

# АЛГОРИТМ РАСЧЕТА ТУРБУЛЕНТНОГО МАСШТАБА ДЛИНЫ В МОДУЛЕ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ МОДЕЛИ COSMO-RU ПРИ НАЛИЧИИ СЛОИСТО- КУЧЕВОЙ ОБЛАЧНОСТИ

*В.Л. Перов*

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр  
Российской Федерации  
perov@metcom.ru*

Для расчета турбулентности в пограничном слое атмосферы (ПСА) ряд современных численных моделей прогноза погоды (включая COSMO-Ru) используют так называемую полуторную схему расчета турбулентности [1, 7]. В этой схеме используется уравнение кинетической энергии турбулентности  $E$  и турбулентный масштаб длины (путь смещения)  $l$ . Вертикальные коэффициенты турбулентного переноса для момента количества движения, тепла и влаги находятся как произведение  $(l \cdot E^{1/2})$ . Это произведение затем умножается на специально подобранные безразмерные функции, величина которых зависит от стратификации в ПСА (числа Ричардсона). Если для вычисления  $E$  решается нестационарное нелинейное уравнение, выведенное для вторых моментов и имеющее ясную физическую интерпретацию его слагаемых, то для вычисления  $l$ , являющегося характеристикой размера энергонесущих атмосферных турбулентных вихрей, используется простая локальная диагностическая формула, полученная Блэкадаром [4]. В нашей предыдущей работе [2] показано, что такая локальная  $l$  ведет себя физически некорректно в верхней части ПСА, где часто наблюдается устойчивая температурная стратификация. Другой областью, где  $l$  из [4] дает

нефизические результаты, является конвекция. Во время конвекции нагретые частицы воздуха поднимаются в пограничном слое на значительную высоту, при этом высота подъема зависит от  $E$  на уровне, с которого начинается подъем, и от стратификации на уровнях, расположенных выше исходного уровня. Отсюда следует, что формула для расчета  $l$  должна быть нелокальной.

В [2] предложен алгоритм расчета нелокального  $l$ , основанного на методе смещения частиц воздуха по вертикали под действием стратификации (сил плавучести) [5]. Результаты, полученные в [2] при помощи прогностической модели COSMO-Ru, показали, что использование нелокального  $l$  дает результаты лучше, чем с локальным  $l$  при сравнении с данными наблюдений.

В данной работе предлагается обобщение алгоритма [2] для случаев наличия слоисто-кучевой облачности (СКО) в ПСА. Обобщение алгоритма вычисления нелокального  $l$  сделано для того, чтобы учесть влияние фазовых изменений влаги, происходящих в частицах влажного воздуха при их вертикальном перемещении в ПСА.

Отметим, что СКО в ПСА часто встречается в областях повышенного давления (гребнях) между фронтальными системами в средних широтах. СКО оказывает значительное влияние на баланс энергии на подстилающей поверхности и на верхней границе атмосферы, т. к. альbedo СКО ( $\sim 0,6-0,8$ ) сильно отличается от альbedo подстилающей поверхности (суша  $\sim 0,2$ , вода  $\sim 0,05$ ). Сильное отражение приходящей коротковолновой радиации от верхней границы облаков и слабая задержка (из-за небольшой толщины СКО) длинноволновой радиации, уходящей от подстилающей поверхности и подоблачного слоя, приводят к охлаждению ПСА. Наличие слоисто-кучевых облаков в пограничном слое атмосферы приводит также к появлению дополнительных механизмов генерации турбулентности. К генерации за счет сдвига ветра у поверхности, потоков тепла, влаги с поверхности и сдвига ветра на верхней границе ПСА в безоблачном случае добавляется генерация турбулентности за счет длинноволнового радиационного выхолаживания на верхней границе СКО, коротковолнового радиационного нагревания внутренней части СКО и фазовых

переходов влаги в СКО. Сочетание перечисленных механизмов генерации турбулентности в ПСА с СКО может давать результаты, значительно отличающиеся от результатов для ПСА в безоблачном случае [3].

