

# ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕЗОМАСШТАБНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИ НЕОДНОРОДНОЙ СУШИ\*

В. М. СТЕПАНЕНКО

*Научно-исследовательский Вычислительный центр МГУ, Москва, Россия*

e-mail: [stepanen@srcc.msu.ru](mailto:stepanen@srcc.msu.ru)

П. М. МИРАНДА

*Центр геофизики Лиссабонского университета, Португалия*

e-mail: [pmmiranda@fc.ul.pt](mailto:pmmiranda@fc.ul.pt)

В. Н. ЛЫКОСОВ

*Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия*

e-mail: [lykosssov@inm.ras.ru](mailto:lykosssov@inm.ras.ru)

The accuracy of a mosaic method of aggregation of the turbulent fluxes over hydrologically heterogeneous land surface is estimated. The comparison of results of numerical modeling with the natural observations demonstrates that the mesoscale Nh3d model adequately reproduces the main characteristics of breeze circulations. It is found that using the mosaic method, the spatially averaged turbulent fluxes can be calculated with satisfactory accuracy.

## Введение

Современный этап развития математических моделей климатической системы характеризуется постоянным совершенствованием пространственного разрешения и отказом (пока на региональном уровне) от гидростатического приближения. Указанные тенденции порождают новые проблемы в параметризации процессов подсеточных масштабов, среди которых важное место занимает взаимодействие атмосферы с гидрологически неоднородной сушией — территорией, покрытой густой сетью водных объектов (озера, реки, болота и т. п.), и занимающих значительную ее часть. Яркими примерами такой гидрологической неоднородности могут служить Западная Сибирь (здесь доля площади, занятая водными объектами, местами превышает 50 %), Карелия, Северная Америка.

---

\*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 04-05-64898).

© Институт вычислительных технологий Сибирского отделения Российской академии наук, 2006.

Вследствие различий в механизме теплообмена в водных объектах и почве (грунте) распределение температуры на такой территории очень неоднородно: днем водоемы представляют собой “холодные пятна”, ночью — “острова тепла”, что приводит к формированию бризовых циркуляций<sup>1</sup>. При сильном синоптическом потоке бризовая циркуляция практически не выражена, но и в этом случае озера существенным образом влияют на структуру пограничного слоя атмосферы [1]. Дело в том, что возникающие над озерами внутренние термические пограничные слои днем характеризуются пониженным по сравнению с окружающей сушей уровнем турбулентности (в силу устойчивой термической стратификации), а ночью, напротив, повышенным. В результате днем над озерами турбулентные потоки явного и скрытого тепла существенно меньше, а ночью, соответственно, больше, чем над окружающей территорией.

В крупномасштабных моделях (в частности, климатических и численного прогноза погоды) взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью осуществляется через турбулентные потоки в приземном слое, осредненные по площади конечно-разностной ячейки модели. Значения осредненных потоков в этих моделях не могут быть вычислены явно, поскольку их подсеточное распределение не воспроизводится. Поэтому используют ту или иную процедуру *агрегирования потоков*.

Общепринятый метод агрегирования заключается в следующем. В предположении справедливости формул аэродинамического метода [2] средние по модельной ячейке потоки рассчитываются исходя из средних по ячейке значений температуры воздуха, скорости ветра и влажности, причем наличие различных типов подстилающей поверхности учитывается с помощью мозаичного подхода. Однако в силу нелинейности аэродинамических формул турбулентный поток, рассчитанный по средним величинам, будет отличаться от потока, осредненного по ячейке, что может приводить к систематическим ошибкам в воспроизведении температуры подстилающей поверхности [3].

Данная работа посвящена изучению систематических ошибок агрегирования турбулентных потоков по мозаичному методу в приложении к случаю гидрологически неоднородной суши. С этой целью использована мезомасштабная негидростатическая модель атмосферы [4], модифицированная за счет учета процессов тепло-влажнопереноса в системе водоем — грунт [5], с помощью которой проведены численные эксперименты для различных синоптических условий, типов поверхности и конфигураций гидрологической сети.

