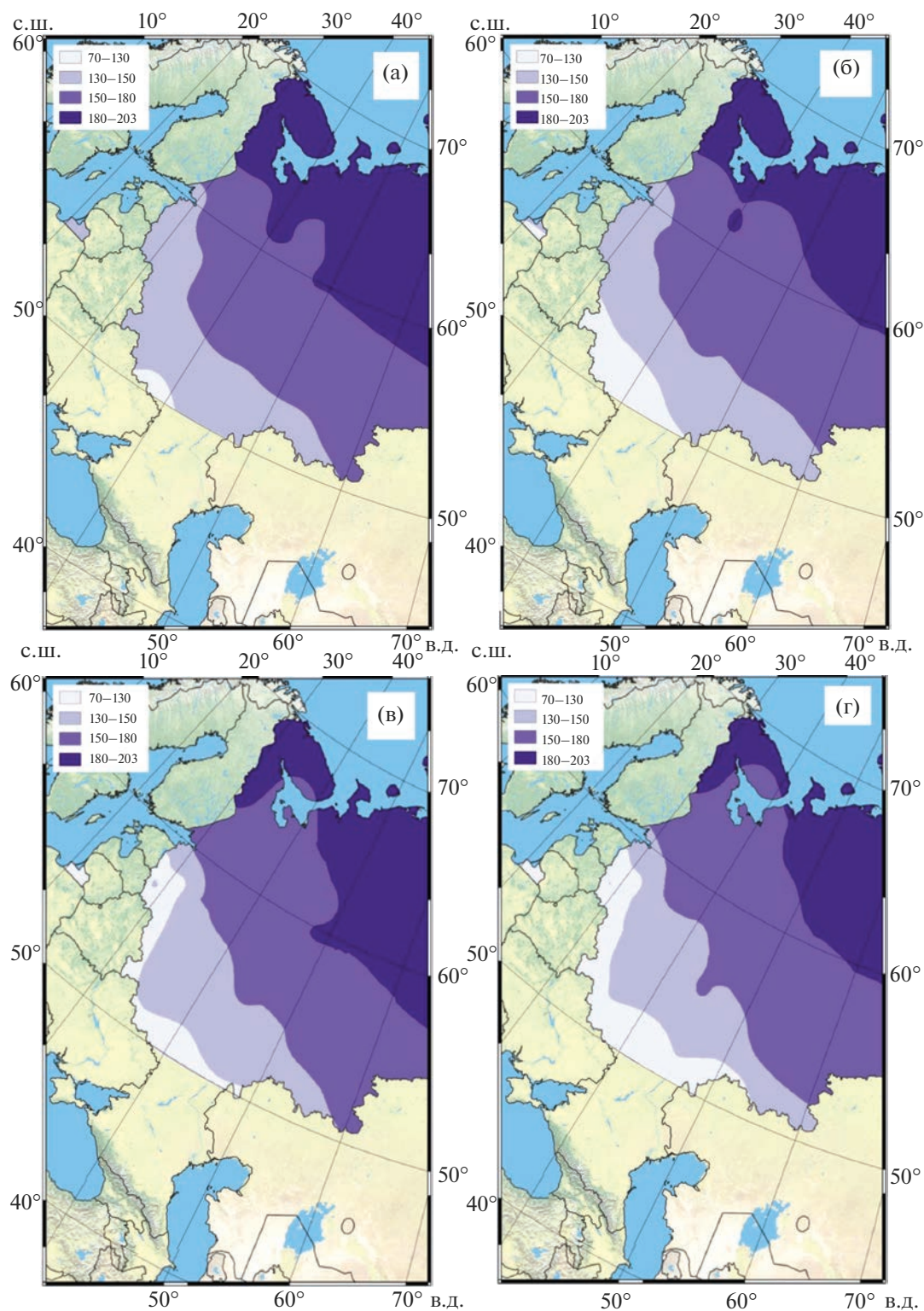


Рис. 5. Распределение климатических значений продолжительности залегания снежного покрова (сут) на лесных (а, б) и полевых (в, г) участках ЕТР для периодов T_1 (а, в) и T_2 (б, г).

климатических значений снегозапасов в этих регионах принадлежит такому фактору, как увеличение количества осадков.