### Описание алгоритма расчета турбулентного масштаба длины

Идея алгоритма, так же как и в [2, 5], состоит в том, что группа частиц воздуха, находящихся на уровне  $z$  и имеющих при этом турбулентную кинетическую энергию  $E(z)$ , может максимально подняться (опуститься) по вертикали до уровня, где их начальная  $E(z)$  уравнивается действием сил плавучести. Математически это выражается формулами:

$$\int_z^{z+l_{\text{вверх}}} \frac{g}{\theta_{\text{вфон}}} [\theta_v(z') - \theta_v(z)] dz' = E(z), \quad (1)$$

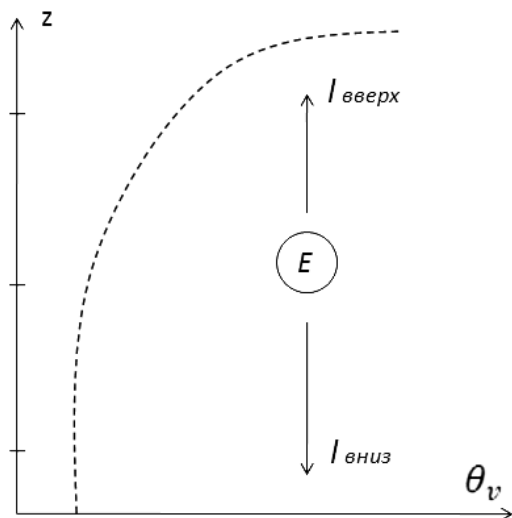
$$\int_{z-l_{\text{вниз}}}^z \frac{g}{\theta_{\text{вфон}}} [\theta_v(z) - \theta_v(z')] dz' = E(z), \quad (2)$$

$$z - l_{\text{вниз}} \geq 0,$$

где  $\theta_v = \theta(1 + 0,61q_v - q_l)$  – виртуальная потенциальная температура при наличии жидкой капельной влаги  $q_l$  в облаках;  $q_v$  – парообразная влага;  $\theta$  – потенциальная температура;  $g$  – ускорение свободного падения;  $l_{\text{вверх}}$  и  $l_{\text{вниз}}$  – максимальные расстояния, на которые частицы воздуха, имеющие на уровне  $z$  кинетическую энергию турбулентности  $E(z)$ , поднимаются или опускаются под действием сил плавучести.  $l_{\text{вверх}}$  и  $l_{\text{вниз}}$  рассматриваются как размеры вихрей в направлении вверх и вниз (рис. 1).

Алгоритм позволяет вычислять турбулентный масштаб длины на любом уровне в зависимости от стратификации не только на этом уровне, но и на уровнях, удаленных от рассматриваемого, т. е. вычислять нелокальный путь смешения. Очевидно, что вблизи

поверхности выполняется аппроксимация  $l_{\text{вниз}} \approx z$ , соответствующая формуле Блэкадара ( $l = 0,4 z$ ).



**Рис. 1.** Схематический вид вычисления турбулентного масштаба длины  $l$ , основанного на методе максимального смещения частиц воздуха по вертикали под действием сил плавучести.

Окончательно для турбулентного масштаба длины выбираем осреднение:

$$L = c_l (l_{\text{вверх}} \cdot l_{\text{вниз}})^{1/2}, \quad (3)$$

где  $c_l$  – коэффициент, равный 0,5. Основное преимущество новой формулировки – это возможность определения размера турбулентных вихрей в зависимости от величины турбулентной кинетической энергии на уровне  $z$ , температурной стратификации на каждом уровне модели (сил плавучести), включая уровни, где расположены облака, и от расстояния до подстилающей поверхности. Отметим, что при таком подходе турбулентный масштаб длины на высоте  $z$  оказывается *нелокальным*, т. к. он зависит от

стратификации на уровнях, расположенных выше и ниже этой высоты.