## 1. Мозаичный метод агрегирования турбулентных потоков

Мозаичный подход является общепринятым и используется в большинстве современных климатических моделей. По-видимому, впервые систематическое изложение этого подхода с анализом результатов численных экспериментов было дано в работе [6]. Однако эта методология использовалась и ранее разными авторами в силу своей простоты и “естественности”. Суть ее заключается в следующем. Пусть некоторая территория с характерными для ячейки крупномасштабной модели размерами покрыта некоторым количеством  $M$  типов подстилающей поверхности. В рамках мозаичного подхода для каждого типа поверхности рассчитывается свой тепловой баланс, причем атмосферное воздействие (набор

---

<sup>1</sup>Здесь термин “бриз” используется в широком смысле — для обозначения циркуляции, возникающей над термически неоднородной поверхностью. Классический морской бриз является частным случаем такой циркуляции.

значений метеовеличин в приземном слое, таких как температура, влажность, скорость ветра, суммарная солнечная радиация и встречное излучение атмосферы) принимается одним и тем же для всех типов. Последнее обстоятельство является одним из источников систематических ошибок метода, поскольку, разумеется, над различными типами подстилающей поверхности метеовеличины принимают различные значения. Для каждого,  $i$ -го, типа поверхности вычисляются свои значения потоков тепла, влаги и количества движения ( $H_i$ ,  $LE_i$  и  $\tau_i$  соответственно), после чего вычисляются средние значения потоков по данной территории:

$$\left(\tilde{H}, L\tilde{E}, \tilde{\tau}\right) = \sum_{i=1}^M \alpha_i (H_i, LE_i, \tau_i), \quad (1)$$

где  $\alpha_i$  — доля площади рассматриваемой территории, занятая  $i$ -м типом поверхности.

Мозаичный метод критиковался рядом авторов и, в частности, самими его разработчиками [7, 8] в отношении того, что при описанном выше подходе не учитывается подсеточная изменчивость метеорологических полей, вызванная наличием мезомасштабных циркуляций. Значение подсеточной (мезомасштабной) изменчивости можно продемонстрировать на примере “штилевой” ситуации, в которой скорость синоптического ветра, вычисляемая крупномасштабной моделью, близка к нулю. В этом случае в рамках мозаичного подхода турбулентные потоки над каждым типом подстилающей поверхности будут рассчитываться для практически безветренных условий, в то время как в действительности они формируются при значительных локальных скоростях ветра (например, в бризовых течениях). Поскольку, как правило, чем больше скорость ветра, тем турбулентный обмен интенсивнее, мозаичный подход должен занижать осредненные по площади модельной ячейки подсеточные потоки. Естественно ожидать, что при увеличении скорости синоптического потока ошибка мозаичного метода будет уменьшаться, поскольку мезомасштабные циркуляции будут подавляться, а связанная с ними подсеточная изменчивость метеорологических полей становится пренебрежимо малой.

В настоящей работе используется следующий подход к агрегированию турбулентных потоков. В численных экспериментах с мезомасштабной моделью в явном виде воспроизводится подсеточная для крупномасштабных моделей изменчивость метеорологических параметров в приземном слое. По рассчитанным в рамках мезомасштабной модели потокам вычисляются средние по области интегрирования значения, принимаемые в качестве “истины”:

$$\left(\bar{H}, L\bar{E}, \bar{\tau}\right) = S^{-1} \iint_S (H, LE, \tau) ds, \quad (2)$$

где  $S$  — площадь области. Далее, по аналогичным формулам рассчитываются средние по области значения компонентов скорости ветра, температуры воздуха и влажности, характеризующие крупномасштабный поток. Используя эти значения, в рассматриваемой области в соответствии с мозаичным методом по формулам (1) вычисляются агрегированные турбулентные потоки, которые затем сравнивают с “истинными”.

## 2. Описание мезомасштабной модели

В рамках поставленной в данной работе задачи необходимо по возможности точнее воспроизвести турбулентные потоки над водоемами и различными ландшафтами суши. Для этого в используемой мезомасштабной модели атмосферы должны присутствовать “почвенный” и гидрологический блоки, адекватно описывающие соответствующие физические

процессы. Модели почвенной термодинамики к настоящему времени разработаны достаточно хорошо и применяются во всех атмосферных моделях. В то же время термодинамика водоемов до недавнего времени представлялась в атмосферных моделях упрощенными схемами, не учитывающими, в частности, эффекты плотностной стратификации. В настоящей работе для описания термодинамики водоемов и их теплообмена с атмосферой используется одномерная модель [5, 9], в которой эти эффекты приняты во внимание.

