

Валидация динамико-статистического метода детализации метеорологических параметров

Введение

Основным современным методом прогноза погоды является численное моделирование. Однако, несмотря на стремительный рост компьютерных мощностей и совершенствование моделей, их пространственное разрешение остается недостаточным, прежде всего для потребителя. В модели трудно обеспечить воспроизведение адекватной пространственной изменчивости локального и регионального характера. В связи с этим в России и за рубежом интенсивно разрабатываются различные методики «детализации» численного прогноза. За рубежом подобные методики называют более-менее устоявшимся термином «downscaling». В российской литературе точного аналога этому термину пока не сложилось. Его заменяют терминами «регионализация», «уменьшение масштаба», «телескопизация» и т.д. Наиболее подходящим кажется термин «детализация», предложенный в работе [4], который и используем ниже без кавычек. В настоящее время имеется множество зарубежных и отечественных работ по применению методов детализации численных прогнозов различной заблаговременности с помощью статистических, динамических и вариационных процедур (см. обзор в [4]). Предлагаемый в данной работе метод является гибридным. Он, с одной стороны, использует ряды наблюдений, с другой стороны – результаты локальной энергобалансовой модели. Использование модели позволяет, в отличие от статистических методов, проводить детализацию не только в том месте, где имеется многолетний ряд наблюдений, но и в ближайших к станции регионах, удаленных не более 50-100 км. Для этого вводятся свойственные этим регионам характеристики подстилающей поверхности, и в соответствии с ними пересчитываются ряды метеорологических параметров.

В работе предполагается использовать теплобалансную модель, которая разрабатывается в Институте географии РАН (ИГ РАН) более десяти лет. Описание основных блоков модели ранее публиковалось. Но описание полной версии, по которой предполагается проводить расчеты, до сих пор в отечественной литературе не приводилось, в связи с этим мы считаем необходимым представить ее подробно. В данной работе приводятся также результаты ее тестирования и валидации.

Для валидации метода необходимо наличие длинного ряда данных метеорологических наблюдений с высокой временной дискретностью.

Кроме того, нужна детальная информация по характеристикам подстилающей поверхности регионов. Это обстоятельство особенно сужает возможности выбора.

В нашем распоряжении оказалась детальная информация об окружающих ландшафтах в районе г.Печора (Республика Коми), и по ним имелся и необходимый набор метеорологических параметров весьма хорошего качества.

Третьим аргументом для выбора региона является наличие эталонных эмпирических данных, по которым можно судить о качестве работы модели. Это условие оказалось одним из наиболее трудно достижимым. Измерения температуры поверхности почвы были только для одной недели в мае 1993 г., поэтому валидация проводилась для этой недели. Ниже приводятся результаты валидации.

1. Описание метода детализации температуры и влажности почвы

1.1. Общая характеристика локальной теплобалансовой модели

Эксперименты по воспроизведению температуры подстилающей поверхности проводились с использованием модели вертикального энерго- и влагообмена в системе «почва – снежный покров – растительность – атмосфера», разработанной для подобных задач в лаборатории климатологии ИГ РАН. Примеры применения модели для расчета режима тепло- и влагообмена в различных природных условиях приведены в нескольких публикациях [16, 21

и др.]. Модель под аббревиатурой SPONSOR с 1993 г. участвует в различных международных проектах, посвящённых сравнению моделей такого класса и вычислению характеристик тепло- и влагообмена в различных ландшафтах [17, 19]. С тех пор модель была существенно усовершенствована. В своей нынешней версии модель способна воспроизводить пространственно-временные изменения энерго- и влагообмена в различных ландшафтах суши на уровне лучших мировых образцов [16,20].

Модель SPONSOR включает вычисление полного цикла переноса и трансформации тепла и влаги на поверхности суши. В модели учитываются следующие физические процессы: перехват осадков растительностью, формирование локального стока излишков воды, впитывание воды в почву, водообмен между слоями почвы, испарение с поверхности почвы и транспирация воды растительным покровом, турбулентный теплообмен в приземном слое атмосферы, кондуктивный теплообмен в почве и снежном покрове, снегонакопление и снеготаяние, промерзание и оттаивание почвы и грунта. Ниже приведено описание способа учета каждого процесса. Ряд параметров, характеризующих свойства ландшафтов с точки зрения энерго- и влагообмена (например, теплопроводность почвы, аэродинамическая шероховатость), меняются во времени в зависимости от характеристик состояния (влагосодержания почвы, высоты снежного покрова и т.д.). Модель интегрируется с шагом по времени, равным одному часу. Для валидации модели и согласования параметров она должна быть проинтегрирована на сроки от нескольких месяцев до нескольких лет. В данном случае интервал был взят равным десяти годам. На каждом шаге по времени (т.е. каждый час) задавался набор реальных метеорологических параметров, включающий температуру и влажность воздуха, скорость ветра, интенсивность осадков, облачность и атмосферное давление. Кроме того, задавался набор параметров, описывающих свойства данного ландшафта, причём по некоторым параметрам (например, по листовому индексу) – с учетом сезонного хода.