Рассмотрим действие указанного механизма применительно к полученным в настоящей работе результатам (табл. 1). Сопоставляя климатиче-

ские значения различных характеристик для периодов T_1 и T_2 , получим, что увеличение средней по станциям климатической температуры воздуха на $\sim 1^\circ\text{C}$ привело к сдвигу на более поздние сроки дат установления снежного покрова на лесных и полевых участках на 4–5 сут. В то же время прирост климатических осадков на ~ 16 мм/год ($\sim 3\%$) вызвал увеличение как средних за зиму SWE_{win} , так и максимальных SWE_{max} величин снегозапасов (рис. 4). Влияние увеличения климатической температуры воздуха, сдвигающего дату схода снежного покрова на более ранние сроки, в значительной мере было скомпенсировано увеличением SWE_{max} , затягивающим период снеготаяния. В результате усредненная по станциям климатическая дата схода снежного покрова почти не изменилась (сдвинулась на более раннюю дату всего на 1 сут).

Различие динамики формирования снегозапасов на лесных и полевых участках ЕТР

В настоящее время имеется много публикаций, посвященных исследованию различий формирования снежного покрова на открытой местности (в поле) и под пологом леса. В основу подобных исследований, проведенных для областей суши с различными природными условиями, положены результаты стандартных наблюдений за формированием снежного покрова, специализированных экспериментов, а также физико-математического моделирования тепловлагообмена в системе почва–растительный/снежный покров–атмосфера [9, 11–13, 15, 16, 21–23, 28, 30], которые показали, что лес в зависимости от природных условий и характеристик древостоя может способствовать как увеличению, так и их уменьшению снегозапасов под кронами деревьев по сравнению с полевыми участками.

Увеличению снегонакопления в лесных насаждениях по сравнению с полем содействуют следующие факторы. Лес в силу ряда причин может способствовать увеличению количества осадков [12], хотя этот вопрос на протяжении многих лет был и остается дискуссионным [14]. Кроны деревьев сокращают поступление приходящей к поверхности снега радиации и уменьшают скорость ветра, в силу чего предохраняют лежащий под пологом леса снег от испарения, выдувания и таяния в период оттепелей и весеннего снеготаяния. Уменьшению испарения со снежной поверхности в лесу способствует также формирующаяся под пологом леса повышенная по сравнению с полем влажность воздуха.

В то же время есть вторая группа факторов, действие которых направлено в сторону уменьшения снегонакопления в лесу. Главный из них — перехват выпадающих твердых осадков кронами

деревьев. Перехваченные осадки в значительной мере испаряются, освобождая так называемую “емкость перехвата” лесного насаждения для перехвата следующих осадков. При этом испарение снега с крон деревьев происходит более интенсивно, чем с поверхности в поле, поскольку в силу многократного отражения значительной доли приходящей солнечной радиации от фитоеlementов, по существу, почти фрактальной поверхности древостоя (отраженная одними фитоеlementами радиация может частично переотражаться и поглощаться другими фитоеlementами) эффективное альbedo даже сильно заснеженного леса гораздо ниже альbedo снежного покрова в поле, имеющего относительно гладкую поверхность. Кроме того, можно отметить и длинноволновый радиационный теплообмен, способствующий передаче тепла от имеющих пониженное альbedo нагретых крон деревьев к поверхности снега под пологом леса.

Результирующий эффект влияния леса на снегонакопление определяется совокупностью указанных групп факторов и может быть разным в разных случаях. Преобладающее влияние тех или иных факторов на изменение снегонакопления определяется природными условиями и морфологическими характеристиками древостоя (при этом, как отмечается в [21], снегонакопление в лесу наиболее чувствительно не к его морфологическим параметрам, а к метеорологическим характеристикам рассматриваемого района).

Полученные в [7] и в настоящей работе результаты моделирования показали, что на территории ЕТР на снегонакопление в лесной экосистеме в большей степени оказывает влияние первая группа факторов, приводящая к увеличению снегонакопления по сравнению с полем. Так, в среднем по ЕТР значения среднегодовых SWE_{mean} , средних зимних SWE_{win} и, что особенно важно, максимальных за год SWE_{max} снегозапасов на лесных участках выше, чем на полевых, т. е. коэффициент снегонакопления $K_{\text{л}} > 1$ (табл. 1). Результаты оценки $K_{\text{л}}$ по данным наблюдений на метеорологических станциях ЕТР [9, 11] подтверждают этот вывод. Факторы, обуславливающие $K_{\text{л}} > 1$, приводят и к большей продолжительности залегания снежного покрова в лесу по сравнению с продолжительностью его залегания на поле (табл. 1).

