

Е.М. Атласкин

**ИССЛЕДОВАНИЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ
ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПРОГНОЗА ПОГОДЫ
К ИЗМЕНЕНИЮ ФУНКЦИЙ СТРАТИФИКАЦИИ
В БЛОКЕ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ**

Е.М. Atlaskin

**SENSITIVITY STUDY OF A NUMERICAL WEATHER
PREDICTION MODEL TO MODIFICATIONS OF STABILITY
FUNCTIONS IN TURBULENCE PARAMETRIZATION SCHEME**

Новые физически обоснованные формулировки коэффициентов турбулентной вязкости и турбулентной диффузии использованы применительно к устойчиво-стратифицированному потоку в гидродинамической модели прогноза погоды HIRLAM. На основе одномерной версии модели проведены численные эксперименты для единичного столба воздуха на основе данных эксперимента BASE и эталонных данных. Результаты экспериментов показали, что новая схема турбулентного замыкания точнее воспроизводит турбулентный режим пограничного слоя атмосферы, а также вертикальные профили температуры и скорости ветра. При высоком разрешении модели вертикальные профили, полученные на основе новой модели, практически полностью соответствуют эталонным профилям.

Ключевые слова: пограничный слой атмосферы, турбулентное замыкание, устойчивая стратификация.

New theoretically justified formulations for the coefficients of eddy viscosity and eddy diffusivity developed for the parametrization of a stably stratified flow, were applied in the numerical weather prediction model HIRLAM. Experiments with the Single Column Model were performed using data obtained from BASE experiment and from reference data. Numerical experiments revealed that the new parametrization scheme reproduces the turbulent structure of the atmospheric boundary layer, as well as vertical profiles of temperature and wind speed, better than the basic turbulence closure scheme of the model. With high vertical resolution, the profiles, calculated by the new model, are nearly the same as the corresponding reference profiles.

Keywords: atmospheric boundary layer, turbulence closure, stable stratification.

Замыкание системы уравнений в гидродинамических моделях прогноза погоды (ГМПП) применительно к холодному устойчиво-стратифицированному пограничному слою атмосферы (УПС) является нетривиальной задачей. Холодный УПС представляет собой температурно-инверсионный слой, образующийся в зимнее время в темное время суток в результате выхолаживания поверхности за счет излучения длинноволновой радиации. Основными условиями, при которых формируется УПС, являются: отсутствие облаков нижнего яруса, слабый ветер и отсутствие солнечной радиации. Турбулентные потоки в УПС характеризуется сильной анизотропией и чувствительностью к орографическим элементам местности. В зависимости от соотношения сил статической устойчиво-

сти и динамической неустойчивости в УПС могут наблюдаться такие процессы как внутренние гравитационные волны, прерывистая турбулентность, плотностные течения, а так же застаивание или схлопывание приземного слоя, описанные в литературе [Derbyshire, 1999; Sun et al., 2002; Бызова и др., 1989].

Замыкание системы уравнений в ГМПП основано на предположении о горизонтальной изотропии потока, при котором изменение горизонтального потока считается незначительным и не учитывается в моделях. Традиционно коэффициенты турбулентного обмена в моделях выражаются через параметр вертикальной стратификации слоя. Данная зависимость носит полуискусственный характер напр. [Lenderink and Holtslag, 2004] и определяется по-разному в зависимости от специфики модели. Актуальной является задача повышения качества прогноза погоды за счет более точного теоретически обоснованного, а также экспериментально подтвержденного приближения при интегрировании системы гидродинамических уравнений. Для решения задачи турбулентного замыкания для условий устойчивой стратификации в работе [Sukoriansky et al., 2005] построена спектральная модель Квази-нормального Исключения Масштаба Турбулентного возмущения (КИМТ). На основе данной модели в работе получены функции зависимости горизонтальных и вертикальных компонент турбулентной вязкости и турбулентной диффузии от стратификации. При этом при увеличении значения параметра стратификации уменьшаются значения вертикальных компонент потоков количества движения и тепла за счет турбулентной вязкости и диффузии, но увеличиваются значения их горизонтальных компонент.