В качестве мезомасштабной атмосферной модели использована трехмерная негидростатическая модель Nh3d, разработанная в университете г. Рединга [4]. Эта модель основана на трехмерной негидростатической системе уравнений термогидродинамики атмосферы, записанной в декартовой  $\sigma$ -системе координат [10]:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial up_*}{\partial t} + \frac{\partial u^2 p_*}{\partial x} + \frac{\partial vup_*}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} up_*}{\partial \sigma} &= -p_* \frac{\partial \phi'}{\partial x} + \sigma \frac{\partial p_*}{\partial x} \frac{\partial \phi'}{\partial \sigma} + fvp_* + p_* (D_u + R_u), \\
\frac{\partial vp_*}{\partial t} + \frac{\partial uv p_*}{\partial x} + \frac{\partial v^2 p_*}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} vp_*}{\partial \sigma} &= -p_* \frac{\partial \phi'}{\partial y} + \sigma \frac{\partial p_*}{\partial y} \frac{\partial \phi'}{\partial \sigma} - fup_* + p_* (D_v + R_v), \\
\frac{\partial \tilde{w} p_*}{\partial t} + \frac{\partial u\tilde{w} p_*}{\partial x} + \frac{\partial v\tilde{w} p_*}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} \tilde{w} p_*}{\partial \sigma} &= -S_v p_* \frac{\partial \phi'}{\partial \sigma} + p_* g \left( \frac{\theta'}{\theta_s} - q_r \right) + p_* (D_w + R_w), \\
\frac{\partial \theta' p_*}{\partial t} + \frac{\partial u\theta' p_*}{\partial x} + \frac{\partial v\theta' p_*}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} \theta' p_*}{\partial \sigma} &= -S_v \tilde{w} p_* \frac{\partial \theta_s}{\partial \sigma} + p_* \frac{L_v}{c_p} \left( \frac{p_0}{p} \right)^k (\text{COND} - \text{EVAP}) + \\
&+ p_* (D_\theta + R_\theta), \\
\frac{\partial p_*}{\partial t} + \frac{\partial up_*}{\partial x} + \frac{\partial vp_*}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} p_*}{\partial \sigma} &= 0, \\
\frac{\partial q_v p_*}{\partial t} + \frac{\partial uq_v p_*}{\partial x} + \frac{\partial vq_v p_*}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} q_v p_*}{\partial \sigma} &= p_* (\text{EVAP} - \text{COND}) + p_* (D_{q_v} + R_{q_v}), \\
\frac{\partial q_c p_*}{\partial t} + \frac{\partial uq_c p_*}{\partial x} + \frac{\partial vq_c p_*}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} q_c p_*}{\partial \sigma} &= p_* (\text{COND} - \text{AUTO} - \text{COL}) + p_* (D_{q_c} + R_{q_c}), \\
\frac{\partial q_r p_*}{\partial t} + \frac{\partial uq_r p_*}{\partial x} + \frac{\partial vq_r p_*}{\partial y} + \frac{\partial \dot{\sigma} q_r p_*}{\partial \sigma} &= p_* (\text{AUTO} + \text{COL} - \text{EVAP}) - g \frac{\partial \rho V_r q_r}{\partial \sigma} + \\
&+ p_* (D_{q_r} + R_{q_r}).
\end{aligned} \tag{3}$$

Здесь  $t$  — время, с;  $x$  — горизонтальная координата вдоль круга широты, направленная на восток, м;  $y$  — горизонтальная координата вдоль круга долготы, направленная на север, м;  $\sigma = (p - p_t)/(p_s - p_t)$  — сигма-координата;  $c_p$  — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, Дж/(кг·К);  $g$  — ускорение свободного падения, м/с<sup>2</sup>;  $L_v$  — удельная теплота испарения/конденсации, Дж/кг;  $u, v$  — составляющие скорости вдоль осей  $Ox$  и  $Oy$  соответственно, м/с;  $\tilde{w}$  — аппроксимация составляющей скорости вдоль оси  $Oz$ , м/с;  $\dot{\sigma}$  — аналог вертикальной скорости в  $\sigma$ -системе, с<sup>-1</sup>;  $p$  — давление, Па;  $p_* = p_s - p_t$ ,  $p_s$  — давление на поверхности земли, а  $p_t$  — на верхней границе области расчета, Па;  $S_v = gp/R_d T_{vs} p_*$ ;  $\phi$  — геопотенциал, м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>;  $f$  — параметр Кориолиса, с<sup>-1</sup>;  $q_v$  — удельная влажность, кг/кг;  $q_c, q_r$  — концентрация облачных и дождевых капель соответственно, кг/кг;  $V_r$  — скорость падения дождевых капель, м/с; EVAP, AUTO, COND, COL — соответственно интенсивность испарения капель, автоконверсии, конденсации водяного пара, захвата облачных капель осадками, с<sup>-1</sup>;  $\theta$  — потенциальная температура, К;  $T_v$  — виртуальная температура, К;  $\rho$  — плотность воздуха, кг/м<sup>3</sup>;  $p_0 = 10^5$  Па;  $D_i$  и  $R_i$  — турбулентная диффузия и форсинг для соответствующих переменных,  $i = u, v, \theta, \dots$