Схематически вертикальная структура модели и физические процессы, учитываемые в ней, изображены на рис. 1. На каждом шаге по времени вычисляются следующие переменные состояния: температура поверхности ландшафта, температура поверхности почвы под снегом (при его наличии), температура в почве на 4 расчётных уровнях (0,05; 0,3; 0,5; 5 м), влагосодержание почвы, среднее для четырех слоев (0-0,1; 0,1-0,4; 0,4-1; 1-5 м), количество снега в водном эквиваленте и количество жидкой воды в снеге, количество осадков, перехваченных растительностью. Вычисляются также потоки, обеспечивающие перенос тепла и влаги в системе и фазовые переходы. Основные блоки модели включают описание следующих процессов.

1.2. Перехват осадков растительностью

Осадки, выпадающие на поверхность ландшафта, могут задерживаться растительностью. Количество осадков W_i , находящихся на растительности на данном шаге по времени, равно

$$W_i = \min(W_{i-1} + P\tau, W_{i_{\max}}),$$

где W_{i-1} – количество осадков, находящихся на растительности после предыдущего шага по времени; P – интенсивность осадков, τ – длина шага по времени; $W_{i_{\max}}$ – максимально возможная ёмкость перехвата осадков, пропорциональная сумме листового индекса растительности (LAI) и аналогичного индекса для ветвей и стволов (SAI). Интенсивность осадков, достигших поверхности почвы или снега, составляет

$$P_v = \max(P - W_i / \tau, 0).$$

1.3. Выпадение осадков на поверхность снега

Если температура воздуха у поверхности земли не превышает критического значения (в описываемой серии экспериментов оно было принято равным 0°C), осадки пополняют снеготоплив с интенсивностью, равной P_v . В противном случае осадки считаются дождём. Если дождь выпадает на поверхность снега, он вызывает нагревание поверхности снега согласно суммарной теплоёмкости дождя за данный шаг по времени, а при наличии

избыточной теплоёмкости после нагрева до 0°C – снеготаяние на поверхности и образование жидкой воды в снежном покрове. Её количество на каждом шаге по времени определяется как одна из переменных состояния данного ландшафта. Считается, что снег может удерживать жидкую воду в количестве не более 12% от его массы. Весь излишек жидкой воды направляется к поверхности почвы и учитывается аналогично дождю, выпадающему на поверхность почвы.

1.4. Изменение плотности снежного покрова

Плотность снежного покрова на каждом шаге по времени рассчитывается как средневзвешенное значение между плотностью снега с прежнего шага и плотностью свежего снега, принятой равной 100 кг/м³. Кроме того, плотность снега увеличивается вследствие его возраста из расчёта утробения за 120 суток. Плотность снега может также возрастать при замерзании жидкой воды в снежной толще (подробнее об этом процессе см. раздел 1.6). В соответствии с плотностью снежного покрова и его водным эквивалентом рассчитывается его высота, определяющая степень покрытия низкой растительности (трава, кустарник) снегом, аэродинамическую шероховатость, альбедо ландшафта и т.д.

1.5. Поверхностный и подпочвенный сток, влагообмен в почве

Принято, что поверхностный сток формируется двумя механизмами. Во-первых, при превышении интенсивностью дождя (или притока талой воды) максимально возможной гидравлической проводимости почвы (являющейся табличной константой для данного механического состава) излишек воды уходит в сток. Кроме того, дождь, выпадающий на долю территории, занятую участками с насыщенной почвой, также уходит в сток. Эта доля считается пропорциональной влагосодержанию верхнего слоя почвы. Остальная часть поступающей к поверхности почвы жидкости (дождя и/или талой воды) впитывается в верхний слой почвы. Вертикальный поток влаги между слоями почвы, а также на нижней границе почвы (подпочвенный сток) вычисляется по уравнению Дарси в обобщённой форме Ричардсона и Чайлдса [18] (поток считается положительным при направлении вверх):

$$Qz = -K(\partial\phi / \partial z + 1),$$

где K – гидравлическая проводимость почвы при данной влажности, ϕ – потенциал почвенной влаги, z – глубина. Параметры K и ϕ при данном объёмном влагосодержании w рассчитываются согласно приближениям Клэппа-Хорнбергера:

$$K = K_s w^{2b+3},$$

$$\phi = \phi_s b w^{b+2},$$

где K_s и ϕ_s – значения параметров K и ϕ при насыщении, b – параметр, характерный для данного механического состава почвы или грунта. Эти параметры табулированы для типичных механических составов (песка, суглинка и т.д.) в работе [19]. В данной реализации модели одним из внешних параметров задавалась глубина грунтовых вод. Ниже этого уровня почва считалась постоянно насыщенной, и вычисление потока Qz проводилось только для слоёв, расположенных выше него.

Излишек воды, возникающий в любом из почвенных слоёв, направляется в сток.

1.6. Таяние снега

Кроме описанной в разделе 1.3 ситуации, снег может таять, если температура на одной из его поверхностей станет выше 0°C. Если температура воздуха у земли выше критического значения – температура снега приравнивается 0°C, а весь избыток тепла расходуется на таяние, т.е. на формирование жидкой воды в снежной толще. Она поступает к поверхности почвы (и рассматривается как аналог дождя) только в том случае, если её количество превышает максимально возможное (см. раздел 1.3) при данном количестве снега. Если таяние происходит с верхней границы снега, а температура поверхности почвы под снегом ниже 0°C, жидкая вода в снеге замерзает в соответствии с теплоёмкостью нижней половины

снежного покрова (считается, что температура поверхности почвы равна температуре нижней половины снежной толщи). В этом случае образовавшийся в снегу лёд приобретает характерную для него плотность $0,917 \text{ кг/м}^3$ (принятую константой), меняя при этом и средневзвешенную плотность снежной толщи.