Целями данной работы являются:

– модификация блока турбулентного замыкания в модели прогноза погоды «High Resolution Limited Area Model» (HIRLAM) с применением спектральных функций устойчивости (СФУ);

– исследование чувствительности модели к модификации блоков турбулентного замыкания в приземном и пограничном слоях атмосферы.

Исследование чувствительности модели к модификациям схем физических параметризаций выполнено с использованием одномерной версии модели HIRLAM для единичного столба воздуха на основе данных эксперимента "The Beaufort Sea Arctic Stratus Experiment" (BASE) [Kosovic and Curry, 2000].

Базовая схема турбулентного замыкания модели HIRLAM

HIRLAM – региональная прогностическая система, включает в себя систему ассимиляции данных метеорологических наблюдений и гидродинамическую модель прогноза погоды, использующую гидростатическое приближение. Уравнения гидродинамики интегрируются на основе полунявной схемы интегрирования по времени с использованием полу-Лагранжевого подхода. В модели используется расштанная сетка С Аракавы по горизонтали и гибридная сигма-Р-система координат по вертикали. Подробное описание особенностей динамического ядра модели и блока физических параметризаций приведено в работе [Undén et al., 2002].

Схема замыкания для приземного слоя атмосферы

Турбулентные потоки количества движения, тепла и влаги вблизи поверхности в моделях традиционно рассчитываются на основе предположения о постоянстве вертикальных турбулентных потоков в слое между поверхностью и нижним модельным уровнем. Для параметризации турбулентного переноса в модели используется схема Льюиса, описанная в работе [Luis, 1979]. Вертикальные потоки в слое определяются на основе теории подобия Монина-Обухова, зависимости для них имеют следующую форму:

$$\overline{w'\gamma'} = C_\gamma \Delta\gamma |\vec{V}_N|, \quad (1)$$

где $\overline{w'\gamma'}$ – средний вертикальный кинематический поток свойства γ , которое в модели соответствует скорости ветра, температуре, удельной влажности, C_γ соответствует коэффициенту сопротивления потока количества движения (при $\gamma = M$) и коэффициентам вертикального переноса тепла (при $\gamma = H$) и влаги (при $\gamma = Q$), $\Delta\gamma$ – разница между значением параметра γ на нижнем модельном уровне и его значением на поверхности, $|\vec{V}_N|$ – скорость ветра на нижнем модельном уровне. Значения температуры и удельной влажности на поверхности рассчитываются на основе уравнений баланса тепла и влаги, соответственно. Скорость ветра у поверхности принимается равной нулю. В модели используется следующее выражение для коэффициента переноса:

$$C_\gamma = C_{MN} \left(1 + \frac{\ln(z_{0M}/z_{0H})}{\ln(z/z_{0M})} \right)^{-1} \Psi_\gamma \left(Ri, \frac{z}{z_{0H}}, \frac{z}{z_{0M}} \right), \quad (2)$$

где z – высота на уровне поверхности; z_{0M}, z_{0H} – параметры шероховатости для количества движения и температуры, соответственно; C_{MN} – коэффициент переноса количества движения применительно к нейтральной стратификации; Ri – число Ричардсона, функция Ψ_γ определена согласно работам [Luis, 1979; Luis, 1982]. В модели коэффициент переноса влаги равен коэффициенту переноса тепла, а параметр шероховатости для удельной влажности равен параметру шероховатости для температуры. Поэтому в дальнейшем обозначения для $\gamma = Q$ опускаются. Считается, что при нейтральной стратификации $z_{0M} = z_{0H}$, а $\Psi_\gamma = 1$. Выражение для C_{MN} записывается следующим образом:

$$C_{MN} = \left(\frac{k}{\ln(z/z_{0M})} \right), \quad (3)$$

где $k \approx 0,4$ – постоянная Кармана. Для случая неустойчивой стратификации функция Ψ_γ имеет следующий вид:

$$\Psi_{\gamma} = 1 + \frac{a_{\gamma U} Ri}{1 + b_{\gamma U} C_{\gamma N} \left(Ri \frac{z}{z_{0M}} \right)^{1/2}}. \quad (4)$$