Термодинамические переменные в этой системе представлены в терминах мезомасштабных отклонений (обозначены штрихами) от характеристик фонового состояния (обозначены чертой сверху). Величины, снабженные нижним индексом  $s$ , относятся к земной поверхности. Достоинством системы (3) является то, что она записана в дивергентном виде, что упрощает ее численное интегрирование.

Кроме уравнений для трех компонент скорости, уравнений притока тепла и неразрывности в систему входят прогностические уравнения для концентрации атмосферной влаги в трех ее состояниях: водяного пара, облачных и дождевых капель [11]. При расчете концентраций влаги учитываются процессы испарения, конденсации, автоконверсии и захвата облачных капель осадками. Возможность образования кристаллов льда в облаках не рассматривается. В модели также не принимаются во внимание радиационные процессы в атмосфере, однако потоки суммарной солнечной радиации и встречного излучения атмосферы у земной поверхности предполагаются заданными. Отсутствие в уравнении притока тепла радиационного источника вносит определенную ошибку в рассчитываемое распределение температуры и поле ветра, которой в рассматриваемой задаче, по-видимому, можно пренебречь, поскольку основной причиной развития бризовой циркуляции является горизонтальная неоднородность турбулентного теплообмена с подстилающей поверхностью.

Процессы тепло- и влагообмена в почве представлены в Nh3d двухслойной моделью ISBA [12]. Потоки тепла, влаги и количества движения в приземном слое рассчитываются с помощью уравнений аэродинамического метода, в которых учитывается транспирация влаги растительностью, а коэффициенты обмена задаются согласно работе [13].

В модели используются следующие граничные условия. На горизонтальных границах ставится условие излучения

$$\frac{\partial f}{\partial t} + C \frac{\partial f}{\partial n} = 0,$$

где  $f$  — одна из горизонтальных компонент скорости, мезомасштабное отклонение потенциальной температуры или разность давлений на уровне подстилающей поверхности и верхней границе области интегрирования;  $C$  — некоторая фазовая скорость;  $n$  — нормаль к границе. Использование этого условия позволяет практически исключить обратное отражение от границ гравитационных волн, возникающих внутри области счета. На верхней границе области задаются однородные граничные условия: производные по вертикальной координате от всех прогностических величин равны нулю. Для дополнительной фильтрации мелкомасштабных возмущений используется также слой поглощения, в котором на каждом шаге по времени применяется пространственное сглаживание прогностических переменных. В модели учтена возможность введения слоев поглощения и вдоль горизонтальных границ.

### 3. Численные эксперименты

Проведены две серии численных экспериментов, результаты которых анализировались согласно методике, описанной в разд. 2. В первой серии экспериментов в качестве расчетной области использовался квадрат размером в  $360 \times 360$  км<sup>2</sup>, в центре которого располагается озеро (глубиной в 2 м) в форме эллипса с полуосями, равными 70 и 40 км (рис. 1). Шаг по пространственным координатам составил 10 км, по времени — 5 с, а количество  $\sigma$ -уровней по вертикали 21. Конечно-разностная сетка по координате  $\sigma$  во всех экспериментах была неравномерной: в пограничном слое она сгущается, причем нижний уровень находится