Как отмечалось ранее, для расчета турбулентности в облачном пограничном слое атмосферы, в модели COSMO-Ru используется уравнение турбулентной кинетической энергии  $E$  :

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial u}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{g}{\theta_0} \overline{w'\theta'_v} - w \frac{\partial E}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'E'}) - \varepsilon, \quad (4)$$

где  $\overline{u'w'}$  и  $\overline{v'w'}$  – вертикальные составляющие напряжения Рейнольдса;  $\overline{w'\theta'_v}$  – турбулентный поток виртуальной потенциальной температуры (поток плавучести). Напомним физический смысл слагаемых в уравнении (4). Два первых слагаемых в правой части (4) описывают генерацию  $E$  за счет вертикального сдвига ветра, третье слагаемое – генерацию  $E$  за счет плавучести, четвертое – за счет вертикальной адвекции  $E$ , пятое – за счет вертикальной диффузии  $E$  и шестое слагаемое – диссипацию  $E$ . Отметим, что третье слагаемое в (4) в облачном случае имеет вид [8]:

$$\overline{w'\theta'_v} = \overline{w'\theta'_e} - \left( \frac{L_v}{c_p} - 0,61 \cdot \theta \right) \cdot \overline{w'q'_t}, \quad (5)$$

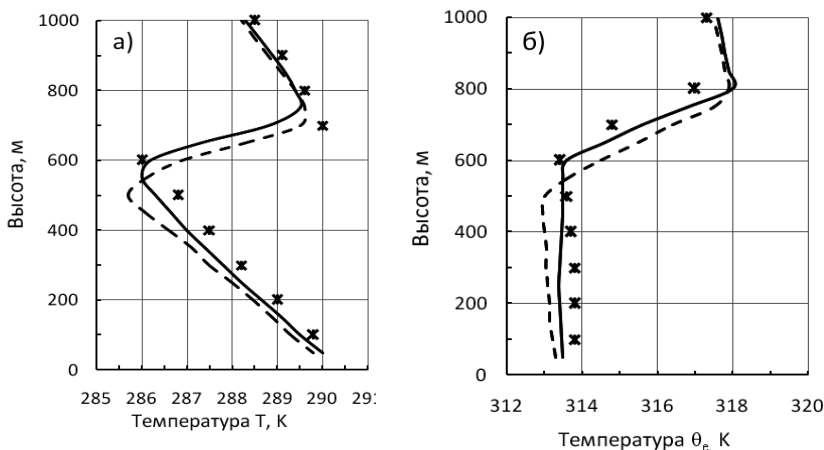
где  $\overline{w'\theta'_e}$  – турбулентный поток эквивалентной потенциальной температуры  $\theta_e = \theta + (l_v / c_p) \cdot q_v$ ;  $\overline{w'q'_t}$  – турбулентный поток полного влагосодержания  $q_t = q_v + q_l$ ;  $L_v$  – скрытая теплота конденсации;  $c_p$  – теплоемкость воздуха при постоянном давлении. Величины  $\theta_e$  и  $q_t$  выбраны потому, что они являются инвариантами при подъеме частиц воздуха в ПСА при наличии СКО. Из-за различия в потоках виртуальной потенциальной температуры для облачного и безоблачного случаев в уравнении ТКЭ, будем иметь разные значения турбулентных масштабов длины  $L$ . Обозначим  $L_{\text{обл}}$  – турбулентный масштаб длины, полученный по формулам (1) – (3) для облачного случая и  $L_{\text{б0}}$  – для безоблачного случая из [2].

## Результаты расчетов

Для проверки представленного в работе алгоритма расчета  $L_{\text{обл}}$  в ПСА при наличии СКО нами были использованы данные, полученные в натурном эксперименте ASTEX (Atlantic Stratocumulus Transition EXperiment) [6]. Это детальные данные самолетных измерений на разных вертикальных уровнях в ПСА над Атлантическим океаном к западу от Англии ночью 13 июня 1992 г. Данные ASTEX, наряду с вертикальными профилями метеозлементов, содержат турбулентные и радиационные потоки и микрофизические характеристики СКО. Синоптическая ситуация в районе эксперимента характеризовалась областью высокого давления над районом эксперимента. Ветер имел направление с севера на юг и был почти постоянным по высоте в ПСА, скорость ветра составляла 10 м/с. Наблюдения показали, что стратификация в нижней части ПСА у воды была слабо-неустойчивой. В верхней части ПСА на высоте 650–700 м наблюдалась хорошо выраженная инверсия со скачком температуры  $\Delta T$ , равным 4 К. На высотах 300–700 м наблюдалась слоистая облачность с максимумом жидкой (капельной) влаги в облаке 0,5 г/кг, расположенным непосредственно под инверсией. Температура подстилающей поверхности (воды) была постоянной, равной 290 К. Нами была предпринята попытка воспроизвести ситуацию в ПСА, представленную в [6], при помощи одномерного по вертикали нестационарного варианта модели COSMO [9], который включает те же физические блоки, что и трехмерная модель, и в котором отсутствует горизонтальная адвекция рассчитываемых метеорологических величин. Для аппроксимации процессов в ПСА при наличии СКО использовался шаг по вертикали  $\sim 50$  м в нижних 1000 м. Начальные данные брались из [6] на момент времени 0 ч 13 июня. Счет модели проводился на 6 ч для сравнения с результатами, полученными на 6 ч 13 июня.