Что касается изменения значения $K_{\text{л}}$ в течение исторического периода, то климатические изменения метеорологических характеристик на ЕТР приводят к некоторому уменьшению со временем среднего по ЕТР значения $K_{\text{л}}$ (табл. 1). Тенденцию снижения $K_{\text{л}}$ на ЕТР в определенной мере подтверждают и данные наблюдений [11].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе разработанной авторами статьи модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP проведены многолетние расчеты (с трехчасовым временным шагом) характеристик снежного покрова для лесных участков ЕТР для исторического периода (1967–2019 гг.). Сопоставление результатов моделирования с соответствующими данными маршрутных снегомерных съемок на метеорологических станциях ЕТР показало, что SWAP удовлетворительно воспроизводит динамику снеготоплив, высоты и плотности снежного покрова под пологом леса на указанных объектах. Данный вывод дает основание использовать модель SWAP в качестве основного инструмента прогнозирования многолетней динамики характеристик снежного покрова на ЕТР.

Для лесных участков, расположенных в районах снегомерных съемок, получены климатические значения характеристик режима формирования снежного покрова для двух климатических периодов – T_1 (1967–1992 гг.) и T_2 (1993–2019 гг.), что позволило выявить тенденции изменения этих характеристик в течение исторического периода. При этом направленность климатических изменений характеристик снежного покрова на лесных и полевых участках ЕТР совпадает и соответствует прогнозам на XXI в., полученным на основе климатических моделей.

Для лесных участков в районах метеорологических станций ЕТР получено, что рост за исторический период среднего по станциям климатического значения температуры воздуха на $\sim 1^\circ\text{C}$ привел к сдвигу на более поздние сроки дат установления снежного покрова под пологом леса (в среднем на ~ 5 сут). В то же время прирост климатических осадков в среднем на ~ 16 мм/год ($\sim 3\%$) вызвал увеличение как средних за зиму, так и максимальных значений снеготоплив (последние выросли в среднем по ЕТР на ~ 15 мм ($\sim 11\%$)). Эффект влияния увеличения климатического значения температуры воздуха, сдвигающего дату схода снежного покрова на более ранние сроки, в значительной мере был скомпенсирован эффектом увеличения максимальных снеготоплив. В результате усредненная по станциям ЕТР климатическая дата схода снежного покрова в лесу почти не изменилась (сдвинулась на более раннюю дату всего на 1 сут). Среднее по станциям ЕТР климатическое значение продолжительности залегания снежного покрова $t_{\text{сн}}$ сократилось на ~ 6 сут.

Полученные в работе результаты моделирования характеристик формирования снежного покрова показали, что на территории ЕТР на формирование снежного покрова под пологом леса в большей степени оказывает влияние группа факторов, вызывающая увеличение снеготоплива и продолжительности залегания снега в лесу

по сравнению с полем. В результате среднее по ЕТР значение коэффициента снеготоплива оказалось больше единицы. В то же время климатические изменения метеорологических характеристик за исторический период привели к уменьшению со временем коэффициента снеготоплива.

Следует отметить, что настоящая публикация – очередной этап исследований авторов по моделированию и прогнозированию динамики характеристик снежного покрова на территории Российской Федерации. Данный этап предназначен для проверки способности модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP воспроизводить динамику формирования снежного покрова на ЕТР, что необходимо для обоснования возможности использования модели для получения долгосрочных сценарных прогнозов изменения характеристик формирования снежного покрова на территории России в XXI в.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД). <http://meteo.ru> (дата обращения: 09.03.2022)
2. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.
3. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Параметризация процессов тепловлагообмена в бореальных лесных экосистемах // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 2. С. 182–200.
4. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Параметризация процессов тепловлагообмена в системе “грунтовые воды–почва–растительный/снежный покров–атмосфера” для территорий с четко выраженной сезонной изменчивостью климата // Почвоведение. 2000. № 6. С. 733–748.
5. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Расчеты формирования снежного покрова в различных природных условиях на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // Лед и снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 167–181.
6. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я. Моделирование стока на малых водосборах в зоне многолетней мерзлоты на основе модели SWAP // Вод. ресурсы. 2006. Т. 33. № 2. С. 133–145.
7. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Моделирование динамики характеристик режима формирования снежного покрова на территории Российской Федерации. 1. Полевые участки ЕТР в исторический период // Вод. ресурсы. 2023. Т. 50. № 4.
8. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Сценарные прогнозы изменения снеготоплив в связи с возможными изменениями климата в различных районах земного шара // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. № 1. С. 100–113.