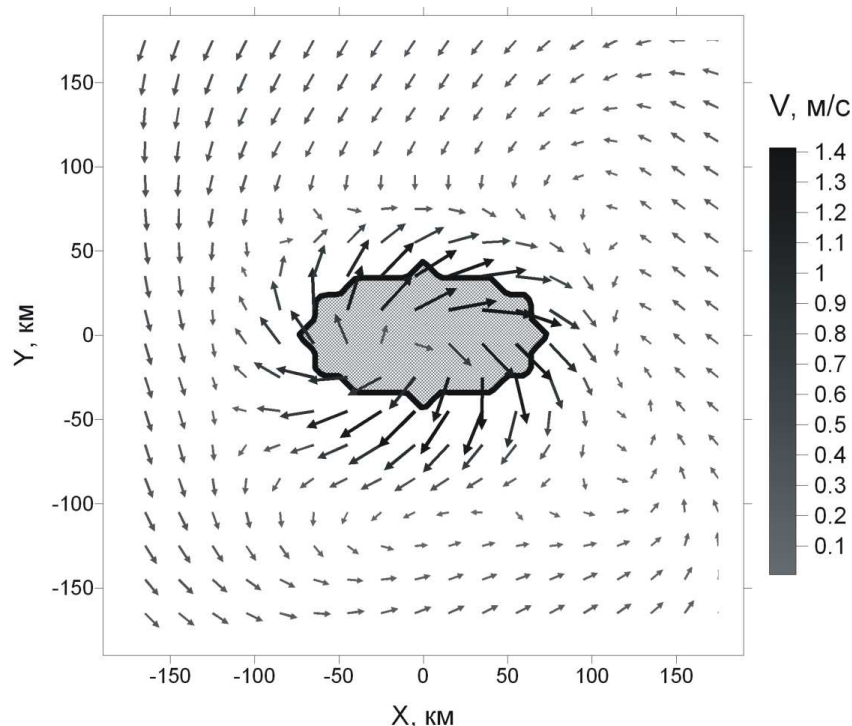


Рис. 1. Горизонтальное поле ветра на нижней  $\sigma$ -поверхности ( $\sim 35$  м над подстилающей поверхностью) в местный полдень. Длина стрелок и тон показывают модуль скорости. Заштрихованная область в центре области — озеро. Ось  $X$  направлена с запада на восток, ось  $Y$  — с юга на север.

на высоте  $\sim 35$  м над поверхностью. Верхняя граница области интегрирования располагалась на изобарической поверхности 200 гПа. Эксперименты проводились на 90 ч модельного времени. Фоновая стратификация задавалась устойчивой: вертикальный градиент потенциальной температуры составлял 3 К/км до высоты 5 км, выше 5 км потенциальная температура возрастала с меньшим градиентом. Все эксперименты проводились для летнего времени года, поскольку именно летом наблюдаются максимальные термические контрасты между различными ландшафтами и бризовые циркуляции получают максимальное развитие. Кроме того, в экспериментах не учитывались процессы конденсации и выпадения осадков. Продиктовано это тем, что мезомасштабные циркуляции (по крайней мере, в части местных ветров) наиболее развиты в безоблачных условиях. В численных экспериментах варьировались следующие входные параметры: скорость геострофического (синоптического) ветра, начальная влажность почвы и залесенность (доля площади суши, занятая лесом). Именно эти характеристики в наибольшей степени определяют степень развития мезомасштабных циркуляций [14].

**Контрольный эксперимент.** В контрольном эксперименте скорость геострофического ветра принималась равной нулю, влажность почвы 65 %, залесенность 50 %. На рис. 1 представлен дневной бриз, полученный в этом эксперименте. Как видно, ветер направлен с озера на сушу, причем заметно отклоняется вправо под действием силы Кориолиса. Максимальные скорости ветра достигают 1.4 м/с; это значение лежит в характерном диапазоне скоростей приземного бриза 1...5 м/с [15].

На рис. 2, *a* и *б* представлен временной ход потоков явного и скрытого тепла, осредненных по области расчета, а также рассчитанных по мозаичному методу агрегирования. Как следует из рисунка, кривые практически совпадают. Это объясняется небольшими

