

Параметризация процессов тепловлагопереноса в снежном покрове для моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши

Е. Е. Володина*, Л. Бенгтссон**, В. Н. Лыков***

Рассмотрены три последовательно усложняющиеся версии описания процессов тепловлагопереноса в снежном покрове в одномерной модели взаимодействия атмосферы с верхним слоем суши. В основу работы положено сравнение результатов моделирования с помощью этих параметризаций между собой и с данными наблюдений, охватывающими 18-летний период с 1966 по 1983 г., на научной станции Валдай. Показано, что введение в рассмотрение процессов просачивания сквозь снежную толщу талой воды и дождя и их замерзания, а также повторного промерзания воды, удерживаемой внутри снежного покрова, существенно сказывается на величине водно-эквивалентной высоты снега и, как следствие, речного стока. В меньшей степени, но все же заметно, эти процессы влияют на эволюцию влажностного режима почвы не только в зимний период, но и в последующие сезоны.

Введение

В связи с необходимостью усовершенствования климатических моделей общей циркуляции атмосферы и получения тем самым более реалистичных выводов о глобальных изменениях климата в настоящее время возросли интерес ученых и, следовательно, количество разработок, посвященных описанию процессов тепловлагообмена в системе атмосфера — растительность — снежный покров — почва. В настоящее время появилась возможность более тщательно оценить качество воспроизведения моделями различных метеорологических и гидрологических характеристик, поскольку в ходе различных полевых экспериментов и регулярных наблюдений на гидрометеорологических станциях были накоплены достаточно длинные ряды наблюдений за этими величинами. Выполненное исследование [6] показало, что, используя лишь данные регулярных метеорологических наблюдений, возможно воспроизвести с помощью современных моделей основные особенности как сезонных вариаций, так и межгодовой изменчивости гидрологических характеристик суши. Вместе с тем во многих аспектах проблема адекватного описания гидрологического цикла все еще далека от окончательного ее решения. В частности, большой интерес представляет исследование термодинамических процессов в снежном покрове и их роли во взаимодействии атмосферы с почвой в сезонном и межгодовом масштабах времени.

В данной статье представлены результаты использования трех версий параметризации процессов тепловлагопереноса внутри снежного покрова, которые последовательно включались в базовую одномерную модель [2],

* Московский государственный университет.

** Университет г. Лунда, Швеция.

*** Институт вычислительной математики Российской академии наук.

описывающую физические процессы в системе почва — растительность — снежный покров и взаимодействие этой системы с атмосферой. В свою очередь, эта одномерная модель является блоком трехмерной глобальной модели общей циркуляции атмосферы, разработанной в Институте вычислительной математики РАН. В основу данной работы положено сравнение результатов моделирования с помощью этих параметризаций между собой и с данными наблюдений на научной станции Валдай, которые были подготовлены в рамках программы PILPS-2d [6] и охватывают 18-летний период с 1966 по 1983 г. Такой длинный ряд наблюдений позволяет провести анализ не только сезонного хода моделируемых величин, но и их межгодовой изменчивости.

Статья построена следующим образом. Вначале (раздел 1) дано краткое описание базовой модели и более подробное изложение подходов к расчету процессов тепло- и влагопереноса в снеге. В разделе 2 приведена краткая информация об использованных в работе данных наблюдений. Далее, в разделе 3, изложены результаты моделирования, которые сопоставлены с данными измерений и сравнены между собой. В заключении сформулированы основные выводы проведенного исследования.

1. Модель

Численные эксперименты, результаты которых обсуждаются в следующем разделе, были проведены с помощью одномерной модели, описывающей как процессы тепло- и влагопереноса в почве, растительности и снежном покрове, так и обмен этой системы теплом и влагой с атмосферой. Модель представлена тремя версиями, причем каждая последующая версия отличается от предыдущей более подробным описанием тепло- и влагопереноса в снежном покрове. Основой всех версий модели является численное решение следующей системы уравнений:

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

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_w \left(\frac{\partial W}{\partial z} + \delta \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial \gamma}{\partial z} - F_i - F_v - R_f - R_r; \quad (2)$$