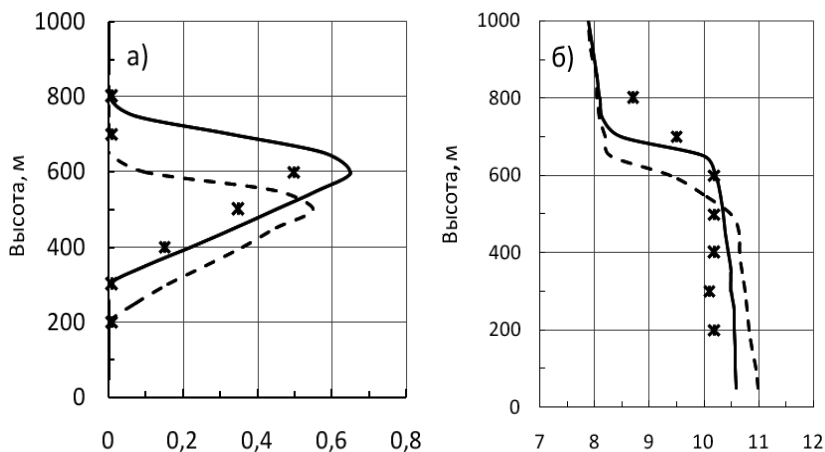
На рис. 2 представлены рассчитанные температура  $T$  и эквивалентно-потенциальная температура воздуха  $\theta_e$  для вариантов модели с  $L_{\text{обл}}$  и  $L_{\text{бo}}$  в сравнении с данными ASTEX. Видно, что вариант с  $L_{\text{обл}}$  лучше описывает вертикальные профили  $T$  и

$\theta_e$ , чем вариант с  $L_{\text{бo}}$ , и хорошо воспроизводит скачок температуры  $\Delta T \approx 4 \text{ K}$  в слое инверсии. Однако  $\Delta T$  в модели расположен между высотами 550–750 м, в то время как натурные данные показывают его расположение между 600 и 700 м. На наш взгляд, такое отличие между модельными и натурными данными связано с недостаточно точной аппроксимацией процесса вовлечения вышележащего более теплого и сухого воздуха в облако. Процесс вовлечения тесно связан с длинноволновым радиационным выхолаживанием на верхней границе облака. Вариант с  $L_{\text{бo}}$  дает более низкие значения  $T$  и  $\theta_e$  по сравнению с вариантом с  $L_{\text{обл}}$  и данными наблюдений. Видно, что рассчитанная  $\theta_e$  показывает небольшие изменения по вертикали и действительно является инвариантом при подъеме частиц воздуха в ПСА при наличии СКО.



**Рис. 2.** Рассчитанная температура воздуха  $T$  (а) и эквивалентная потенциальная температура  $\theta_e$  (б). Расчет с  $L_{\text{обл}}$  – сплошные линии, расчет с  $L_{\text{бo}}$  – штриховые линии, данные натурального эксперимента ASTEX отмечены звездочками.

На рис. 3 изображены рассчитанные вертикальные профили жидкой (капельной) влаги в облаке  $q_l$  и общего влагосодержания  $q_t$  для двух вариантов  $L$  ( $L_{обл}$  и  $L_{бo}$ ) в сравнении с данными наблюдений. Видно, что вариант с  $L_{обл}$  дает результаты ближе к данным наблюдений, чем вариант с  $L_{бo}$ , однако верхняя граница облака расположена на  $\sim 100$  м выше, чем показывают данные наблюдений. Как и в случае вертикальных профилей  $T$  и  $\theta_e$  (рис. 2), такое «сглаживание» верхней границы облака связано, по-видимому, с недостаточно точным воспроизведением моделью процесса вовлечения. Рассчитанное общее влагосодержание  $q_t$  остается практически постоянным по высоте, что подтверждает его инвариантность в ПСА.

