

УДК 551.510.522:551.511.3

В.А. Шнайрман¹, д.ф.-м.н., **Л. В. Беркович**², к.ф.-м.н., **С.Н. Степаненко**³, д.ф.-м.н.

¹ *Университет штата Нью-Джерси, США,*

² *Гидрометеорологический Центр, Российская Федерация,*

³ *Одесский государственный экологический университет, Украина.*

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ К МОДЕЛИРОВАНИЮ АТМОСФЕРНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ В РЕГИОНАЛЬНЫХ И МЕЗОМАСШТАБНЫХ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ СХЕМАХ

Описана усовершенствованная модель АПС, предшествующая версия которой успешно используется для параметризации турбулентного обмена в прогностической схеме Российского Гидрометеорологического Центра. Одновременно проанализированы достоинства и ограничения методов воспроизведения внутренней структуры АПС в современных прогностических схемах RAMS и WRF, используемых в США.

***Ключевые слова:** атмосферный пограничный слой, параметризация, прогностические схемы.*

Введение

Современные достижения в исследованиях по физике атмосферных процессов в нижнем слое атмосферы широко используются при моделировании атмосферного пограничного слоя.

Разработанные модели атмосферного пограничного слоя (АПС) являются основой схем параметризации турбулентного обмена в региональных и мезомасштабных прогностических схемах, в которых уровень замыкания турбулентности чрезвычайно важен для понимания, количественного описания и прогноза физических процессов в нижнем слое атмосферы. [9, 12, 21, 30, 31, 41].

В современных схемах параметризации получили широкое распространение АПС модели двух типов. В моделях первого типа (раздел 2 настоящей статьи) используется метод Мэллора-Ямады и его усовершенствования с применением одного прогностического дифференциального уравнения для кинетической турбулентной энергии и алгебраические соотношения для других характеристик турбулентности, построенные с помощью аппроксимации пограничного слоя [20, 32, 33].

В моделях второго типа (раздел 3) используется метод расчёта характеристик турбулентности, основанный на решении двух дифференциальных уравнений для кинетической турбулентной энергии и скорости диссипации, алгебраические соотношения Колмогорова-Прандтля для других параметров турбулентности [10, 14, 15, 18, 19, 35]. Подчеркнём, что эта схема внедрена в математическое обеспечение современной вычислительной динамики жидкости [25].

В четвертом разделе описана усовершенствованная АПС модель второго типа, в которой в рамках К-теории турбулентности записываются законы сохранения для осреднённых характеристик состояния, уравнения замыкания для параметров турбулентности и формулируется начально-краевая задача расчёта пространственно-временного распределения метеорологических величин и параметров турбулентности. Показано, каким образом в

усовершенствованной модели используются достоинства данного подхода и, кроме того, как удаётся существенно уменьшить число ограничений существующих методов количественного описания АПС. Для более полного понимания этого аспекта в разделе 1 приводится достаточно полное описание упомянутых выше моделей АПС.

Хочется думать, что разработанная модель, которая принадлежит к классу прогностических схем, в которых реализм является главной целью, существенно улучшит качество воспроизведения метеорологических полей и турбулентных характеристик для прогноза погоды, анализа и прогноза загрязнения атмосферы и решения других прикладных задач.

1. Моделирование внутренней структуры атмосферного пограничного слоя и выбор схемы параметризации в региональной и мезомасштабной моделях

Моделирование АПС базируется на трёх основных подходах к описанию турбулентных течений:

- прямое воспроизведение циркуляционно-турбулентной структуры пограничного слоя;
- расчёт осреднённых параметров;
- количественная оценка характеристик энергонесущих вихрей.

Прямое воспроизведение турбулентных течений разрешает все масштабы энергетического спектра турбулентных вихрей от энергонесущих до вязкостного интервала. Этот подход в настоящее время получил практическое приложение, благодаря применению методов вычислительной гидродинамики, позволяющих осуществлять непосредственное решение уравнений фундаментальных законов сохранения, а также включение эффектов детальной трёхмерной геометрии и локальных окружающих условий [25]. Количественные параметры переноса определяются путём решения уравнений Навье-Стокса. Использование этого подхода с помощью современной вычислительной техники ограничено течениями с малыми числами Рейнольдса и небольшими размерами расчётной области.

Расчёт осреднённых параметров производится путем решения системы осреднённых по ансамблю уравнений основных законов сохранения, в которых турбулентность описана с помощью турбулентных потоков количества движения, тепла и водяного пара. В результате осреднения по ансамблю система уравнений АПС становится незамкнутой и требует дополнительных уравнений и соотношений для замыкания. Другими словами, возникает необходимость разработки схем замыкания или параметризации турбулентности для определения трёхмерного распределения осреднённых метеорологических величин и параметров турбулентности. Задача осложняется тем, что разделение потока на разрешённые (для осреднённых полей) и неразрешённые (для турбулентных вихрей) масштабы не может быть непосредственно осуществлено в рамках рассмотренного подхода и требует дополнительных соотношений. Определение масштаба разделения с помощью полуэмпирических соотношений является одним из существенных ограничений метода описания турбулентного переноса путём расчёта осреднённых параметров [3, 11, 22].