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

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

Здесь t — время, с; z — направленная вниз вертикальная координата, м; T — температура, °C; W — количество жидкой влаги в долях от веса сухой почвы, кг/кг; V — количество водяного пара, кг/кг; I — количество льда, кг/кг; λ_T — коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К); λ_w и λ_v — коэффициенты диффузии воды и водяного пара соответственно, м²/с; δ — коэффициент термовлагопроводности за счет градиента температуры, К⁻¹; ρ — плотность почвы, кг/м³; C — ее теплоемкость, Дж/(кг·К); γ — скорость инфильтрации воды под действием силы тяжести, м/с; L_i — удельная теплота замерзания (таяния), Дж/кг;

L_v — удельная теплота испарения (конденсации), Дж/кг; F_i — скорость изменения количества жидкой влаги и льда при замерзании (таянии), c^{-1} ; F_v — скорость изменения содержания водяного пара и воды при испарении (конденсации), c^{-1} ; R_f — изменение влагосодержания вследствие горизонтального стока воды, c^{-1} ; R_r — скорость всасывания воды корневой системой растительности, c^{-1} . Уравнения (1)–(4) решаются в слое $(0, H)$, где H соответствует горизонту в почве, на котором отсутствуют внутрисезонные изменения температуры.

Если поверхность почвы покрыта снегом толщиной h , то для описания процесса теплопереноса в слое $(-h, 0)$ обычно используется следующее уравнение теплопроводности:

$$\rho_{sn} C_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial z}, \quad (5)$$

где T_{sn} — температура снега, а ρ_{sn} , C_{sn} и λ_{sn} представляют собой его плотность, теплоемкость и коэффициент теплопроводности соответственно.

В качестве граничных условий для системы (1)–(3), (5) выбраны следующие формулировки. На верхней границе $z = -h$, если почва покрыта снегом, или $z = 0$ в случае его отсутствия предполагаются заданными температура подстилающей поверхности, количество водяного пара в воздухе и поток жидкой влаги, обусловленный дождевыми осадками, таянием снега и испарением с поверхности почвы. Температура подстилающей поверхности находится из уравнения теплового баланса подстилающей поверхности. В свою очередь, компоненты теплового баланса определяются по данным наблюдений за метеовеличинами (см. раздел 2). На нижней границе расчетной области $z = H$ задаются климатическое распределение температуры почвы и отсутствие диффузионных потоков воды и пара.

Высота снежного покрова h связана с его водно-эквивалентной высотой S (м) соотношением

$$\rho_w S = \int_{-h}^0 \rho_{sn} dz, \quad (6)$$

где ρ_w — плотность воды. Водно-эквивалентная высота снега в модели вычисляется с помощью следующего уравнения баланса:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P - M - E/L\rho_w \quad (7)$$

Здесь P — интенсивность осадков при температуре подстилающей поверхности, меньшей 0°C , м/с; M — интенсивность снеготаяния, м/с; E — поток скрытого тепла на поверхность снега, Вт/м²; L — удельная теплота возгонки (сублимации), Дж/кг.

Таяние снега начинается, когда температура подстилающей поверхности становится больше 0°C . При этом растаявший снег сразу же поступает на поверхность почвы, так же как и дождь, выпавший при наличии снежного покрова. Профиль температуры в снеге используется только для вычисления потока тепла из (в) системы(у) снежный покров — почва. Назовем представленную модель с описанным выше алгоритмом расчета процессов в снежном покрове моделью версии 1.

Более полно отражающим физическую реальность является подход [4], при котором вода, образующаяся при таянии снега на его поверхности, не оказывалась мгновенно на поверхности почвы, а просачивалась бы в толщу снега, замерзая и отдавая при этом скрытое тепло снежному покрову. В общих чертах эта идея реализована в промежуточной версии 2 модели, в которой введено понятие "запаса холода" снежной толщи [3] — количество тепла, необходимого для того, чтобы прогреть ее всю до 0°C. В каждый момент времени запас холода может либо увеличиться вследствие отрицательного баланса тепла на поверхности снега, либо уменьшиться вследствие положительного баланса тепла и (или) за счет тепла, которое отдает снегу просачивающаяся и замерзающая вода. И только тогда, когда запас холода становится отрицательным, образующаяся при таянии снега вода и выпадающие жидкие осадки могут целиком оказаться на поверхности раздела снег — почва.