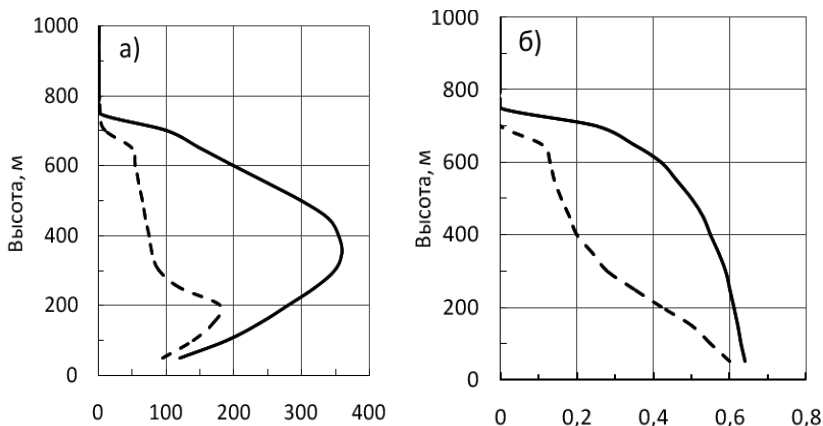


**Рис. 3. Рассчитанная жидкая (капельная) влага  $q_l$  (а) и общее влагосодержание  $q_t$ , г/кг (б). Сплошные линии – расчет с  $L_{обл}$ , штриховые линии – расчет с  $L_{бo}$ . Данные ASTEX отмечены звездочками.**

На рис. 4 показаны рассчитанные вертикальные профили турбулентного масштаба длины  $L$  и турбулентной кинетической энергии  $E$  для вариантов с  $L_{обл}$  и  $L_{бo}$ . Видно, что  $L_{обл}$

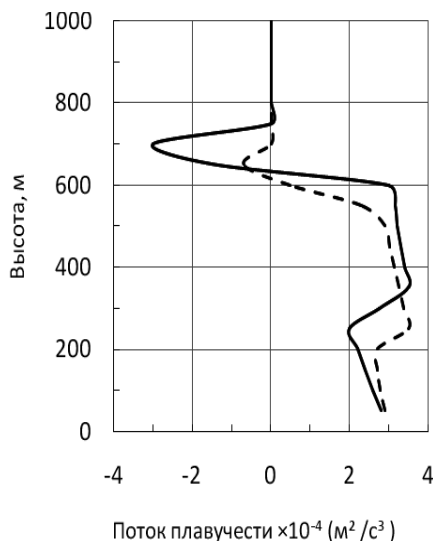


значительно больше по величине, чем  $L_{\text{бo}}$ , а  $E$  в варианте с  $L_{\text{обл}}$  показывает более активную турбулентность в облаке, чем в варианте с  $L_{\text{бo}}$ . Это происходит из-за того, что при расчете  $L_{\text{обл}}$  явно учитываются процессы фазовых изменений влаги.



**Рис. 4.** Рассчитанные турбулентный масштаб длины  $L$ , м (а) и турбулентная кинетическая энергия  $E$ ,  $\text{м}^2/\text{с}^2$  (б). Сплошные линии – расчет с  $L_{\text{обл}}$ , штриховые линии – расчет с  $L_{\text{бo}}$ .

На рис. 5 показан турбулентный поток виртуальной потенциальной температуры (поток плавучести)  $g/\theta_0 \overline{(w'\theta'_v)}$ . Отметим, что такой поток плавучести является типичным для СКО в ПСА. Имеется минимум потока у нижней границы облака, максимум внутри облака и отрицательный поток на верхней границе облака, в слое инверсии. Максимум потока в облаке связан с фазовыми переходами влаги. Отрицательный поток на его верхней границе возникает из-за процесса вовлечения в верхнюю часть облака более теплого и сухого воздуха, лежащего выше облака. В свою очередь, процесс вовлечения инициируется процессом длинноволнового радиационного выхолаживания на верхней границе облака.