1.7. Фазовые переходы в почве

Замерзание почвы происходит, при понижении температуры почвы на данном расчётном уровне ниже 0°C , а влагосодержания данного слоя почвы превышает минимальное количество воды, не доступное для замерзания (по соотношениям из работ [6,7]). При обратной ситуации (превышении расчётной температурой почвы значения 0°C и наличии в данном слое замёрзшей воды) происходит таяние почвенной влаги. При замерзании почвенной влаги максимальный объём, который может быть занят почвенным льдом, считается равным пористости, которая превышает полевую влагоёмкость. Поэтому в этом случае слой почвы с более высоким содержанием льда становится относительно более «сухим», и к нему может возникнуть приток воды из лежащих ниже слоев, если этому способствует градиент влагосодержания.

1.8. Приток коротковолновой и длинноволновой радиации

Приходящая коротковолновая радиация рассчитывается для каждого шага по времени в зависимости от высоты Солнца в данный час данной даты, а также с учётом прозрачности атмосферы и облачности. Коэффициент прозрачности атмосферы в данном районе задавался постоянным для каждого месяца по [9].

Интенсивность прихода инфракрасной радиации из атмосферы к подстилающей поверхности (I_a) вычисляется из уравнений:

$$I_a = B\sigma\delta_a T_a^4,$$

$$\delta_a = 1.24(P_a / 1013)(E_0 / T_0)^{0.143},$$

$$B = \begin{cases} 1 + 0.17N^2, & T_a \geq 273.16 \\ 1 + 0.4Nr, & T_a < 273.16 \end{cases},$$

где σ – постоянная Стефана-Больцмана, δ_a – излучательная способность воздуха, T_a – температура воздуха по абсолютной шкале, E_0 и T_0 – упругость водяного пара и абсолютная температура воздуха на уровне моря, B – коэффициент, учитывающий влияние облачности, r – относительная влажность воздуха.

1.9. Изменения альbedo и поглощение приходящей радиации

Альbedo ландшафта может меняться при выпадении снега. При этом, если снег покрывает низкую растительность (траву, мхи, кустарники) не полностью, альbedo интерполируется между значениями, характерными для бесснежного состояния данного ландшафта и ненарушенного снежного покрова. При полном покрытии снегом низкой растительности, а также для снежного покрова под пологом леса, альbedo определяется в зависимости от содержания жидкой воды в снеге:

$$\alpha_{sn} = \alpha_c - (\alpha_c - \alpha_0)w_{sn} / w_{snmax},$$

где α_c – альbedo сухого снега, принятое равным 0.8, α_0 – альbedo влажного снега, принятое равным 0.5, w_{sn} и w_{snmax} – реальное и максимально возможное количество жидкой воды в снеге. Интенсивность радиации, поглощённой ландшафтом на данном шаге по времени, равна $(S+D)(1-\alpha)$.

1.10. Турбулентные потоки в приземном слое атмосферы

Турбулентный поток явного тепла от поверхности ландшафта в атмосферу вычисляется согласно теории подобия и размерности Монина-Обухова [2]. Коэффициент турбулентного

обмена определяется итерационным путём (достаточно 2-3 итераций на каждом шаге по времени) по формуле

$$K_t = \frac{\kappa^2 u_a}{(\ln(z_a/z_0) - f_m)(\ln(z_a/z_0) - a f_m)},$$

где κ - постоянная Кармана, u_a - скорость ветра на высоте z_a , z_0 - параметр шероховатости, f_m - параметр, определяемый в зависимости от температурной стратификации в приземном слое атмосферы и турбулентного потока явного тепла на предыдущей итерации, a - константа, равная 1 при устойчивой стратификации и 1.7 при неустойчивой. Параметр шероховатости z_0 вычисляется из соотношений, учитывающих высоту растительности и листовой индекс:

$$z_0 = h_v \left(1 - \frac{1}{\exp(LSAI/2)}\right) \frac{1}{\exp(LSAI/2)},$$

где h_v - высота растительности, $LSAI$ - общее проективное покрытие растительности, равное сумме листового индекса (LAI) и аналогичного индекса для веток и стволов (SAI), и выражаемое в m^2/m^2 . Поток явного тепла (положительный при направлении вверх) равен

$$H = K_t C_p \rho (T_s - T_a),$$

где C_p - удельная теплоёмкость воздуха при постоянном давлении, ρ - плотность воздуха, T_s - эффективная температура подстилающей поверхности, соответствующая уровню z_0 .

Реальная интенсивность испарения в большой мере определяется доступностью влаги на поверхности ландшафта и состоит из нескольких составляющих. Испарение осадков, перехваченных растительностью, происходит с интенсивностью, равной E_0 , но его сумма на данном шаге по времени ограничена количеством перехваченной влаги. То же самое можно сказать и об интенсивности испарения с поверхности снега, однако в этом случае потенциальное испарение вычисляется при постоянном параметре шероховатости, характерном для снежной поверхности, в том числе в случае испарения с поверхности снега под пологом леса. Сумма испарения снега за шаг по времени лимитируется количеством имеющегося снега. Испарение из верхнего слоя почвы и транспирация из каждого из почвенных слоёв вычисляется из уравнения