Наиболее подробно приближает реальные физические процессы версия 3 модели. В ней снежный покров рассматривается как многослойная среда, каждый слой которой характеризуется своей температурой, влагосодержанием, толщиной, плотностью и пористостью, зависящей от плотности. При этом введен в рассмотрение процесс влагопереноса в снеге, который для каждого из слоев описывается следующим уравнением:

$$\rho_{sn} \frac{\partial w_{sn}}{\partial t} = \rho_w (M - R - q_+ + q_-). \quad (8)$$

Здесь w_{sn} — содержание жидкой влаги в рассматриваемом слое снега, $м$; R — скорость повторного промерзания воды, удерживаемой в слое, $м/с$; q_+ и q_- — направленные вниз потоки воды на нижней и верхней границе слоя соответственно, $м/с$. Диффузия жидкой влаги и водяного пара в этом приближении не учитывается. Скорости таяния снега и промерзания воды в каждом слое определяются тепловым балансом слоя. При этом тепловой баланс верхнего слоя формируется за счет лучистого теплообмена, турбулентных потоков явного и скрытого тепла, теплопроводности, а также потока тепла, поглощенного при оттаивании верхнего слоя и выделившегося при замерзании дождя. Тепловой баланс всех остальных слоев определяется теплопроводностью и потоком тепла, поглощенного при оттаивании данного слоя и выделившегося при замерзании просочившейся из вышележащих слоев воды.

Поток жидкой влаги (q_+ и q_-), вызванный действием силы тяжести, согласно [5], определяется эмпирической формулой

$$q = \gamma_{sn} \left(\frac{w_{sn} / \Delta z - w_{hc}}{\Pi - w_{hc}} \right)^3, \quad (9)$$

где γ_{sn} — гидравлическая проводимость (в модели $\gamma_{sn} = 0,01 \text{ м/с}$); Δz — толщина рассматриваемого слоя снега, Π — пористость снега, w_{hc} — некоторая гидравлическая константа (в модели $w_{hc} = 0,04$).

После расчета баланса жидкой и твердой влаги в слое снега на каждом шаге по времени вычисляется его новая толщина и плотность. Плотность слоя зависит от плотностей жидкой и замерзшей воды, от их количества в слое, а также от плотности свежеснежавшего снега. В модели плотность свежеснежавшего снега является функцией температуры подстилающей по-

верхности: при температуре поверхности меньше -10°C плотность равна 50 кг/м^3 , она квадратично возрастает до 200 кг/м^3 при увеличении температуры до 0°C (имитация мокрого снега).

Таким образом, с помощью уравнения (8) и расчета теплового баланса слоев снега в модели учитываются процессы просачивания талой воды и дождя сквозь снежную толщу, их замерзания и повторного, чаще всего ночного, промерзания воды, удерживаемой внутри снежного покрова.

При численной реализации модели производные по пространству аппроксимированы конечными разностями, а по времени использована неявная схема. Основные особенности вычислительного алгоритма приведены в статье [2]. Для расчета процессов просачивания воды и ее фазовых переходов внутри снежного покрова в третьей версии модели принято изменяющееся от шага к шагу по времени количество слоев, каждый из которых имел толщину, зависящую от его водного баланса на предыдущем шаге.

2. Данные наблюдений

Тестирование модели было проведено с использованием данных за 1966—1983 гг., полученных на нескольких опорных точках Валдайской научной станции ($57,6^{\circ}$ с. ш., $33,1^{\circ}$ в. д.), расположенной в 400 км к юго-востоку от Санкт-Петербурга. Результаты проведенных за этот период измерений были систематизированы в ходе выполнения программы PILPS-2d [6]. Они включают в себя данные о внешних по отношению к системе снежный покров — почва факторах (коротковолновая и длинноволновая солнечная радиация, температура, давление и влажность воздуха на высоте 2 м, скорость ветра на высоте 10 м и количество осадков) через каждые три часа, а также данные наблюдений, которые можно сравнить с результатами интегрирования модели (среднемесячное влагосодержание почвы в слоях 0—20, 0—50 и 0—100 см, подповерхностный речной сток, испарение с подстилающей поверхности и измеренная, как правило, раз в 10 дней толщина снежного покрова). Все перечисленные временные ряды размещены в сети Интернет (ftp://ftp.meto.umd.edu/pub/outgoing/soil_moisture/VALDAI), они также дополнены перечнем параметров, характеризующих свойства почвы и растительности в рассматриваемом районе.