При количественной оценке характеристик энергонесущих вихрей рассматриваются крупные переносимые, долгоживущие, анизотропные вихри, динамика которых определяется внутренними механизмами турбулентного обмена и внешними граничными условиями. Малые вихри с размерами меньше масштаба разделения являются диссипативными, изотропными, короткоживущими, однородными и случайными. Моделирование крупных вихрей предполагает введение объёмного осреднения, которое использует фильтрующую функцию для устранения мелкомасштабных вихрей, размером меньше чем характе-

ристический масштаб объёмного фильтра. Следовательно, при таком подходе энергонесущие вихри воспроизводятся явно в то время, как мелкомасштабные вихри должны быть описаны как характеристики подсеточного масштаба с помощью процедуры параметризации. В отличие от осреднения по ансамблю, объёмное осреднение определяет масштаб разделения осреднённых и подсеточных переменных, что является несомненным преимуществом описанного подхода. При количественной оценке характеристик крупных вихрей используются осреднённые уравнения гидротермодинамики, которые однако не могут быть решены из-за наличия в них неизвестных турбулентных потоков момента, тепла и влаги, которые появляются в результате нелинейного взаимодействия процессов крупного и подсеточного масштабов. Схема параметризации подсеточных масштабов путем их расчёта с помощью осреднённых метеорологических переменных является неотъемлемой частью моделирования АПС. Эта схема помимо воспроизведения турбулентных потоков и дисперсий метеорологических величин должна рассчитывать смешанные корреляции и третьи статистические моменты [7, 13, 28, 34, 40].

Широкое использование в схемах параметризации турбулентности в прогностических схемах получила модель Мэллора-Ямады, в которой была введена классификация методов моделирования пограничного слоя по уровням полноты описания процессов, формирующих пространственно-временную структуру АПС. При этом модель более высокого уровня усовершенствует предыдущую путём введения более физически обоснованных зависимостей, включая дифференциальные уравнения [32, 33].

Модель 1 уровня использует только полуэмпирические соотношения.

Модель 2 уровня использует баланс между продукцией и диссипацией турбулентной кинетической энергии.

Модель 2½ уровня включает дифференциальное прогностическое уравнение для турбулентной кинетической энергии.

Модель 3 уровня дополняет уравнение для турбулентной кинетической энергии уравнением для дисперсии температуры.

Модель 4 уровня строится на основе системы дифференциальных прогностических уравнений для турбулентных потоков момента, тепла и дисперсии температуры

2. Схемы параметризации 2½ уровня замыкания

Схемы параметризации, используемые в Атмосферной Моделирующей Системе для региональных прогнозов (АМС) [37] и Исследовательской Системе Моделирования мезомасштабных процессов для прогноза погоды (ИСМ) [34, 38] относятся к 2½ уровню замыкания. Анализ этих схем позволит сформулировать основные усовершенствования модели пограничного слоя, используемой для целей параметризации.

В АМС используются четыре схемы параметризации турбулентного обмена. Первая и вторая схемы применяются, когда горизонтальный и вертикальный шаги сетки сопоставимы. При этом линейный размер пространственной ячейки меньше верхнего предела масштаба длины инерционного интервала. В первой схеме турбулентное замыкание осуществляется с помощью формулы *Смагоринского* [39], уточнённой в работах *Лили* [29] и *Хилла* [23]. Схема основана на теории турбулентной вязкости, согласно которой вторые статистические центральные моменты пропорциональны трёхмерному тензору деформации. При этом коэффициенты турбулентной вязкости определяются модулем тензора деформации с поправками на частоту Брент-Вяйсяля и число Ричардсона и шагами сетки в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Во второй схеме использован подход Дирдорффа [16], в котором коэффициенты турбулентности предполагаются одинаковыми во всех направлениях, а вместо тензора деформации используется кинетическая энергия турбулентности (КЭТ). Благодаря этому параметризация становится нелокальной, так как КЭТ определяется путём решения дифференциального прогностического уравнения. Характерный масштаб турбулентных вихрей принимается равным шагу сетки с поправкой на плавучесть в случае устойчивой стратификации, что существенно уменьшает его величину по сравнению с шагом сетки. Описанные выше первая и вторая схемы полезны лишь в случае, когда выполнены требования к разрешённым и подсеточным масштабам, которые изложены во введении при описании количественной оценки характеристик энергонесущих вихрей, а линейный размер пространственной ячейки меньше верхнего предела масштаба длины инерционного интервала, равного примерно 50 м по вертикали и лежащего в пределах 50-100 метров по горизонтали.

Третья и четвёртая схемы используются, когда горизонтальное разрешение существенно больше вертикального. В этом случае характеристики вертикального и горизонтального турбулентного перемешивания описывается по-разному. Подход Смагоринского применяется лишь для параметров горизонтального турбулентного обмена. Схема параметризации вертикального турбулентного обмена базируется на модели Мэллора-Ямады $2\frac{1}{2}$ уровня и её усовершенствованиях [8 < 22, 32, 33, 36]. Подчеркнём, что в прогностическом уравнении для КЭТ локальная производная от КЭТ определяется трёхмерным переносом, а продукция, работа силы плавучести и диффузионный перенос связаны лишь с вертикальным турбулентным перемешиванием. При этом, в данной модели КЭТ является единственной характеристикой, определяемой с помощью прогностического дифференциального уравнения. Вертикальные коэффициенты турбулентного обмена для момента, тепла выражаются через КЭТ, характерный размер вихрей $\ell(z)$ и функции устойчивости. Характерный размер вихрей рассчитывается с помощью формулы Блэкейдара-Дирдорффа [17], в которой максимальное значение $\ell(z)$ находится через отношение интегралов по АПС величины КЭТ и произведение расстояния от подстилающей поверхности и КЭТ. Этот же характерный размер вихря используется в формуле Колмогорова-Прандтля для определения диссипации. Система алгебраических уравнений для функций устойчивости или безразмерных коэффициентов турбулентности реконструируется из уравнений для напряжений Рейнольдса, тепла и дисперсии температуры на основе условий стационарности, одномерности (z-координата) и пренебрежения третьими моментами. Пересчитанные размерные коэффициенты турбулентности включаются в замкнутую систему уравнений АПС.