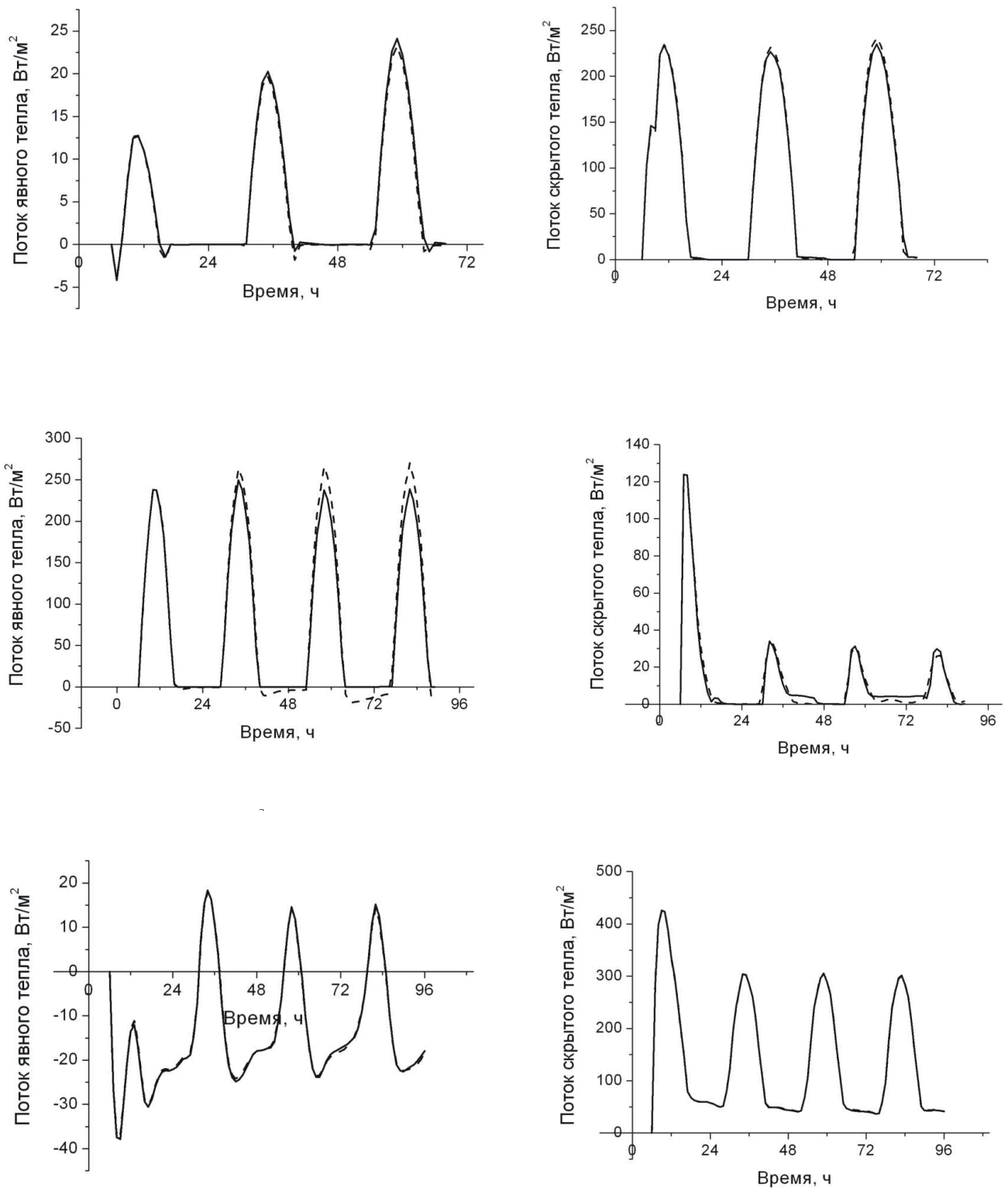


Рис. 2. Временной ход потоков явного (*a*) и скрытого (*б*) тепла, осредненных по области интегрирования (контрольный эксперимент); *в* и *г* — то же, но при влажности почвы 20% и доле лесной площади 0%; *д* и *е* — то же, но при скорости синоптического потока 10 м/с. Сплошной линией показан поток, полученный по мозаичному методу агрегирования, пунктиром — рассчитанный по результатам мезомасштабного моделирования.

скоростями ветра в бризе, которые не вызывают существенного подсеточного усиления потоков.

**Совместный эффект влажности почвы и залесенности.** В данном эксперименте влажность почвы принята равной 20 %, а доля лесной площади 0 %. Увеличение потоков явного тепла за счет уменьшения влажности почвы и залесенности привело к бурному развитию мезомасштабной циркуляции: максимальные скорости ветра в приземном слое достигали 7 м/с и более. В результате мозаичный подход демонстрировал бóльшую ошибку, чем в предыдущем эксперименте. Однако для дневного времени суток она по-прежнему не превышает 10 %, что можно считать хорошим результатом. На рис. 2, в и г также видно, что ночные потоки явного тепла существенно отличны от нуля и по модулю достигают 20...30 Вт/м<sup>2</sup>, что обусловлено высокими скоростями ветра.