9. Мишон В. М. Теоретические и методические основы оценки ресурсов поверхностных вод в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения европейской части России. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Воронеж: ВГУ, 2007. 64 с.
10. Природные зоны России с севера на юг. <https://ru-static.z-dn.net/files/de9/28eeef6535ff591473f0a148973f5097.jpg> (дата обращения: 10.06.2022)
11. Сосновский Н.И., Осокин Г.А., Черняков А.В. Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и поле в первой декаде XXI века // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 2. С. 91–100. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2\(91-100\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(91-100))
12. Федоров С.Ф. Исследование элементов водного баланса в лесной зоне европейской территории СССР. Л.: Гидрометиздат, 1977. 264 с.
13. Черных Д.В., Золотов Д.В., Перишин Д.К., Бирюков Р.Ю. Пространственно-временная дифференциация снежного покрова в бассейне р. Касмалы (Алтайский край) // Вод. ресурсы. 2019. Т. 46. № 4. С. 359–369.
14. Andreassian V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate // J. Hydrol. 2004. V. 291. № 1–2. P. 1–27.
15. Bartlett P.A., MacKay M.D., Verseghy D.L. Modified snow algorithms in the Canadian Land Surface Scheme: Model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands // Atm.–Ocean. 2006. V. 44. P. 207–222. <https://doi.org/10.3137/ao.440301>
16. Bonner H.M., Raleigh M.S., Small E.E. Isolating forest process effects on modelled snowpack density and snow water equivalent // Hydrol. Processes. 2022. V. 36 (1). e14475. <https://doi.org/10.1002/hyp.14475>
17. Boone A., Habets F., Noilhan J., Clark D., Dirmeyer P., Fox S., Gusev Y., Haddeland I., Koster R., Lohmann D., Mahanama S., Mitchell K., Nasonova O., Niu G.-Y., Pitman A., Polcher J., Shmakin A.B., Tanaka K., van den Hurk B., Verant S., Verseghy D., Viterbo P., Yang Z.-L. The Rhone-aggregation land surface scheme intercomparison project: An overview // J. Clim. 2004. V. 17. P. 187–208.
18. Champeaux J.L., Masson V., Chauvin F. ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution // Meteorol. Appl. 2005. V. 12. P. 29–32. <https://doi.org/10.1017/S1350482705001519>
19. Essery R., Kim H., Wang L., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Decharme B., Dutra E., Fang X., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kontu A., Krinner G., Lafaysse M., Lejeune Y., Marke T., Marks D., Marty C., Menard C.B., Nasonova O., Nitta T., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H. Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 4687–4698. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020>
20. Etchevers P., Martin E., Brown R.D., Fierz C., Lejeune Y., Bazile E., Boone A., Dai Y., Essery R.L., Fernández A., Gusev Y.M., Jordan R.E., Koren V., Kowalczyk E.A., Nasonova N., Pyles R.D., Schlosser A.C., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Strasser U., Verseghy D.L., Yamazaki T., Yang Z. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (Snow MIP project) // Annals Glaciol. 2004. V. 38. P. 150–158. <https://doi.org/10.3189/172756404781814825>
21. Gelfan A., Pomeroy J.W., Kuchment L.S. Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt // J. Hydrometeorol. 2004. V. 5. P. 785–803.
22. Gusev Ye.M., Nasonova O.N. The simulation of heat and water exchange at the land–atmosphere interface for the boreal grassland by the land-surface model SWAP // Hydrol. Proc. 2002. V. 16. P. 1893–1919.
23. Gusev Y.M., Nasonova O.N. The simulation of heat and water exchange in the boreal spruce forest by the land-surface model SWAP // J. Hydrol. 2003. V. 280. № 1–4. P. 162–191.
24. Hosaka M., Nohara D., Kitoh A. Changes in snow cover and snow water equivalent due to global warming simulated by a 20km-mesh global atmospheric model // SOLA. 2005. V. 1. P. 093–096. <https://doi.org/10.2151/sola.2005-025>
25. Krinner G., Derksen C., Essery R., Flanner M., Hagemann S., Clark M., Hall A., Rott H., Brutel-Vuilmet C., Kim H., Ménard C.B., Mudryk L., Thackeray C., Wang L., Arduini G., Balsamo G., Bartlett P., Boike J., Boone A., Chéruf F., Colin J., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Derry J., Ducharme A., Dutra E., Fang X., Fierz C., Ghattas J., Gusev Y., Haverd V., Kontu A., Lafaysse M., Law R., Lawrence D., Li W., Marke T., Marks D., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Raleigh M.S., Schaedler G., Semenov V., Smirnova T., Stacke T., Strasser U., Svenson S., Turkov D., Wang T., Wever N., Yuan H., Zhou W. ESM-SnowMIP. Assessing models and quantifying snow-related climate feedbacks // Geosci. Model Dev. 2018. V. 11. P. 5027–5049.
26. Menard C.B., Essery R., Arduini G., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Dutra E., Fang X., Fierz C., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kim H., Krinner G., Lafaysse M., Marke T., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Strasser U., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H. Scientific and human errors in a snow model intercomparison // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2021. V. 102. № 1. P. E61–E79. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329>
27. Menard C.B., Essery R., Barr A., Bartlett P., Derry J., Dumont M., Fier C., Kim H., Kontu A., Lejeune Y., Marks D., Niwano M., Raleigh M., Wang L., Wever N. Meteorological and evaluation datasets for snow modelling at 10 reference sites: description of in situ and bias-corrected reanalysis data // Earth Syst. Sci. Data. 2019. V. 11. P. 865–880.
28. Pomeroy J.W., Gray D.M., Hedstrom N.R., Janowicz J.R. Prediction of seasonal snow accumulation in cold climate forests // Hydrol. Processes. 2002. V. 16. № 18. P. 3543–3558.
29. Räisänen J. Warmer climate: Less or more snow? // Clim. Dyn. 2008. V. 30. P. 307–319. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0289-y>
30. Roth T.R., Nolin A.W. Forest impacts on snow accumulation and ablation across an elevation gradient in a