$$E_s = (E_0 - E_i - E_{sn}) w_1 (1 - f_v),$$

$$E_k = (E_0 - E_i - E_{sn}) w_k f_v f_r f_{LAI},$$

где E_s - испарение с поверхности оголённой почвы, E_i - испарение осадков, перехваченных растительностью, E_k - транспирация из слоя почвы с номером k , E_{sn} - испарение снега, w_k - влагосодержание слоя почвы с номером k , f_v - относительная площадь ландшафта, занятая растительностью (для всех ландшафтов в районе г. Печора, кроме приречных кос, этот параметр считался равным 0,9), f_r - доля площади, занятая корнями растительности в данном слое почвы, f_{LAI} - фактор, описывающий наличие зелёной фитомассы в данный сезон: он обращается в 0 при её отсутствии и равен 1 при наличии. Общее (суммарное) испарение за данный шаг по времени представляет собой сумму всех его составляющих:

$$E = E_i + E_{sn} + E_s + \sum_1^4 E_k,$$

где суммирование E_k производится по 4 слоям почвы.

1.11. Кондуктивные потоки тепла в почве и снежном покрове

Кондуктивные потоки вычисляются с использованием общепринятого подхода в зависимости от вертикального градиента температуры и теплопроводности среды:

$$G = \lambda \frac{\partial T}{\partial z},$$

где λ – теплопроводность почвы или снега, меняющаяся в зависимости от свойств среды. Поток G вычисляется между каждой последовательной парой расчётных уровней, начиная от поверхности. Теплопроводность снега определяется по формуле Янсона:

$$\lambda_{sn} = 0.67(6\rho_{sn}^4 + 1.9\rho_{sn} + 0.005),$$

где ρ_{sn} – плотность снега на данном шаге по времени. Теплопроводность почвы для каждого слоя на данном шаге по времени вычисляется из уравнения вида

$$\lambda_s = \lambda_{s0} + (\lambda_{s1} - \lambda_{s0})\sqrt{w},$$

где λ_{s0} – теплопроводность сухой почвы, λ_{s1} – теплопроводность насыщенной почвы, w – влагосодержание почвы. Параметры λ_{s0} и λ_{s1} задаются среди других постоянных свойств для каждого почвенного слоя в каждом типе ландшафта. Теплопроводность почвы умножается на коэффициент, равный 1.3, если вся доступная вода в данном слое замёрзла; коэффициент принимает промежуточные значения от 1 до 1.3, если замёрзла соответствующая часть почвенной влаги в данном слое.

Изменение температуры на каждом шаге по времени на расчётных уровнях в почве и под снегом определяется согласно кондуктивному потоку и теплоёмкости данного слоя, меняющейся в зависимости от его влагосодержания. Новые значения температуры на расчётных уровнях служат для вычисления кондуктивных потоков на следующем шаге по времени.

1.12. Тепловой баланс на поверхности ландшафта и его эффективная температура

На каждом шаге по времени после вычисления всех перечисленных потоков итерационным путём решается уравнение теплового баланса:

$$(S + D)(1 - \alpha) + I_a = H + LE + G_s + M + \sigma \delta_s T_s^4,$$

где G_s – кондуктивный поток в верхний слой почвы или в снег (при его наличии), M – расход тепла на таяние (или замерзание) на поверхности ландшафта, δ_s – способность поверхности излучать тепло. Уравнение записано в форме, позволяющей решить его относительно единственной неизвестной величины – эффективной температуры поверхности, или температуры поверхности ландшафта на высоте параметра шероховатости (T_s). Для ландшафтов, лишённых высокой растительности (деревьев), эта температура с высокой точностью соответствует измеряемой дистанционно с помощью радиометров. Для лесных ландшафтов значение T_s в среднем также соответствует радиационной температуре, однако последняя измеряется с искажениями вследствие того, что в поле зрения радиометра попадают верхушки деревьев, их различные части, просветы между деревьями, и т.д.

2. Ландшафтные и метеорологические параметры региона

Для экспериментов по району г. Печора были заданы параметры, описывающие свойства почвы и растительности на данной территории. Для этого были использованы материалы крупномасштабных лесоустроительных, почвенных и гидрогеологических карт по данному району [5,10-15]. Карты были отсканированы, привязаны к географическим координатам и векторизованы. Кроме того, использовались данные по характерным почвенным профилям республики Коми, опубликованные в работе [3], и по характеристикам грунтовых вод из работы [4]. В соответствии с данными о почвах и растительности в пределах исследуемой территории было выделено 33 сочетания типов почв и растительности, полностью исчерпывающие возможное разнообразие ландшафтных условий на ней. Далее считалось, что каждый тип, участвующий в расчётах, должен занимать достаточно большую территорию, чтобы можно было пренебречь краевыми эффектами в пограничном слое атмосферы, т.е. что каждый ландшафт формирует над собой однородное поле метеорологических вертикальных профилей, что позволяет рассчитывать вертикальный турбулентный перенос в соответствии с теорией Монина-Обухова. Из литературы известно,

что это условие выполняется для однородных участков размером не менее 300 м в поперечнике [8]. В силу этого участки меньших размеров, встречающиеся на данной территории, считались непригодными для расчётов температуры поверхности и игнорировались. Этот критерий позволил отбраковать 8 типов сочетаний почвы и растительности и довести исходное их число до 25. Некоторые из упомянутых 25 типов были затем объединены при условии небольших различий гидрофизических свойств почвы и параметров растительности. В результате был сформирован итоговый список из 18 сочетаний типов почв и растительности, для которых и проводились вычисления (в дальнейшем для краткости будем называть эти сочетания типами ландшафтов). Список всех выделенных типов ландшафтов приводится в табл. 1.