Следует заметить, что бриз, полученный в данной эксперименте, является в своем роде экстремальным: в природе скорость бриза редко достигает 7 м/с. Поэтому, если в условиях такой интенсивной мезомасштабной циркуляции мозаичный подход показал приемлемые результаты, то можно ожидать, что он применим и для большинства мезомасштабных циркуляций.

**Эффект синоптического потока.** В данном эксперименте скорость фонового потока принята равной 10 м/с. Как и ожидалось, бриз при таком сильном потоке практически не проявился, а следовательно, мозаичный подход позволил воспроизвести “реальные” турбулентные потоки с высокой точностью (рис. 2, д и е).

**Моделирование мезомасштабных циркуляций над территорией Западной Сибири.** Во второй серии экспериментов в качестве области расчета использовался квадратный участок территории Западной Сибири с координатами 54.5–58.6° с.ш., 63.1–66.6° в.д. (рис. 3). Размеры участка составляют 355×355 км, шаг по пространственным координатам 3.7 км. Остальные параметры конечно-разностной сетки во второй серии численных экспериментов совпадают с использованными в первой серии экспериментов. Выбранный район

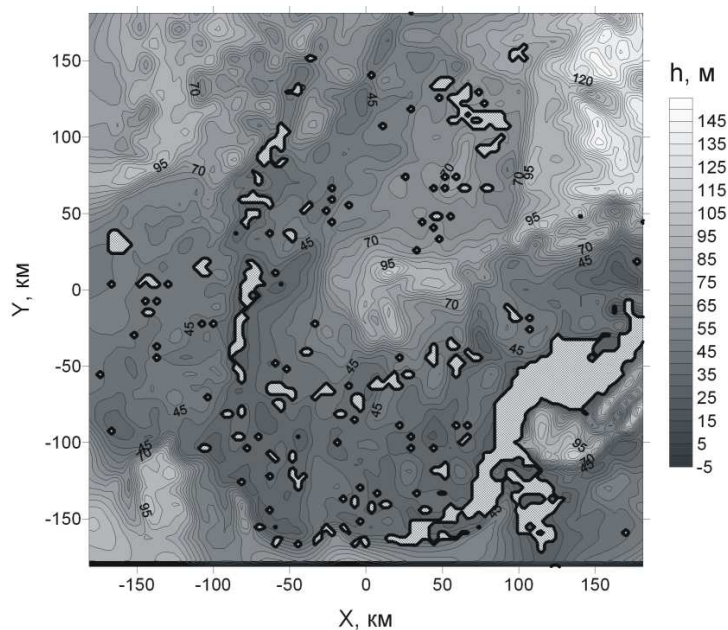


Рис. 3. Область расчета второй серии численных экспериментов. Шкалой показаны абсолютные высоты рельефа, заштрихованные области — водоемы и переувлажненные территории.



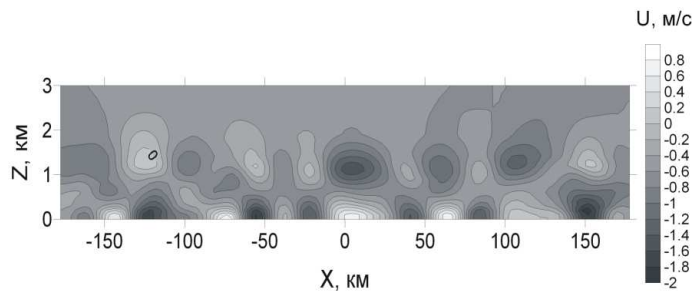


Рис. 4. Зональная скорость ветра в вертикальной плоскости  $y = 0$  в местный полдень (12:00) над участком Западной Сибири (контрольный эксперимент). Видны многочисленные бризовые циркуляционные ячейки. Шкала справа показывает градации скорости.

представляет собой хороший пример гидрологической неоднородности подстилающей поверхности с большим количеством водоемов и переувлажненных территорий (болот).

На рис. 4 изображена зональная скорость ветра в вертикальном сечении плоскостью  $y = 0$  в местный полдень: на нем видны многочисленные бризовые циркуляционные ячейки. Максимальная скорость ветра составляет 2 м/с, что является характерной величиной для бризов. Полученные в данном численном эксперименте результаты подтверждаются натурными наблюдениями: согласно данным самолетных и наземных измерений в Сибири [16], озерный бриз развивается в случае, если размер водного объекта превышает некоторую характерную величину — около 10 км. На рис. 3 такие объекты представлены в большом количестве.