Система ИСМ использует аналогичный системе АМС подход к моделированию трёхмерной турбулентности, когда пространственный шаг меньше критической величины характерного размера вихрей. Различие состоит в том, что при расчёте вертикального и горизонтального коэффициентов турбулентности характерные масштабы различны, а критический масштаб выбирается пользователем. Когда пространственный шаг сетки больше критического значения горизонтальный коэффициент турбулентности вычисляется так же как в АМС, а для вертикального коэффициента применяется иной подход к определению вертикального масштаба размера вихрей.

Во-первых, вводится верхний предел масштаба вихрей подсеточного диапазона, который определяется значениями КЭТ, сдвига ветра и плавучестью. При этом для неустойчивой стратификации этот верхний предел выводится из условия отсутствия особенностей, возникающих при вычислении продукции в случае растущей турбулентности за счёт

близости к нулю вертикального сдвига ветра. При устойчивой стратификации верхний предел определяется из требования, чтобы отношение дисперсии вертикальной скорости к КЭТ было меньше соответствующего значения при вырождающейся турбулентности.

Во-вторых, при записи уравнения для КЭТ применяется аппроксимация пограничного слоя, при которой искомые функции зависят только от вертикальной координаты, и временная производная КЭТ определяется лишь сдвиговой продукцией, работой силы плавучести и диссипацией. Вводится ограничение, что характерный масштаб вихря в течение первого полушага по времени остаётся постоянным. Принятые допущения позволяют рассчитать методом последовательных приближений величину характерного масштаба длины на каждом временном шаге в течение всего прогностического периода вместо использования эмпирической формулы [26]. Это наиболее существенное различие двух подходов к моделированию АПС на основе модели $2\frac{1}{2}$ уровня замыкания.

3. Схема моделирования атмосферного пограничного слоя 3 уровня замыкания

Как следует из приведенной выше классификации Мэллора-Ямады в схеме третьего уровня замыкания используется два прогностических уравнения для кинетической турбулентной энергии и дисперсии температуры. Дальнейшее развитие физико-математических подходов к моделированию АПС подтвердило целесообразность использования уравнений для большего числа турбулентных параметров. Увеличение числа прогностических уравнений для замыкания системы осреднённых уравнений АПС предполагает использование комбинации $b^m \ell^n$ в качестве дополнительной к КЭТ искомой функции, имеющей физический смысл и позволяющей сформулировать для неё приемлемые граничные условия. Комбинация $b^{3/2} / \ell$ отвечает этим требованиям, так как представляет собой диссипацию турбулентной кинетической энергии в тепло. Использование уравнения для диссипации является достаточно обоснованным т.к. оно построено на основе уравнений переноса для осреднённых произведений пространственных производных компонентов вектора скорости потока аналогично уравнению для КЭТ, основанному на уравнениях для составляющих скорости. Это уравнение описывает основные механизмы формирования турбулентного обмена, в частности, перенос энергии энергонесущими вихрями из области её порождения в диссипативную область спектра. Следовательно, диссипация, наряду с КЭТ, является характеристикой всего спектра турбулентных вихрей, а не только его коротковолновой части.

Модель АПС с двумя прогностическими уравнениями для КЭТ и скорости диссипации, относящаяся к третьему уровню замыкания по классификации Мэллор-Ямада, разрабатывалась в Одесском гидрометеорологическом институте (ныне Одесский государственный экологический университет) на протяжении 70-х – 90-х годов прошлого столетия. Здесь последовательно была разработана одномерная модель [6], использованная для интерпретации данных Первого Глобального Эксперимента, при этом было проведено сопоставление этой модели с данными наблюдений. Полученные результаты свидетельствовали, что модель в первом приближении описывает основные особенности вертикальных профилей ветра и параметров турбулентности, и стимулировали необходимость перехода к трёхмерной модели.

Следующим этапом явилась разработка трёхмерной модели геофизического пограничного слоя [5], где была показана возможность совместного моделирования атмосферного и океанического слоёв турбулентного перемешивания.

Воспроизведение турбулентно-циркуляционных процессов и оценка загрязнения нижнего слоя атмосферы над Украиной выполнялось путём решения замкнутой системы АПС модели геофизического пограничного слоя с учётом орографии. Методом стационарирования были проведены расчёты пространственного распределения метеорологических величин и параметров турбулентности для типовых синоптических ситуаций [4].

В результате сопоставления данных 23 метеорологических станций для 6 естественных синоптических периодов и результатов расчётов были получены модуль средней ошибки $1 \div 2$ м/с для скорости и порядка 20 градусов для направления ветра. Аналогичные результаты были получены для 10 уровней в АПС по данным радиозондирования в пункте Долгопрудный (Московская область).