Для каждого типа ландшафта задавался ряд параметров, описывающих свойства его растительности и почвы (альbedo и высота растительности; листовой индекс с сезонным ходом; плотность почвы и ряд гидрофизических параметров, обусловленных её механическим составом; теплопроводность почвы в сухом и насыщенном водой виде и т.д.). При этом, свойства почвы, включая её механический состав, задавались переменными по вертикали, что отражает реальную ситуацию данного района: например, здесь нередко встречаются почвы с торфяной прослойкой в верхнем горизонте, песчаными горизонтами до глубины в несколько десятков сантиметров и суглинком в более глубоких слоях. Для каждого типа ландшафта задавалась также характерная глубина грунтовых вод, в основном залегающих на данной территории весьма неглубоко – не более 6 м, а на заболоченных участках не более 0,2-0,3 м.

Таблица 1

Сочетания типов почв и растительности в окрестностях г. Печора

№	Почва	Почвообразующая порода	Растительность	Глубина грунтовых вод, м

1	Глееподзолистая (Пг)	Суглинок	Еловый лес	5
2	Глееподзолистая (Пг)	Суглинок	Березовый	5
3	Подзолистая (П4)	Песок	лес	6
4	Подзолистая (П4)	Песок	Сосновый	5
5	Подзолистая (П4)	Песок	лес	4
6	Подзолистая (П4)	Песок	Еловый лес	4
7	Торфянисто-подзолисто-глееватая, торфяно-подзолисто-глеевая (Пб1, Пб2)	Суглинок	Березовый лес	4
8	Торфянисто-подзолисто-глееватая, торфянисто-подзолистая контактно-глееватая иллювиально-гумусовая, торфяно-подзолистая контактно-глееватая иллювиально-гумусовая (Пб1иг, Пб1киг, Пб2киг)	Супесь, глубже 40-80 см – суглинок	Редколесье Еловый лес	3
9	Торфянисто-подзолисто-глееватая, торфяно-подзолисто-глееватая (и контактно-глееватая) иллювиально-гумусовая (Пб1иг, Пб2иг, Пб2киг)	Песок, глубже 40-80 см – суглинок	Еловый лес	3
10	Торфянисто-подзолистая контактно-глееватая иллювиально-гумусовая, торфяно-подзолистая контактно-глееватая иллювиально-гумусовая (Пб1киг, Пб2киг)	Супесь, глубже 60-70 см – суглинок	Сосновый лес	2
11	Торфянисто-подзолистая контактно-глееватая иллювиально-гумусовая, торфяно-подзолистая контактно-глееватая иллювиально-гумусовая (Пб1киг, Пб2киг)	Песок, глубже 40-80 см – суглинок	Сосновый лес	2
12	Торфяно-подзолисто-глееватая (и контактно-глееватая) иллювиально-гумусовая (Пб2иг, Пб2киг)	Песок, глубже 40-80 см – суглинок	Еловый лес	1,5
13	Торфянисто-подзолистая контактно-глееватая иллювиально-гумусовая (Пб1киг, Пб2киг)	Супесь, глубже 60-70 см – суглинок	Березовый лес	0,5
14	Торфянисто-подзолистая контактно-глееватая иллювиально-гумусовая (Пб1киг)	Супесь, глубже 60-70 см – суглинок	Березовый лес	0,2
15	Аллювиальная дерновая и дерново-глееватая (Ад)	Суглинок, глубже 40-70 см – песок	Березовый лес	0,3
16	Аллювиальная болотная и дерново-глееватая (Аб)	–	Луг	0,3
17	Болотная верховая (Бс, Бос, Бсг)	–	Редколесье Верховое болото (сфагнум, кустарнички)	0,3
18	Болотная низинная (Бпг, Бн)	–	Низинное болото (кустарнички, трава, мхи)	
	Песчаные косы	Песок	Нет	

Глубина границ между почвенными слоями задавалась одинаковой для всех ландшафтов и составляла (сверху вниз, отсчитывая от верхней границы почвы) 0,1 м, 0,4 м, 1 м, 5 м.

В качестве метеорологических параметров использовались данные станции Печора за 1990-2000 гг. Наличие детальной метеорологической информации, полученной с высоким временным разрешением (4-8 сроков наблюдений в сутки) непосредственно в исследуемом районе, позволило обеспечить необходимую точность расчётов с точки зрения внешних параметров. Исходные данные по 4 срокам в сутки (1990-1995 гг.) и по 8 срокам в сутки (1996-2000 гг.) интерполировались для получения ежечасных данных. Сроки наблюдений (0,

6, 12 и 18 ч по Гринвичу в 4-срочном варианте, с 4 промежуточными сроками в 8-срочном варианте) позволяли достаточно точно описать суточный ход метеорологических параметров, поскольку максимальные и минимальные значения ряда параметров (температуры воздуха, скорости ветра и др.) обычно наблюдаются около 3 и 15 ч местного времени (т.е. в 0 и 12 по Гринвичу). Продолжительность осадков для данного района (используемая для перевода полусуточных измеренных сумм осадков в их интенсивность по часам) задавалась по данным [1].