Оценка точности агрегирования турбулентных потоков мозаичным методом в зависимости от влажности почвы, залесенности и скорости синоптического потока дала результаты, аналогичные полученным в первой серии экспериментов. Таким образом, можно сделать вывод, что мозаичный подход оказался применимым для широкого интервала синоптических условий и характеристик подстилающей поверхности суши.

## Заключение

С помощью негидростатической трехмерной атмосферной модели продемонстрированы характеристики мезомасштабных циркуляций бризовой природы, возникающих над гидрологически неоднородной поверхностью. Сравнение с доступными данными измерений, а также с результатами численных экспериментов других авторов показало, что модифицированная за счет включения блока термодинамики водоема мезомасштабная модель Nh3d способна адекватно воспроизводить основные характеристики бризовых циркуляций, возникающих как над отдельным крупным озером, так и над территорией, покрытой множеством более мелких водоемов. В то же время требуются дальнейшие исследования по сравнению результатов моделирования с данными натурных измерений.

На основе анализа результатов численных экспериментов показано, что мозаичный метод агрегирования турбулентных потоков дает хорошее совпадение с данными, полученными прямым осреднением потоков, вычисленных с помощью мезомасштабной модели. Эти результаты получены как для модельной области с отдельным крупным озером, так и для реальной территории с большим количеством водных объектов в Западной Сибири. Таким образом, показано, что общепринятый мозаичный подход к оценке осредненных по большой территории турбулентных потоков дает вполне удовлетворительные результаты

в случае термической неоднородности, вызванной наличием гидрологических объектов различной конфигурации.

## Список литературы

- [1] MAHRT L. Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer // Bound.-Layer Meteorol. 2000. Vol. 96. P. 33–62.
- [2] МОНИН А.С., ЯГЛОМ А.М. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. Ч. 1. М.: Наука, 1965. 639 с.
- [3] MAHRT L. Grid-averaged surface fluxes // Mon. Wea. Rev. 1987. Vol. 115. P. 1550–1560.
- [4] MIRANDA P.M. Gravity waves and wave drag in flow past three-dimensional isolated mountains // PhD Thesis. Univ. of Reading. 1990.
- [5] СТЕПАНЕНКО В.М., ЛЫКОСОВ В.М. Численное моделирование процессов тепло-влажнопере-носа в системе водоем — грунт // Метеорология и гидрология. 2005. № 3. С. 95–104.
- [6] AVISSAR R., PIELKE R.A. A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology // Mon. Wea. Rev. 1989. Vol. 117. P. 2113–2136.
- [7] AVISSAR R., CHEN F. Development and analysis of prognostic equations for mesoscale kinetic energy and mesoscale (subgrid scale) fluxes for large scale atmospheric models // J. Atm. Sci. 1993. Vol. 50. P. 3751–3774.
- [8] PIELKE R.A., ZENG X., LEE T.J., DALU G.A. Mesoscale fluxes over heterogeneous flat landscapes for use in larger scale models // J. Hydrol. 1997. Vol. 190. P. 317–336.
- [9] СТЕПАНЕНКО В.М. Численное моделирование термического режима мелких водоемов // Вычисл. технологии. 2005. Т. 10, № 1. С. 100–106.
- [10] MILLER M.J., WHITE A.A. On the non-hydrostatic equations in pressure and sigma coordinates // Quart. J. R. Met. Soc. 1984. Vol. 110. P. 515–533.
- [11] TEIXEIRA M.A., MIRANDA P.M. The introduction of warm rain microphysics in the Nh3d atmospheric model. Technical Report. Univ. of Lisbon. 1997. 22 p.
- [12] NOILHAN J., PLANTON S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models // Mon. Wea. Rev. 1989. Vol. 117. P. 536–549.
- [13] LOUIS J.F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere // Bound.-Layer Meteorol. 1979. Vol. 41. P.187–202.
- [14] LYNN B.H., ABRAMOPOULOS F., AVISSAR R. Using similarity theory to parameterize mesoscale heat fluxes generated by subgrid-scale landscape discontinuities in GCMs // J. Climate. 1995. Vol. 8. P. 932–951.
- [15] БУРМАН Э.А. Местные ветры. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 341 с.
- [16] СТРУНИН М.А. Турбулентность и турбулентный обмен в пограничном слое атмосферы над неоднородной поверхностью: Дис. ... д. ф.-м. н. М., 2006. 359 с.

*Поступила в редакцию 9 ноября 2006 г.*