Разработанная прогностическая версия модели [1] была внедрена в Систему Динамического Краткосрочного Прогнозирования Погоды (СДКП) Гидрометеорологического Центра России (РГМЦ). Составной частью этой системы является моделирование пограничного слоя, которое существенно улучшает воспроизведение мезомасштабных явлений погоды и турбулентного перемешивания в нижнем слое атмосферы на основе исходного объективного анализа и предсказанных крупномасштабных метеорологических полей.

Верификация этой версии модели [2] показала, что точность реконструкции внутренней структуры АПС, как и следовало ожидать, существенно зависит от ошибок прогноза метеорологических величин в схеме предвычисления крупномасштабных атмосферных процессов. Эти ошибки составляли:

- температура на уровне 2 м	$0,3 \div 0,6$ °С,
- температура на уровне 850 гПа	$0,2 \div 0,5$ °С,
- приземный геострофический ветер, модуль	$0,8 \div 1,3$ м/с,
- приземный геострофический ветер, направление	$10 \div 21$ °, град.,
- температура на уровне 850 гПа	$0,2 \div 0,7$ °С,
- геострофический ветер на уровне 850 гПа, модуль	$1,0 \div 2,1$ м/с,
- геострофический ветер на уровне 850 гПа, направление	$6 \div 15$ град.

Соответственно ошибки прогноза параметров пограничного слоя лежали в пределах:

- приземный ветер, модуль	$0,3 \div 1,3$ м/с,
- приземный ветер, направление	$6 \div 13$ °,
- вертикальная скорость	$0,1 \div 0,4$ см/с,
- вертикальный коэффициент турбулентности, максимум	$2 \div 5$ м ² /с,
- КЭТ, максимум	$0,08 \div 1,0$ м ² /с ² ,
диссипация, максимум	$0,01 \div 0,05$ м ² /с ³ .

Полученные результаты явились стимулом дальнейшего усовершенствования представленной версии модели.

4. Усовершенствованная модель АПС

Несомненно переход от замыкания с помощью одного к двум прогностическим уравнениям позволил исключить из схемы параметризации эмпирическую формулу для характерного размера вихрей и заменить её прогностическим уравнением для диссипации, которая определяется совокупностью физических механизмов формирования внутренней структуры АПС. Однако в применяемых моделях сохранились ограничения типа аппроксимации пограничного слоя, грубой параметризации членов, описывающих корреляцион-

ные моменты давление-скорость, давление-температура в прогностических уравнениях замыкания турбулентности, задания температуры, влажности и вектора геострофического ветра вблизи подстилающей поверхности, недостаточно полного описания влияния рельефа. Устранение этих ограничений и введение ряда уточнений выполнено в представленной усовершенствованной модели АПС.

Замкнутая система уравнений гидротермодинамики для моделирования внутренней структуры АПС записана в рамках К-теории турбулентности и гидростатического приближения для нестационарного, стратифицированного бароклинного АПС с использованием декартовой орографической системы координат, в которой ось X направлена на восток, ось Y - на север, ось Z -вертикально вверх с отсчётом высоты от подстилающей поверхности $\mathbf{z} = \mathbf{Z} - \mathbf{H}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$, где \mathbf{Z} - высота, отсчитываемая от уровня моря, $\mathbf{H}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ - высота рельефа.

4.1. Система уравнений для осредненных метеорологических величин

Система уравнений для осредненных метеорологических величин включает:

а) уравнения движения Рейнольдса:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + A(u) = & -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv - g \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} (K_L D_T) + \frac{\partial}{\partial y} (K_L D_S) - \\ & - \frac{\partial}{\partial z} K_L \left(D_T \frac{\partial H}{\partial x} + D_S \frac{\partial H}{\partial y} \right), \\ \frac{\partial v}{\partial t} + A(v) = & -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu - g \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} (K_L D_S) - \frac{\partial}{\partial y} (K_L D_T) - \\ & - \frac{\partial}{\partial z} K_L \left(D_S \frac{\partial H}{\partial x} - D_T \frac{\partial H}{\partial y} \right). \end{aligned} \quad (1)$$

б) уравнения для температуры и влажности:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} + A(\theta) = & \alpha_T \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_L \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_L \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \\ & + \frac{\partial}{\partial z} K_L \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial \theta}{\partial z} \left(\left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) \right) + \frac{L}{C_P} m_W, \\ \frac{\partial q}{\partial t} + A(q) = & \alpha_q \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial q}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_L \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_L \frac{\partial q}{\partial y} \right) - \\ & - \frac{\partial}{\partial z} K_L \left(\frac{\partial q}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial q}{\partial z} \left(\left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) \right) - m_W, \end{aligned} \quad (2)$$

в) уравнение неразрывности

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \tilde{w}}{\partial z} \right) = 0, \quad (3)$$

г) уравнение гидростатики

$$p(z) = p_0 \exp\left(-\int_{z_0}^z \frac{g}{RT(\zeta)} d\zeta\right), \quad (4)$$

д) уравнение состояния

$$\rho = p[RT(1 + 0.6q)]^{-1}, \quad (5)$$

е) уравнение Пуассона

$$T = \theta(p/p_0)^{R/C_p}, \quad (6)$$

В этих уравнениях использованы следующие обозначения :

- оператор адвекции:

$$A(\phi) = \left(\frac{\partial u \phi}{\partial x} + \frac{\partial v \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial \tilde{w} \phi}{\partial z},$$

- вертикальная скорость:

$$\tilde{w} = w - \left(u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right), \quad w = \frac{dZ}{dt}, \quad (7)$$

- долготная (\mathbf{D}_t) и меридиональная (\mathbf{D}_s) компоненты деформации:

$$D_t = \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial y}$$

$$D_s = \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial y} \right) \quad (8)$$

Здесь: t - время

u, v – составляющие вектора скорости переноса вдоль x, y ,

\tilde{w} - вертикальная скорость с учётом рельефа,

ρ, p, T, θ, q - плотность, давление, температура, потенциальная температура, массовая доля водяного пара,

K, K_L - коэффициенты вертикального и горизонтального турбулентного обмена,

m_w - количество сконденсированной воды в единице массы воздуха.