**Рис. 5.** Турбулентный поток виртуальной потенциальной температуры (поток плавучести)  $g / \theta_0 \overline{(w' \theta'_v)}$ . Сплошные линии – расчет с  $L_{обл}$ , штриховые линии – расчет с  $L_{бо}$ .

### Заключение

Полуторная модель турбулентности использована для моделирования пограничного слоя атмосферы при наличии в нём слоисто-кучевых облаков. Одним из основных элементов этой модели является турбулентный масштаб длины, который является характеристикой размера наиболее энергонесущих атмосферных турбулентных вихрей. В предыдущей работе автора [2] для безоблачного случая был предложен алгоритм вычисления турбулентного масштаба длины, основанный на расчете пути подъема или опускания частиц воздуха в поле силы плавучести, имеющих на начальном уровне некоторую турбулентную кинетическую энергию. Алгоритм позволил вычислять нелокальный масштаб длины, который зависел от термической

стратификации в слоях воздуха, лежащих выше и ниже рассматриваемого слоя. В настоящей работе предложено обобщение алгоритма из [2] на случай присутствия слоисто-кучевой облачности в пограничном слое атмосферы. Присутствие облачности сильно изменяет слагаемое с потоком плавучести в уравнении кинетической энергии турбулентности вследствие учета фазовых переходов влаги в облаке. В результате турбулентность, поток плавучести и турбулентный масштаб длины значительно увеличиваются по сравнению с безоблачным случаем из [2]. Модель с новым турбулентным масштабом длины дает несколько сглаженные по вертикали профили температуры и влажности в слое инверсии и завышенную на ~100 м высоту верхней границы облака по сравнению с данными наблюдений. Предварительный анализ показал, что это связано с воспроизведением в модели процесса вовлечения вышележащего воздуха в облако, который, в свою очередь, связан с длинноволновым радиационным выхолаживанием верхней границы облака. Этот вопрос требует дальнейшего изучения. Полученные результаты показывают преимущество предложенного алгоритма при сравнении с данными наблюдений из эксперимента ASTEX. Планируется включение предложенного алгоритма в 3-мерную прогностическую модель COSMO-Ru Гидрометцентра России.

### Список использованных источников

1. Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А. Мезомасштабный краткосрочный региональный прогноз погоды в Гидрометцентре России на примере COSMO-Ru // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 1. – С. 5–17.
2. Перов В.Л. Реализация алгоритма турбулентного масштаба длины, основанного на методе смещения частиц воздуха под влиянием сил плавучести, в модуле пограничного слоя атмосферы модели COSMO-Ru Гидрометцентра России // Труды Гидрометцентра России. – 2011. – Вып. 346. – С. 76–86.
3. Перов В.Л., Глазунов А.В. Модель пограничного слоя атмосферы при наличии слоисто-кучевой облачности // Препринт Института вычислительной математики РАН. – 1991. – № 274. – С. 1–29.

4. *Blackadar A.K.* The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere // *J. Geophys. Res.* – 1962. – Vol. 67. – P. 3095–3102.

5. *Bougeaut P., Lacarrere P.* Parametrization of orography –induced turbulence in a mesobetascale model // *Mon. Weather Rev.* – 1989. – Vol. 117. – P. 1872–1890.

6. *Duynkerke P.G., Zhang H., Jonker P.J.* Mikrophysical and turbulent structure of nocturnal stratocumulus as observed during ASTEX // *J. Atmos. Sci.* – 1995. – Vol. 52. – P. 2763–2777.

7. *Doms G., Shättler U., Schraff C.* Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model User's Guide, 2008. – [www.cosmo-model.org](http://www.cosmo-model.org).

8. *Nicholls S.* The dynamics of stratocumulus: Aircraft observation and comparison with a mixed layer model // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* – 1984. – Vol. 110. – P. 783–820.

9. *Rashendorfer M.* The COSMO single-column model // DWD, 2011.

*Поступила в редакцию 27.08.2014 г.*