В выражении (4) коэффициенты a и b для количества движения, тепла и влаги определены соответственно: $a_{mU} = 10$, $b_{mU} = 75$, $a_{hU} = a_{qU} = 15$, $b_{hU} = b_{qU} = 75$. Число Ричардсона характеризует стратификацию потока в слое. Оно определяется как:

$$Ri = \frac{g}{\theta_v} \frac{d\theta_v}{dz} \bigg/ \left(\frac{d|\vec{V}|}{dz} \right)^2, \quad (5)$$

где g – ускорение свободного падения, θ_v – виртуальная потенциальная температура, $d\theta_v/dz$, $d|\vec{V}|/dz$ – вертикальные градиенты виртуальной температуры и скорости ветра, соответственно. Для случая устойчивой стратификации функция Ψ_M для количества движения имеет вид:

$$\Psi_M = \frac{1}{1 + \frac{a_{MS} Ri}{\sqrt{1 + b_{MS} Ri}}}, \quad (6)$$

где $a_{MS} = 10$, $b_{MS} = 1$. Для определения потоков тепла и влаги функция Ψ_{γ} записывается следующим образом:

$$\Psi_{\gamma} = \frac{1}{1 + a_{\gamma S} Ri \sqrt{1 + b_{\gamma S} Ri}}, \quad (7)$$

где $a_{hS} = a_{qS} = 10$, $b_{hS} = b_{qS} = 1$.

Схема замыкания для пограничного слоя атмосферы

Замыкание системы уравнений для пограничного слоя атмосферы в модели основано на решении прогностического уравнения для кинетической энергии турбулентности и диагностического уравнения для турбулентного пути смешения. Традиционно моменты первого порядка выражаются через коэффициент турбулентного обмена K_{γ} и градиент среднего значения прогностической скалярной величины γ , а именно

$$\overline{w'\gamma'} = K_{\gamma} \frac{d\gamma}{dz}. \quad (8)$$

Согласно теории подобия Монина-Обухова, коэффициент турбулентного обмена может быть выражен через масштаб турбулентного возмущения и характеристическую скорость турбулентного потока. В модели HIRLAM используется распространенная формулировка [напр., Lenderink and Holtslag, 2004] для коэффициента K_{γ} :

$$K_\gamma = \phi l_\gamma \sqrt{E}, \quad (9)$$

где l_γ – длина пути смешения, $\phi = l_M / l_H$ – отношение пути смешения для количества движения l_M к пути смешения l_γ , E – кинетическая энергия турбулентности (КЭТ), $E = 0,5(\overline{u'u'} + \overline{v'v'} + \overline{w'w'})$. Для КЭТ решается прогностическое уравнение, в котором присутствуют моменты второго порядка [Сухарт et al., 2000]. Длина пути смешения l_γ объединяет в себе длину пути смешения для неустойчивой и близкой к нейтральной стратификации и длину пути смешения для устойчивой стратификации [Lendering and Holtslag, 2004]. Для неустойчивой и близкой к нейтральной стратификации длина пути смешения l_{int} рассчитывается на основе следующего выражения:

$$\frac{1}{l_{int}} = \frac{1}{l_{up}} + \frac{1}{l_{dw}}, \quad (10)$$

где l_{up} и l_{dw} – расстояния, которые преодолевает частица воздуха, соответственно, при восходящем и нисходящем движениях в слое перемешивания. Значения l_{up} и l_{dw} вычисляются с использованием следующих выражений

$$l_{up} = \int_{z_{bottom}}^z F(Ri) dz', \quad (11a)$$

$$l_{dw} = \int_z^{z_{top}} F(Ri) dz', \quad (11б)$$

где $F(Ri)$ – функция от локального числа Ричардсона, z_{bottom} , z_{top} – нижняя и верхняя границы слоя турбулентного перемешивания, соответственно.