T_{tr}, q_{tr} - решения уравнений притока тепла и влажности без конденсационного члена.

$$m_w = \frac{q_{tr} - q_{\max}(T_{tr})}{\delta t}, \quad \text{если } q_{tr} > q_{\max}, \quad m_w = 0, \quad \text{если } q_{tr} \leq q_{\max}.$$

Решение сформулированной задачи описывает основные механизмы формирования внутренней структуры АПС, если временная и пространственная эволюция коэффициентов турбулентности физически обоснована схемой замыкания.

4.2. Схема замыкания турбулентности

В усовершенствованной АПС модели параметризация турбулентного обмена осуществлена с помощью уравнений для турбулентной кинетической энергии и скорости диссипации, записанных в рамках К-теории турбулентности с учётом продукции, обусловленной горизонтальным и вертикальным обменом, эффектов плавучести, диффузии, рельефа и взаимодействия полей давления и параметров турбулентности, соотношений Колмогорова-Прандтля и Смагоринского:

а) уравнение для КЭТ:

$$\begin{aligned} \frac{\partial b}{\partial t} + A(b) = & K \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + K_L (D_T^2 + D_S^2) - \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{K} - \alpha_T \frac{g}{\theta} K \frac{\partial \theta}{\partial z} + \alpha_b \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial b}{\partial z} \right) + \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_L \frac{\partial b}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_L \frac{\partial b}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} K_L \left(\frac{\partial b}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial b}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial b}{\partial z} \left(\left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) \right) + \Pi_b, \end{aligned} \quad (9)$$

б) уравнение для скорости диссипации КЭТ:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + A(\varepsilon) = & \alpha_1 \frac{\varepsilon}{b} \left\{ K \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + K_L (D_T^2 + D_S^2) \right\} - \\ & - \alpha_4 \frac{\varepsilon g}{b \theta} K \frac{\partial \theta}{\partial z} + \alpha_2 \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right) - \alpha_3 \frac{\varepsilon^2}{b} + \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_L \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_L \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} K_L \left(\frac{\partial \varepsilon}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \left(\left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) \right) + \Pi_\varepsilon, \end{aligned} \quad (10)$$

в) соотношение Колмогорова-Прандтля:

$$K = \alpha_\varepsilon b^2 / \varepsilon, \quad (11)$$

г) формула Смагоринского:

$$K_L = \alpha_L (\Delta S)^2 \cdot (D_T^2 + D_S^2)^{1/2} / 2. \quad (12)$$

Корреляционные члены для давления (Π_b, Π_ε) включают турбулентность-турбулентность и средние поля-турбулентность взаимодействия [13] и рассчитываются на

основе аппроксимации турбулентной вязкости с применением соотношений Колмогорова-Прандтля и Смагоринского.

$$\begin{aligned} \Pi_b^{(1)} &= \alpha_1 \left\{ K \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + K_L \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + e \left(a_1 \frac{\partial u}{\partial x} + a_2 \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right\}, \\ \Pi_b^{(2)} &= \alpha_2 \frac{K}{Pr} \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad \Pi_b^{(3)} = \frac{4}{3} \varepsilon, \quad \Pi_b = \Pi_b^{(1)} + \Pi_b^{(2)} + \Pi_b^{(3)}, \quad \Pi_\varepsilon = \frac{\varepsilon}{b} \Pi_b. \end{aligned} \quad (13)$$

Использованные в уравнениях (9-13) константы подтверждены в работах Ченга [13] и Шу [40].

4.3. Граничные и начальные условия

Замкнутая система уравнений пограничного слоя решается при граничных условиях, отражающих влияние внешних воздействий на внутреннюю структуру АПС.

На уровне шероховатости (z_0) для средних величин скорости ветра и вертикальных токов ставится условие прилипания, т.е. непроникновения турбулентных вихрей; кроме того, на этом уровне рассчитывается величина диссипации из равенства продукции кинетической турбулентной энергии и её диссипации

$$\begin{aligned} z = z_0, \quad u = v = w = 0, \\ K \frac{\partial b}{\partial z} = 0, \quad \varepsilon = \alpha_\varepsilon^{3/4} \times b^{3/2} / (\kappa \times z_0). \end{aligned} \quad (14)$$

Значения температуры и влажности на счётном уровне 2 м находятся из прогностических уравнений с учётом радиационного притока (Q_R) и скрытого тепла конденсации (E):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_2}{\partial t} + A(\theta_2) &= K_L \nabla^2 \theta_2 + \frac{L}{C_p} m_w + \frac{g}{C_p} \frac{\partial}{\partial z} (Q + Q_R)_2, \\ \frac{\partial q_2}{\partial t} + A(q_2) &= K_L \nabla^2 q_2 + \frac{g}{C_p} \left(\frac{\partial E}{\partial z} \right)_2 - m_w. \end{aligned} \quad (15)$$

На верхней границе расчётной области H_d задаются значения метеорологических величин и малые значения турбулентных потоков КЭТ и диссипации

$$z = H_d, \quad u = u_d, \quad v = v_d, \quad \theta = \theta_d, \quad q = q_d, \quad K \cdot \frac{\partial b}{\partial z} = \delta_1, \quad K \cdot \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = \delta_2. \quad (16).$$

Моделирование АПС осуществляется для Северного полушария, и боковые граничные условия выбираются в соответствии со схемой прогноза крупномасштабных атмосферных процессов.