3. Анализ результатов расчетов для различных ландшафтов

При проведении расчетов для района г. Печора был важен выбор периода для анализа полученных результатов. В нашем случае этот выбор определило наличие данных измерений температуры поверхности почвы. Несмотря на наличие более чем десятилетних рядов стандартных метеорологических данных со станции Печора, температура почвы в них практически отсутствовала, или появлялась лишь эпизодически. В связи с этим наличие непрерывных данных за одну неделю мая 1993 г. определило выбор периода валидации.

Как показано в табл. 1, в районе г. Печора встречается 18 различных ландшафтов, но наиболее характерны из них четыре, занимающие основную площадь:

- березовый лес на суглинистой глееподзолистой почве (ландшафт 2 в табл.1);
- березовый лес на песчаной подзолистой почве (ландшафт 5);
- редколесье на песчаной и подзолистой почве (ландшафт 6);
- пойменный луг на суглинистой аллювиальной дерновой и дерново-глеевой почве (ландшафт 14).

Именно для них анализировались модельные результаты.

3.1. Анализ изменения температуры почвы для различных ландшафтов

На рис. 2 представлены примеры графиков изменения модельной температуры в верхнем слое почвы (0-0,1 м) за 7,5 сут (1-8 мая 1993 г.) для различных ландшафтов в районе г.Печора. На этих же графиках нанесены значения температуры почвы, наблюдавшиеся на метеостанции Печора. Первое, что необходимо отметить – это в целом удачное воспроизведение моделью основных особенностей температуры поверхности почвы и ее суточного хода. Можно видеть также, что суточный ход в верхних слоях воспроизводится с несколько отличающейся для различных ландшафтов амплитудой. Так, для ландшафта 2 (березовый лес на суглинистой глееподзолистой почве) средняя суточная амплитуда составляет 7°C, для ландшафта 6 (редколесье на песчаной подзолистой почве) – 10°C, а для ландшафта 14 (пойменный луг на суглинистой аллювиальной дерновой и дерново-глеевой почве) – 15°C. По данным наблюдений, амплитуда суточного хода колебалась от 3 до 15°C.

Характеристики отличия измерений на метеостанции Печора и расчетов температуры поверхности для ландшафтов приведены в табл. 2. Из нее видно, что средние величины разности для всех основных ландшафтов, кроме пойменных лугов, не превосходят 2°C, на лугах средняя разность порядка 6°C, причем преобладает тенденция к занижению температуры в модельных расчетах. Это объясняется, очевидно, положением лугов: моделирование проводилось для лугов, расположенных в поймах рек при очень неглубоком залегании грунтовых вод, что обеспечивает постоянный приток воды к почвенным горизонтам и ее испарение. В то же время, метеостанция Печора находится на суходольном лугу, на водораздельном участке, где грунтовые воды залегают существенно глубже, и температуры поверхности выше.

Таблица 2

Характеристики разности модельной и измеренной температуры поверхности (°C) на различных ландшафтах в районе г. Печора

Ландшафт	Ср.	Min	Max	Дисперсия	Коэф.
----------	-----	-----	-----	-----------	-------

	разн.	разн.	разн.		коррел
Пойменный луг на суглинистой аллювиальной дерновой и дерново-глеевой почве	-6,29 0,83	-15,3 -8,0	4,1 3,2	5,48 2,61	0,78 0,86
Редколесье на песчаной подзолистой почве	1,54	-7,9	5,7	2,97	0,81
Березовый лес на песчаной подзолистой почве	1,63	-7,8	5,3	2,94	0,81
Березовый лес на суглинистой глееподзолистой почве					

Наименьшее расхождение между данными измерений и вычислений температуры поверхности получено для березового редколесья (0,83), что и естественно, т. к. измерения проводятся на открытой площадке, которая по свойствам ближе всего к редколесью. Коэффициент корреляции временного хода рядов температуры для всех ландшафтов весьма высок (порядка 0,8), что связано, прежде всего, с удачным описанием моделью суточного хода. В табл. 3 приведены характеристики разнообразия за данную неделю модельной температуры для выбранных ландшафтов. Видно, что температура поверхности различается для наиболее контрастных типов ландшафтов на 8°C (от 9,14 до 17,06), что приблизительно соответствует типичной пространственной изменчивости температуры для этого времени в зоне северной тайги [17, 19]. Видно также, что постепенный прогрев, который наблюдается для всех типов ландшафтов в течение этой недели, происходит с разной скоростью. Из анализа рис. 2 видно также, что наибольшие изменения температуры наблюдаются на заболоченном пойменном лугу (дисперсия за неделю – 8,42, табл. 2), что связано с процессами постепенного испарения излишков весенней влаги, а наименьшие – в березовом лесу на суглинистой глееподзолистой почве. Так, для березового леса скорость нагрева составляла 0,38° в сутки, для редколесья 0,26, а для пойменного луга – 0,47° в сутки.

Таблица 3

Характеристики модельной температуры (°C) в верхнем слое почвы на различных ландшафтах в районе г. Печора

Ландшафт	Сред.	Min	Max	Дисперсия
Пойменный луг на суглинистой аллювиальной дерновой и дерново-глеевой почве	9,14	-1,7	24,7	8,42
Редколесье на песчаной подзолистой почве	16,26	9,5	22,6	3,78
Березовый лес на песчаной подзолистой почве	16,97	10,2	22,8	3,78
Березовый лес на суглинистой глееподзолистой почве	17,06	10,3	22,8	3,76

Таким образом, можно констатировать, что модель реалистично воспроизводит температуру и ее временную изменчивость, а также разнообразие температуры почвы для различных ландшафтов. В дальнейшем эти результаты можно использовать для процедуры детализации численных прогнозов температуры поверхности и воздуха над этими ландшафтами.