3. Результаты моделирования и оценка их качества

В таблице приведены средние за все 18 лет и стандартные отклонения от них основных элементов гидрологического цикла, рассчитанные как по данным наблюдений, так и по результатам численных экспериментов. При анализе качества воспроизведения рассматриваемой моделью гидрологических характеристик основное внимание было уделено тем величинам, значения которых измеряются непосредственно. Как видно из данных таблицы, средний моделируемый сток и влажность почвы в слоях 0—20, 0—50 и 0—100 см находятся в хорошем согласии с наблюдаемыми величинами, если учесть, что точность измерения, например, влажности в слое 0—100 см равна 1 см [6]. При этом введение в модель более подробного описания процессов тепло- и влагообмена в снеге положительно сказывается на результатах моделирования этих элементов гидрологического цикла суши.

Средние и стандартные отклонения основных гидрологических характеристик
за 1966—1983 гг.

Данные	Сток, мм/сут	Влажность почвы в слое, см			Испарение, мм/сут
		0—20	0—50	0—100	
Наблюдения	$0,89 \pm 0,26$	$6,19 \pm 0,33$	$13,53 \pm 0,66$	$25,52 \pm 1,11$	$1,00 \pm 0,04$
Версия 1	$0,59 \pm 0,16$	$6,10 \pm 0,18$	$14,65 \pm 0,42$	$27,99 \pm 0,79$	$0,95 \pm 0,09$
Версия 2	$0,59 \pm 0,16$	$6,09 \pm 0,18$	$14,63 \pm 0,42$	$27,95 \pm 0,76$	$0,95 \pm 0,08$
Версия 3	$0,81 \pm 0,24$	$5,98 \pm 0,21$	$14,39 \pm 0,52$	$27,52 \pm 0,98$	$0,96 \pm 0,11$

Примечание. Стандартные отклонения рассчитаны по ежегодным средним значениям.

Заметим, что прямые натурные данные об испарении получены лишь для теплого периода (май — октябрь), в то время как в зимний период (ноябрь — апрель) испарение оценивалось как некоторая доля потенциального испарения [1]. Это означает, что результаты сравнения модельного и измеренного испарения заслуживают, вообще говоря, меньшего доверия, чем рассмотренные выше характеристики, полученные в результате прямых измерений. В целом же можно признать, что модель довольно хорошо воспроизводит интегральные свойства основных гидрологических параметров.

На рис. 1а представлен осредненный годовой ход водно-эквивалентной высоты снега, рассчитанный по различным версиям модели и по данным наблюдений. Вновь можно отметить, что модель улавливает основные качественные особенности наблюдаемой динамики снежного покрова. Вместе с тем видно, что моделируемая базовой версией модели (версией 1) водно-эквивалентная высота снега оказывается систематически заниженной на протяжении всех зимних и весенних месяцев. Разность между наблюдаемой и моделируемой толщиной снега постоянна в течение января и февраля, но возрастает в ноябре — декабре и, особенно, в марте, достигая максимума (59,5 мм) 31 марта. Средний максимум высоты снежного покрова (по данным измерений 132,8 мм) наблюдается 19 марта, окончательно снег сходит в среднем к 10 мая. Базовая же версия модели дает средний максимум в 99,3 мм 3 марта, и к 5 мая снег сходит полностью.

Такая динамика высоты снежного покрова является причиной несоответствия поведения в весенние месяцы моделируемого речного стока поведению наблюдаемого (рис. 1б): пик кривой, соответствующий весеннему половодью, приходится на март, а не на апрель, как в реальности, и меньше на 1,5 мм/сут. Этим же объясняется меньший осредненный по всем годам речной сток и заниженная его межгодовая изменчивость, моделируемые данной версией модели (см. таблицу).