В методе представления уравнений АПС в конечно-разностном виде использованы односторонние, направленные вперёд разности по времени, центральные разности для адвективных членов и комбинация односторонних и центральных разностей для диффузионных членов.

Схема интегрирования по времени совпадает с прогностической схемой либо конструируется специальным образом. В последнем случае разработана полуневная схема интегрирования по времени, в которой кориолисовы члены и члены вертикальной турбулентной вязкости записываются в неявном виде, а все остальные - в явном. В результате задача сводится к трёхдиагональной матрице, решаемой методом факторизации. Предложенная схема интегрирования позволяет использование малых вертикальных шагов, требуемых для разрешения структуры пограничного слоя без существенного уменьшения временного шага. Необходимость положительных решений уравнений для КЭТ и диссипации накладывает определённые связи между коэффициентами трёхдиагональной матрицы и ограничение на правую часть конечно-разностной схемы для этих уравнений. Если конечно-разностная схема для КЭТ сконструирована таким образом:

$$P^n b_{ijk+1}^{n+1} - M^n b_{ijk}^{n+1} + Q^n b_{ijk-1}^{n+1} = -N^n, \quad (17)$$

то для положительности КЭТ необходимо и достаточно, чтобы

$$M^n > P^n + Q^n, P^n > 0, Q^n > 0, N^n > 0.$$

Это достигается путём линеаризации выражения для работы силы плавучести

$$\alpha_t \frac{g}{\theta} \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{\varepsilon} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \alpha_t \frac{g}{\theta} K^n \frac{\partial \theta^n}{\partial z}, \text{ если } \frac{\partial \theta^n}{\partial z} \leq 0,$$

$$\alpha_t \frac{g}{\theta} \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{\varepsilon} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \alpha_t \frac{g}{\theta} \frac{2b^{n+1}b^n - (b^n)^2}{\varepsilon^n} \frac{\partial \theta^n}{\partial z}, \text{ если } \frac{\partial \theta^n}{\partial z} > 0, \quad (18)$$

где n - номер шага по времени.

Естественно, выбор шага по времени регламентируется условием вычислительной устойчивости

$$\delta t < \min(\delta s/U, \delta s^2/K_L), \quad (19)$$

где U, K_L - максимальные значения модуля скорости ветра и горизонтального коэффициента турбулентности в АПС.

Подчеркнем, что в конечно-разностной аппроксимации уравнений АПС выполняются законы сохранения количества движения, массы и энергии.

Традиционно разработанная модель атмосферного пограничного слоя используется в двух направлениях: во-первых, в прогностической схеме РГМЦ, во-вторых, в задаче оценки загрязнения воздуха за счёт выбросов предприятий Украины и трансграничного переноса.

В прогностической схеме РГМЦ прогностические поля метеорологических величин формируются из модели пограничного слоя в нижнем слое атмосферы и из схемы прогноза крупномасштабных процессов в свободной атмосфере. Взаимодействие между региональными атмосферными процессами и физическими механизмами формирования АПС осуществляется на каждом шаге по времени путём задания граничных условий вблизи подстилающей поверхности и на верхнем уровне АПС. Обратная связь осуществляется путём передачи упорядоченных вертикальных движений на верхней АПС в модель прогноза метеорологических величин в свободной атмосфере, облачности и осадков.

В задаче оценки загрязнения воздушной среды полученное по модели АПС пространственно-временное распределение скорости переноса и коэффициентов турбулентности используется для расчёта концентрации загрязняющих веществ путём решения уравнения турбулентной диффузии.

Заключение

Развитие физико-математических подходов подтвердило целесообразность использования уравнений для турбулентной кинетической энергии и скорости диссипации при моделировании АПС. Показано, что диссипация наряду с КЭТ является характеристикой всего спектра турбулентных вихрей. Разработанная модель АПС с двумя прогностическими уравнениями для КЭТ и скорости диссипации, относящая к третьему уровню замыкания, позволила снять существенное ограничение схемы замыкания Мэллора-Ямады, связанное с использованием эмпирической формулы для характерного размера вихрей. Первая версия этой модели была внедрена в СДКП РГМЦ, что существенно улучшило воспроизведение мезомасштабных явлений погоды и турбулентного перемешивания в нижнем слое атмосферы на основе объективного анализа и предсказанных крупномасштабных метеорологических полей.

Дальнейшее улучшение качества моделирования АПС потребовало устранения аппроксимации пограничного слоя, улучшение параметризации членов, описывающих корреляционные моменты давление-скорость, давление-температура в прогностических уравнениях замыкания турбулентности, задание температуры, влажности и вектора геострофического ветра вблизи подстилающей поверхности, задание и увеличение полноты описания влияния рельефа. Устранение этих ограничений и введение ряда уточнений выполнено в усовершенствованной модели.