3.2. Анализ изменения влажности почвы для различных ландшафтов

Оценить реалистичность воспроизведения моделью характеристик влажности почвы оказалось сложнее, чем температуры, в связи с отсутствием данных измерений. В нашем распоряжении имелся банк данных изменений влажности почвы по 50 станциям на территории бывшего СССР [22]. Однако ближайшая к г. Печора точка в этом банке данных – Усть-Цильма, находящаяся примерно в 250 км от него. Конечно, при таком расстоянии

невозможно непосредственно сопоставить данные вычислений и измерений, тем более что последние имелись только за 1972-1985 гг. Однако можно оценить, насколько успешно воспроизводятся моделью средние значения влажности почвы и ее характерная изменчивость. На рис. 3 представлены средние за май 1990-2000 гг. вычисленные значения влагосодержания почвы в метровом слое для различных ландшафтов в районе г. Печора, а также измеренные значения на станции Усть-Цильма в 1972-1985 гг. В среднем вычисленные значения ниже измеренных, однако в трех из четырех ландшафтов диапазоны изменчивости влажности почвы близки к измеренным. С учетом несовпадения данных измерений и вычислений во времени и в пространстве можно считать, что влажность почвы в среднем воспроизводится моделью удовлетворительно, а различия между результатами различных ландшафтов вполне разумны (они сравнимы, например, с результатами расчетов по бассейнам рек Торне и Каликс в Швеции [17, 19]. Наименьшая влажность почвы получена в березовом лесу на суглинистой глееподзолистой почве, где глубина залегания грунтовых вод наибольшая, а влагопроводность почвы невысока. Наибольшая влажность – на пойменном лугу с неглубоким залеганием грунтовых вод и постоянным их подтоком снизу вверх.

На рис. 4 представлены примеры изменения вычисленной влажности в метровом слое почвы за те же сроки и для тех же, что и на рис. 2, ландшафтов. Можно видеть, что изменения влажности от ландшафта к ландшафту при одних и тех же метеорологических условиях весьма разнообразны. В основном это связано с глубиной залегания грунтовых вод и гидрофизическими свойствами почвы. Так, при общем повышении температуры и постепенном испарении весенних излишков почвенной влаги, влажность в верхних слоях почвы заметно уменьшается в лесу и редколесье, причем более быстрое уменьшение (до 40-45 % за неделю) отмечено на песчаных почвах с более высокой влагопроводностью, и слабо изменяется на лугу с постоянным подтоком влаги из грунтовых вод. Очевидно, первая неделя мая при солнечной погоде (что и наблюдалось в 1993 г.) в северной тайге в основном характеризуется кардинальными изменениями влагозапасов почвы.

Характеристики модельных величин влажности почвы в верхнем 10-сантиметровом слое за те же дни в мае 1993 г. приведены в табл. 4. Можно видеть, что наибольшие величины влажности (9,08) получены для пойменного луга, а наименьшие (2,56) – в березовом лесу на суглинистой глееподзолистой почве. Их дисперсии в течение указанного срока отличаются не так заметно. Эти особенности соответствуют особенностям данных ландшафтов, о которых шла речь выше (глубина грунтовых вод, гидравлическая проводимость почвы).

Таблица 4

Характеристики модельной влажности почвы в верхнем 10-сантиметровом слое на различных ландшафтах в районе г. Печора

Ландшафт	Сред.	Min	Max	Дисперсия
Пойменный луг на суглинистой аллювиальной дерновой и дерново-глеевой почве	9,08	7,8	10,1	0,65
Редколесье на песчаной подзолистой почве	4,51	3,4	6,2	0,86
Березовый лес на песчаной подзолистой почве	2,66	2,1	3,8	0,49
Березовый лес на суглинистой глееподзолистой почве	2,56	1,9	3,6	0,56

В отсутствии данных наблюдений за влажностью почвы трудно оценить количественно степень реалистичности воспроизведения моделью режима влагооборота, но разнообразие значений влажности почвы для различных ландшафтов и их временного хода представляются вполне разумными. Поэтому можно надеяться, что результаты

моделирования локального энерговолагообмена можно будет использовать в процедуре детализации численных прогнозов и для влажности почвы, и для приземной влажности.

Выводы и дальнейшие планы

Из анализа результатов, приведенных на рис. 2-4, и табл. 2-4 следует, что при одних и тех же метеорологических условиях с помощью предложенного метода удастся получить реалистическую картину разнообразия температуры подстилающей поверхности и влажности почвы для различных ландшафтов региона. С помощью имеющейся модели пограничного слоя, предполагается получать температуру и влажность воздуха над всем диапазоном ландшафтов тестовых регионов и использовать эти новые ряды для регионализации результатов численных прогнозов погоды не только в точке расположения метеорологических станций, а и для всех имеющихся в регионе ландшафтов.

Таким образом, можно считать, что процедура валидирована для региона г. Печора прежде всего по температуре поверхности.

Авторы благодарны С.И. Еговкину за подготовку и предоставление в их распоряжение детальных карт растительности и почв в районе г. Печора.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты № 03-05-64312, 04-05-64151).