В промежуточной версии 2 модели максимум высоты снежного покрова (104 мм) наблюдается уже 16 марта. Максимум разности, который достигается также 31 марта, в этой версии модели (35,2 мм) почти в 2 раза меньше, чем в базовой, но окончательный сход снега происходит также к 5 мая.

Как видно на рис. 1а, наилучшие результаты получены с помощью версии 3, содержащей наиболее подробное описание физических процессов в снеге. Средний максимум толщины снежного покрова (16 марта) уже

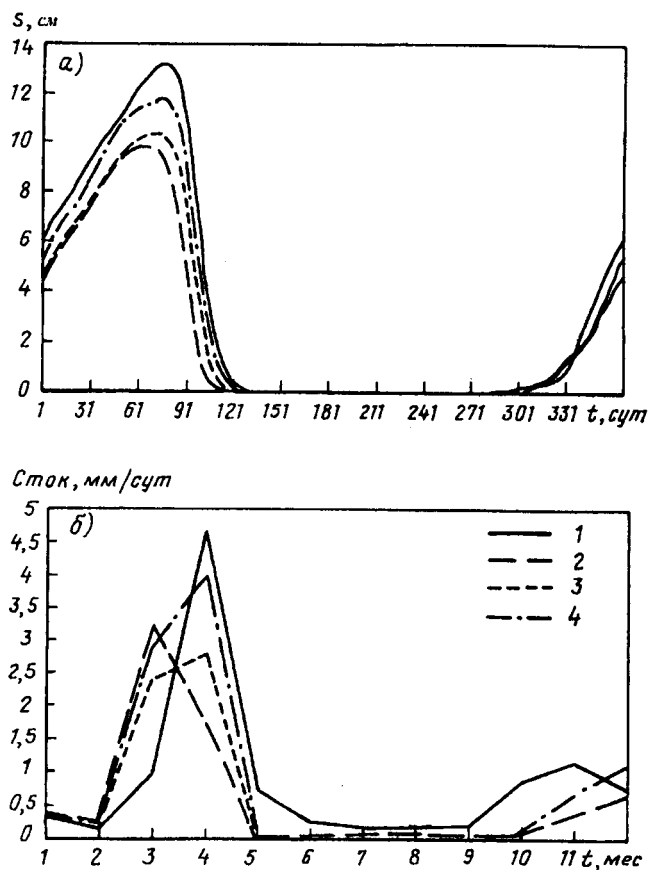


Рис. 1. Средний сезонный ход измеренной и моделируемой водно-эквивалентной высоты снега (а) и речного стока (б) за 1966—1983 гг.

1 — данные наблюдений; 2—4 — результаты версий 1—3 соответственно.

118,4 мм. Разность между измеренной и моделируемой толщиной снежного покрова в зимние месяцы оказывается примерно в два раза меньше, чем в обеих предыдущих версиях, а наибольшая разность (28 марта) равняется 18,5 мм. Кроме того, срок полного схода снега сдвигается к 8 мая.

В целом, можно сделать вывод о том, что для всех трех версий характерен рост разности между измеренной и моделируемой толщиной снежного покрова с середины февраля до конца марта, т. е. в тот период, когда таяние снега происходит еще не очень активно. Интенсивное же таяние в модели и в реальности происходит с одинаковой скоростью. Как следствие более позднего таяния, максимум кривой сезонного хода речного стока (рис. 1б) по результатам эксперимента с версией 3 модели сдвинулся на апрель, что соответствует действительности. Он увеличился и стал весьма близким к наблюдаемому, что вызвано более длительным периодом накопления снега перед началом таяния по сравнению с результатами расчетов первых двух версий модели.

Для иллюстрации роли процессов, связанных с просачиванием влаги сквозь снежный покров, на рис. 2 приведена зависимость профиля плотности снега от времени в один из периодов таяния (февраль — апрель 1977 г.), полученная по результатам эксперимента с наиболее подробной версией 3 модели. На рисунке видно, что до начала таяния вся толща снега имеет плотность, близкую к плотности свежесыпавшего снега, причем плотность увеличивается с глубиной. Затем за короткие периоды интенсивного таяния плотность нижних слоев значительно возрастает, что вызвано просачиванием талой воды сверху и последующим ее замерзанием, а также повторным промерзанием воды, которая выделилась в этих слоях при положительном тепловом балансе. Видно, что образовалась серия "ледяных корок" с большей, чем в окружающем снеге, плотностью, что часто наблюдается в действительности. К концу таяния весь оставшийся снежный покров имеет наибольшую плотность.