Моделирование внутренней структуры АПС осуществлено в рамках К-теории турбулентности для нестационарного, стратифицированного бароклинного АПС с использованием декартовой орографической системы координат. Параметризация турбулентного обмена осуществлена с помощью уравнений для турбулентной кинетической энергии и скорости диссипации с учётом продукции, обусловленной горизонтальным и вертикальным турбулентным обменом и эффектов плавучести, диффузии, рельефа и взаимодействия полей давления и параметров турбулентности. Коэффициенты получены с помощью соотношений Колмогорова-Прандтля и Смагоринского-Лилли. Замкнутая система уравнений пограничного слоя решается при граничных условиях, отражающих влияние внешних воздействий на внутреннюю структуру АПС. В предложенной конечно-разностной аппроксимации уравнений АПС выполняются законы сохранения количества движения, массы и энергии, а схема интегрирования позволяет использование малых вертикальных шагов, требуемых для разрешения структуры пограничного слоя без существенного уменьшения временного шага.

Список литературы

1. Беркович Л.В., Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А. Гидродинамическая модель атмосферного и океанического пограничных слоёв. // Метеорология и гидрология. 1997, № 7. - с. 40-52.
2. Беркович Л.В., Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А. Опыт восстановления внутренней структуры атмосферного пограничного слоя по оперативной метеорологической информации. // Метеорология и гидрология. 1998, - № 7. - с. 31-42.
3. Монин А.С., Яглом Ф.М. Статистическая гидромеханика. – С.-П.: Гидрометеиздат, 1992. 693 с.
4. Степаненко, С. Н. Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над Украиной. – Од.: Маяк, 1998. - 284 с.
5. Тарнопольский А.Г., Шнайдман В.А. Моделирование геофизического пограничного слоя. // Докл. АН Украины. 1993, - № 9. – с. 114-121.
6. Шнайдман С.А., Фоскарينو О.В. Моделирование пограничного слоя и макротурбулентного обмена в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. - 159 с.
7. Abdella, K. and Mcfarlane, N. New Second-Order Turbulence Closure Scheme for the Planetary Boundary Layer. // J. Atmos. Sci. 1997, - № 54. - pp. 1850-1867.
8. Abdella, K. and Mcfarlane, N. Modeling Boundary Layer Clouds with a Statistical Cloud Scheme and a Second-Order Turbulence Closure. // Boundary- Layer Meteorol. 2001, - № 98. - pp. 387-415.
9. Bacon, D., et. al. A Dynamically Adapting Weather and Dispersion Model: The Operational Multiscale Environmental Model with Grid Adaptivity (OMEGA). // Mon. Wea. Rev. 2000, - № 128. - pp. 2044-2076.
10. Ca, V., et. al. A K-Epsilon Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer Including Urban Canopy. // Boundary-Layer Meteorol. 2002, - № 102(3). - pp. 459-490.
11. Canuto, V. Large Scale Simulation of Turbulence: A Subgrid Scale Model Including Shear, Vorticity, Rotation, and Buoyancy. // J. Ap. Met. 1994, - № 428. – pp. 729-752.
12. Canuto, V., Dubovikov, M. A New Approach to Turbulence. // Intern. J. of Modern Physics. 1997, - v. A, № 12. - pp. 3121-3152.
13. Cheng, V., et. al. An Improved Model for Turbulent PBL. // J. Atmos. Sci. 2002, - № 59. – pp. 1550-1565.
14. Duynkerke, P. Application of E- ϵ Turbulence Closure Model to the Neutral and Stable Atmospheric Boundary Layer. // J. Atmos. Sci. 1988, - № 44. - pp. 43-54.
15. Detering, A. and Etling, D. Application of E- ϵ Turbulence Model to the Atmospheric Boundary Layer. // Boundary-Layer Meteorol. 1985, - № 33. – pp. 113-133.
16. Deardorff, J. Three-Dimensional Numerical Study of the Height and Mean Structure of a Heated Planetary Boundary Layer. // Boundary- Layer Meteorol. 1974, - № 7. – pp. 81-106.
17. Deardorff, J. Stratocumulus- Capped Mixed Layers Derived from Three-Dimensional Model. // Boundary-Layer Meteorol. 1980, - № 18. – pp. 495-527.
18. Freedman, F. and Jacobson, M. Transport-Dissipation Analytical Solutions to the K-Epsilon Turbulence Model and their Role in Predictions of the Neutral ABL. // Boundary-Layer Meteorol., 2002, - № 102(1). – pp.117-138.