Список литературы

1. Алибегова Ж.Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков. – Л.: Гидрометеоздат, 1985, 230 с.
2. Братсерт У.Х. Испарение в атмосферу: теория, история, приложения. – Л.: Гидрометеоздат, 1985, 352 с.
3. Гидрогеология СССР. Том 42. / Под ред. В.Г.Чёрного. – М.: Недра, 1970, 288 с.
4. Дмитриев Е.В., К.Г.Рубинштейн, А.И.Чавро. Детализация крупномасштабного поля приземной температуры для Московского региона. // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 7. – С. 19-30.
5. Забоева И.В. Почвы и земельные ресурсы Коми АССР. АН СССР, Коми филиал, Институт биологии. 1975, 344 с.
6. Калюжный И.Л., Павлова К.К. Формирование потерь талого стока. – Л.: Гидрометеоздат, 1981.
7. Оке Т.Р. Климаты пограничного слоя. – Л.: Гидрометеоздат, 1982, 360 с.
8. Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР. – Л.: Гидрометеоздат, 1977, 355 с.
9. План лесонасаждений Берёзовского лесничества Каджеромского лесхоза, лесоустройство 1986 г. Комитет природных ресурсов Республики Коми МПР РФ, Сыктывкар.
10. План лесонасаждений Канинского лесничества Печорского механизированного лесхоза, лесоустройство 1989 г. Лесохозяйственное территориальное производственное объединение «Комилесхоз». Комитет природных ресурсов Республики Коми МПР РФ, Сыктывкар.
11. План лесонасаждений Конецборского лесничества Печорского механизированного лесхоза, лесоустройство 1989 г. Лесохозяйственное территориальное производственное объединение «Комилесхоз». Комитет природных ресурсов Республики Коми МПР РФ, Сыктывкар.
12. План лесонасаждений Левобережного лесничества Печорского механизированного лесхоза, лесоустройство 1989 г. Лесохозяйственное территориальное производственное объединение «Комилесхоз». Комитет природных ресурсов Республики Коми МПР РФ, Сыктывкар.
13. План лесонасаждений Чикшинского лесничества Каджеромского лесхоза, лесоустройство 1986 г. Комитет природных ресурсов Республики Коми МПР РФ, Сыктывкар.

14. Почвенная карта масштаба 1:100 000 территории координат 64°50' - 65°20' с.ш. и 56°45' - 57°30' в.д. и объяснительная записка к ней. Отчёт Института биологии Коми НЦ УрО РАН (отв. исп. И.В.Забоева). Сыктывкар, 2002, 24 с.
15. Шмакин А.Б. Параметризация процессов в снежном покрове, промерзающей и оттаивающей почве для моделей климата. // Метеорология и гидрология. – 1999. – №2. – С. 32-44.
16. Шмакин А.Б., А.Н.Кренке, А.Ю.Михайлов, Д.В.Турков. Роль ландшафтной структуры поверхности суши в климатической системе. // Известия РАН, серия географическая. – 2001. – № 4. – С.38-43.
17. Bowling L.C., Lettenmaier D.P., Nijssen B., Graham L.P., Clark D.B., Maayar M.E., Essery R., Goers S., Gusev Ye.M., Habets F., B. van den Hurk, Jin J., Kahan D., Lohmann D., Ma X., Mahanama S., Mocko D., Nasonova O., Niu G.-Y., Samuelsson P., Shmakin A.B., Takata K., Verseghy D., Viterbo P., Xia Y., Xue Y., Yang Z.-L. Simulation of high latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin: PILPS Phase 2(e). 1: Experiment description and summary intercomparisons. "Global and Planetary Change", 2003, 38 (1-2), pp. 1-30
18. Clapp R.B., Hornberger G.M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. "Water Resources Research", 1978, Vol.14, No.4, pp.601-604.
19. Nijssen B., Bowling L.C., Lettenmaier D.P., Clark D.B., Maayar M.E., Essery R., Goers S., Gusev Ye. M., Habets F., B. van den Hurk, Jin J., Kahan D., Lohmann D., Ma X., Mahanama S., Mocko D., Nasonova O., Niu G.-Y., Samuelsson P., Shmakin A.B., Takata K., Verseghy D., Viterbo P., Xia Y., Xue Y., Yang Z.-L. Simulation of high latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin: PILPS Phase 2(e). 2: Comparison of model results with observations. "Global and Planetary Change", 2003, 38 (1-2), pp. 31-53.
20. Slater A.G., C.A.Schlosser, C.E.Desborough, A.J.Pitman, A.Henderson-Sellers, A.Robock, K.Ya.Vinnikov, K.Mitchell, A.Boone, H.Braden, F.Chen, P.M.Cox, P.de Rosnay, R.E.Dickinson, Y.-J.Dai, Q.Duan, J.Entin, P.Etchevers, N.Gedney, Ye.M.Gusev, F.Habets, J.Kim, V.Koren, E.A.Kowalczyk, O.N.Nasonova, J.Noilhan, S.Schaake, A.B.Shmakin, T.G.Smirnova, D.Verseghy, P.Wetzel, Y.Xue, Z.-L.Yang, Q.Zeng. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d). "Journal of Hydrometeorology", 2001, Vol.2, No.1, pp.7-25.
21. Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements. "Global and Planetary Change", 1998, Vol. 19, No. 1-4, pp. 49-62
22. Vinnikov, K. Ya., Yeserkepova I.B. Soil moisture: empirical data and model results. "Journal of Climate", 1991, Vol. 4, pp. 66-79.