- temperate montane environment // *Hydrol. Earth System Sci.* 2016. V. 21. P. 5427–5442.
31. Rutter N., Essery R.L., Pomeroy J.W., Altimir N., Andreadis K.M., Baker I.T., Barr A.G., Bartlett P., Boone A., Deng H., Douville H., Dutra E., Elder K., Ellis C., Feng X., Gelfan A., Goodbody A.G., Gusev Y.M., Gustafsson D., Hellström R.Å., Hirabayashi Y., Hirota T., Jonas T., Koren V., Kuragina A., Lettenmaier D.P., Li W., Luce C.H., Martin E., Nasonova O.N., Pumpanen J., Pyles R.D., Samuelsson P., Sandells M., Schädler G., Shmakina A.B., Smirnova T.G., Stähli M., Stöckli R., Strasser U., Su H., Suzuki K., Takata K., Tanaka K., Thompson E., Vesala T., Viterbo P., Wiltshire A., Xia K., Xue Y., Yamazaki T. Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2) // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. D06111. <https://doi.org/10.1029/2008JD011063>
 32. Schlosser C.A., Slater A., Robock A., Pitman A.J., Vinnikov Ya., Henderson-Sellers A., Speranskaya N.A., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P., de Rosnay P., Desborough C.E., Dickinson R.E., Dai Y.-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Y.M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E.A., Nasonova O.N., Noilhan J., Schaake J., Shmakina A.B., Smirnova T.G., Verseghy D.L., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.L. Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2(d) // *Monthly Weather Rev.* 2000. V. 128. № 2. P. 301–321.
 33. Schmucki E., Marty C., Fierz C., Lehning M. Simulations of 21st century snow response to climate change in Switzerland from a set of RCMs // *Int. J. Climatol.* 2015. V. 35. № 11. P. 3262–3273. <https://doi.org/10.1002/joc.4205>
 34. Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E., Henderson-Sellers A., Robock A., Vinnikov K.Ya., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P.M., de Rosnay P., Dickinson R.E., Dai Y.-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Ye.M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E.A., Nasonova O.N., Noilhan J., Schaake S., Shmakina A.B., Smirnova T.G., Verseghy D., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.-L., Zeng Q. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // *J. Hydrometeorol.* 2001. V. 2. P. 7–25.