Сезонные вариации модельной влажности почвы в слоях 0—20, 0—50 и 0—100 см (рис. 3) в общих чертах повторяют внутригодовые изменения наблюдаемой влажности, а именно: в летние месяцы почва становится более сухой, а осенью и зимой влага в почве вновь накапливается. В то же время минимальная влажность во всех слоях, по данным наблюдений, приходится на июль, в модели же самым сухим месяцем является август. В слое 0—20 см средняя модельная влажность очень близка к средней наблюдаемой, но амплитуда колебаний сезонного хода модельной влажности несколько меньше измеренной. Систематически завышается

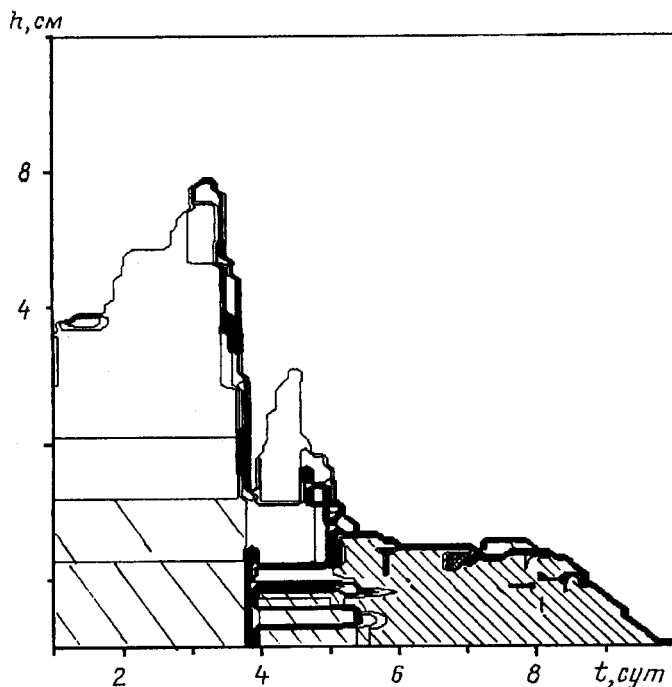


Рис. 2. Моделируемая с помощью версии 3 высота снега в феврале — апреле 1977 г.

Изоплетами показаны значения плотности снега в зависимости от высоты снега и времени. Изоплеты проведены через каждые 50 кг/м^3 , начиная от 50 (белый цвет) до 1000 кг/м^3 (черный цвет).

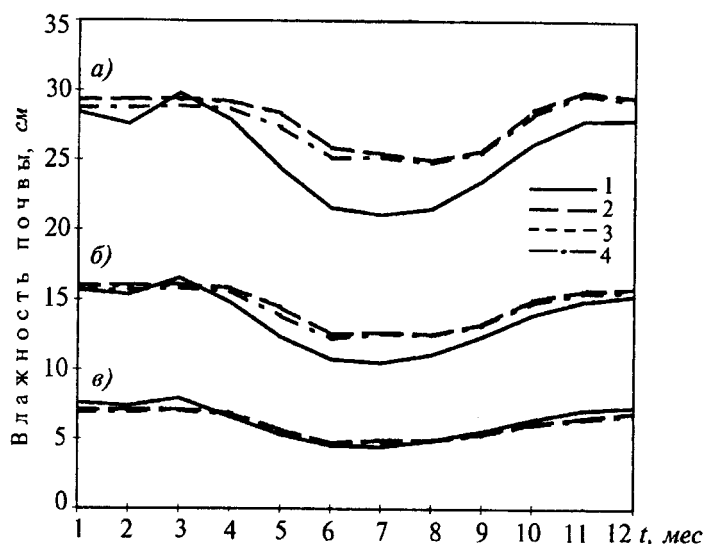


Рис. 3. Средний сезонный ход наблюдаемой и моделируемой влажности почвы (см) в слоях 0—20 (а), 0—50 (б) и 0—100 см (в).