19. *Freedman, F. and Jacobson, M.* Modification of the Standard Epsilon-Equation for the Stable ABL through Enforced Consistency with Monin-Obukhov Similarity Theory. // *Boundary-Layer Meteorol.* 2003, - № 106(3). – pp.383-410.
20. *Gerrity, J., et. al.* The Numerical Solution of the Mellor-Yamada Level 2.5 turbulent Kinetic Energy Equation in the Eta Model. // *Mon. Wea. Rev.* 1994, – № 122. - pp. 1640-1646.
21. *Grell, G., Dudhia, J., Stauffer, D.* Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). // NCAR/TN-398+IA, National Center for Atmospheric Research. - 1994, Boulder, CO, p.107.
22. *Helfand, H. and Labraga, J.* Design of a Nonsingular Level 2.5 Second-Order Closure Model for Prediction of Atmospheric Turbulence. // *J. Atmos. Sci.* 1988, - № 45. - pp. 113-132.
23. *Hill, G.* Factors Controlling the Size and Spacing of Cumulus Clouds as Revealed by Numerical Experiments. // *J. Atmos. Sci.* 1974, - № 31. – pp.646-657.
24. *Hong, S. Pan, H.* Non-local Boundary Vertical Diffusion in the Medium-Range forecast Model. // *Mon. Wea. Rev.* 1996, - № 124. – pp. 2223-2339.
25. *Huber, A. et. al.* Development and Applications of CFD Simulations in Support of Air Quality Studies Involving Buildings. // 13th Joint Conference on the Applications of Air Pollution Meteorology US EPA. 2004.
26. *Janjic, Z.* Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model. // NCEP Office Note, 2002, - No 461, 61 pp.
27. *Jiang, W., et. al.* Study on Development and Application of a Regional PBL Numerical Model. // *Boundary-Layer Meteorol.* 2002,- № 104(3). – pp. 491-503.
28. *Lesieur M., et. al.* Large-Eddy Simulations of Turbulence. – New York, Cambridge U. Press, 2005. - p. 219.
29. *Lilly, D.* Representation of Small-Scale Turbulence in Numerical Simulation Experiment. // *Proceedings of IBM Scientific Computing Symposium on Environmental Sciences, NY.* 1967.
30. *Marht, L.* Stratified Atmospheric Boundary Layers. // *Boundary-Layer Meteorol.* 1999, - № 90, -pp. 375-396.
31. *Marht, L.* Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer. // *Boundary-Layer Meteorol.* 2000, - № 96(2) – pp. 6-33.
32. *Mellor, G. and Yamada T.* A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. // *J. Atmos. Sci.,* 1974, - № 31. – pp. 1791-1806.
33. *Mellor, G. and Yamada T.* Development of Turbulent Closure Model for Geophysical Fluid Problems. // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982, - № 20. – pp.851-875.
34. *Michalakes, J., et. al.* The Weather Research and Forecast Model. // Eleventh ECMWF Workshop, Reading, U.K. 2004.
35. *Moeng, C. and Wyngaard J.* Evaluation of Turbulent and Dissipation Closures in Second-Order Modelling. // *J. Atmos. Sci.* 1989, - № 46. – pp. 2311-2330.
36. *Nakanish, M.* Improvement of the Mellor-Yamada Turbulence Closure Model Based on Large-Eddy Simulation Data. // *Boundary-Layer Meteorol.,* 2001, - № 99(3). – pp.349-378.
37. *Pielke, R., et. al.* A Comprehensive Meteorological Modeling System-RAMS. // *Meteor. Atmos. Phys.* 1992, - № 49. – pp.69-91.
38. *Scamarock, W.* A Description of the Advanced Research WRF Version 2. // NCAR Technical Note, NCAR/TN-468+STR. 2005.
39. *Smagorinsky, J.* General Circulation Experiment with the Primitive Equations, *Mon. Wea. Rev.* 1963, - № 91. - pp.99- 165.

40. Young Shi, et. al. Three-Dimensional Non-Hydrostatic Numerical Simulation for PBL. // Boundary-Layer Meteorol. 2000, - № 106(3). - pp. 383-410.
41. Zilitinkevich, S. and Baklanov, A. Calculation of the Height of the Stable Boundary Layer in Practical Applications. // Boundary-Layer Meteorol. 2002, - № 105(3). - pp. 389-409.

Сучасні підходи до моделювання атмосферного граничного шару в регіональних і мезомасштабних прогностичних схемах. Шнайдман В.А., Беркович Л.В., Степаненко С.М.

Наведена розроблена модифікована модель АГШ, попередня версія якої успішно використовується у прогностичній схемі Російського Гідрометцентру для параметризації турбулентного обміну. Одночасно наведений аналіз переваг і недоліків методів відтворення внутрішньої структури АГШ в сучасних прогностичних моделях RAMS і WRF, які використовуються у США.

Ключові слова: атмосферний граничний шар, параметризація, прогностичні схеми.

Current research advances for modeling of atmospheric boundary layer in the regional and mesoscale prediction models. Shnaydman V.A., Berkovich L.V., Stepanenko S.N.

The results of current research advances are used for the atmospheric boundary layer (ABL) parameterization in the regional and mesoscale prediction models, where the level of the turbulence closure becomes important and are widely used for the quantitative description of atmospheric lower layer. The improved model reconstruction of 3D thermo-dynamic and turbulence characteristics in terrain-following coordinates for stratified, baroclinic atmospheric boundary layer is presented. The two-equation approach of turbulence closure includes the equations for kinetic energy of the turbulent eddies and dissipation rate. This approach of turbulence closure allows to exclude the empirical formulae of length scale and to take into account physics of the various complex turbulence phenomena. The lower boundary condition is modified by including the prediction equations for temperature and moisture instead of given values of temperature and moisture near the surface level. The equations for TKE and dissipation rate are added by the terms of the pressure-correlation which take into account the turbulence-turbulence and mean fields-turbulence interactions. The developed model described the most physical mechanisms of the ABL formation..

Key words: atmospheric boundary layer, parameterization, mesoscale prediction models.