Обозначения указаны на рис. 1.

моделью влажность почвы в слоях 0—50 и 0—100 см, причем все версии модели дают два летних минимума влажности — второстепенный в июне и главный в августе. Поэтому в июле наблюдается наибольшее различие между моделируемой и измеренной влажностью почвы — около 2 см в слое 0—50 см и около 4 см в слое 0—100 см. Тем не менее можно сделать вывод о том, что результаты эксперимента с наиболее подробным описанием физических процессов в снеге в целом ближе к наблюдаемым.

4. Выводы и заключение

Основной вывод из проведенной работы состоит, по мнению авторов, в том, что более подробное описание процессов тепло- и влагопереноса в снежном покрове улучшает результаты моделирования основных гидрологических характеристик. Введение в рассмотрение процессов просачивания сквозь снежную толщу талой воды и дождя и их замерзания, а также повторного промерзания воды, удерживаемой внутри снежного покрова, существенно сказалось на величине водно-эквивалентной высоты снега и, как следствие, речного стока. В меньшей степени, но все же заметно, эти процессы влияют на эволюцию влажности режима почвы не только в зимний период, но и в последующие сезоны.

На динамику снежного покрова наибольшее влияние могут оказать, по-видимому, две группы процессов: физические процессы внутри толщи снега и процессы в приземном слое атмосферы. Поэтому недостатки в результатах моделирования высоты снега следует искать в неучете или неправильном учете некоторых из этих процессов. Ближайшей целью продолжения данной работы видится реализация идеи о том, что на процесс просачивания жидкой влаги внутри снега влияет не только плотность слоев снега, но и размеры и форма кристаллов льда в этих слоях.

Кроме того, предполагается обратить внимание на процесс переноса тепла и влаги в приземном слое атмосферы и формирования турбулентных потоков явного и скрытого тепла, которые являются частью теплового баланса верхнего слоя снежного покрова.

Авторы благодарны А. Шлоссеру, А. Робоку, К. А. Винникову и Н. А. Сперанской за возможность использовать в данном исследовании систематизированные натурные данные станции Валдай; С. Халлдину, Л.-Х. Лундину и П. Каланка за плодотворные обсуждения результатов работы; рецензенту за полезные замечания. Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант 98-05-64210) и Международной ассоциацией содействия сотрудничеству с учеными из стран СНГ (грант INTAS-961-1935).

Литература

1. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. — Л., Гидрометеиздат, 1956, 255 с.
2. Володин Е. М., Лыкосов В. Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность — почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 1988, т. 34, с. 453—465.
3. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. — Л., Гидрометеиздат, 1957, 179 с.
4. Bengtsson L. Groundwater and meltwater in the snowmelt induced runoff. — Hydrol. Sci. J., 1982, vol. 27(2), pp. 147—158.
5. Colbeck S. C. The physical aspects of water flow through snow. — Adv. Hydroscl., 1978, vol. 11, pp. 165—206.
6. Schlosser C. A., Robock A., et al. 18-year land-surface hydrology model simulations for a midlatitude grassland catchment in Valdai, Russia. — Mon. Wea. Rev., 1997, vol. 125, pp. 3279—3296.

Поступила
24 IX 1999

PARAMETRIZATION OF HEAT AND MOISTURE TRANSFER THROUGH SNOW FOR SIMULATION OF SEASONAL VARIATIONS OF LAND-SURFACE HYDROLOGY CYCLE

E. E. Volodina, L. Bengtsson, and V. N. Lykosov

Three differently sophisticated parametrizations of heat and moisture transfer through snow are examined by means of a one-dimensional model describing the interaction between the atmosphere and the upper layer of land. Simulations with these parametrizations are compared with each other and with the 18-year series (1966—1983) obtained at the scientific station in Valdai. It is demonstrated that processes of meltwater and rainwater infiltration through snow and freezing as well as refreezing of the water kept within a snow cover should be taken into account since they strongly influence a water-equivalent snow height and, therefore, a river flow. To a lesser extent yet noticeably, these processes influence the evolution of the soil water regime not only in winter, but also in the successive seasons.