$F(Ri)$ имеет следующий вид:

$$F(Ri) = \alpha_n - \frac{2}{\pi}(\alpha_c - \alpha_n)(\alpha_r Ri), \text{ при } Ri > 0 \quad (12a)$$

$$F(Ri) = \alpha_n - \frac{2}{\pi}(\alpha_c - \alpha_n) \arctan(\alpha_r Ri), \text{ при } Ri \leq 0 \quad (12б)$$

где $\alpha_n = c_n k$, $c_n \approx 0,5$, $\alpha_c = 3c_n k / Pr$; Pr – число Прандтля; α_r имеет следующий вид:

$$\alpha_r = \frac{\pi}{2} \frac{c_n k}{\alpha_c - c_n k} 2b, \quad (13)$$

где $b = 4$. Используемая в этом методе функциональная зависимость от числа Ричардсона несет искусственный характер.

Длина пути смешения для устойчивой стратификации определяется на основе локальной устойчивости слоя и КЭТ, а именно

$$l_s = c_\gamma \frac{\sqrt{E}}{N}. \quad (14)$$

где коэффициент $c_\gamma = c_H = 0,2$ для потоков тепла и влаги, $c_\gamma = c_M$ для потока количества движения, c_M есть линейная функция от Ri , его максимальное значение составляет $c_M = 5c_H$, N – частота Брента-Вяйсяля. Зависимость c_M от Ri вводится для воспроизведения влияния стратификации на число Прандтля.

Длина пути смешения l_γ , используемая для вычисления вертикальных турбулентных потоков вычисляется на основе следующего выражения

$$\frac{1}{l_\gamma^2} = \frac{1}{l_{int}^2 + l_{min}^2} + \frac{1}{l_s^2}, \quad (15)$$

где $l_s^{-1}=0$ при неустойчивой стратификации, l_{min} определена ниже, она вводится для того, чтобы избежать нереальных значений l_γ в случае сильно-устойчивой стратификации, при которой $l_{int}=0$. Выражение для l_{min} имеет следующий вид:

$$\frac{1}{l_{min}} = \frac{1}{l_\infty} + \frac{1}{0,5c_n kz}, \quad (16)$$

где $l_\infty = 75 \exp(-z/500)$ при неустойчивой, нейтральной и слабо устойчивой стратификации и $l_\infty = 3(Ri) \exp(-Ri^2)$ при сильно устойчивой стратификации.

Модификация схемы турбулентного замыкания с применением спектральных функций устойчивости

Замыкание системы уравнений в модели HIRLAM основано на предположении горизонтальной однородности потоков, что обусловлено грубым разрешением численной сетки модели. Поэтому при модификации схемы турбулентного замыкания рассматривался только вертикальный турбулентный обмен.

Модификация схемы замыкания для приземного слоя атмосферы

Выражения для коэффициентов переноса количества движения C_M и тепла C_H , полученные на основе модели КИМТ, имеют следующий вид [теория описана в Sukoriansky et al., 2005; формулировки получены от авторов в персональной переписке]:

$$C_M = \frac{k^2}{\Psi_M^2}, \quad (17a)$$

$$C_H = \frac{k^2}{\Psi_M \Psi_H}, \quad (17b)$$

где Ψ_M и Ψ_H – функции стратификации, соответственно, для количества движения и тепла. Они определены равными:

$$\Psi_M = \ln(\zeta/\zeta_0) + 2,25(\zeta - \zeta_0)(1 - 0,09\zeta), \quad (18a)$$

$$\Psi_H = \text{Pr}_0 \left\{ \ln(\zeta / \zeta_0) + 2(\zeta - \zeta_0) \times \right. \\ \left. \times [1 + 1,022 + 0,07\zeta(\zeta^3 - 2,5\zeta^2 + 2,5\zeta - 1,25)] \right\}. \quad (186)$$

В выражениях (18) Pr_0 – Число Прандля применительно к нейтральному случаю, $\zeta = z/L$ – безразмерная функция стратификации в приземном слое; $\zeta_0 = z_0/L$ – безразмерная функция стратификации ниже уровня шероховатости; z_0 – параметр шероховатости для количества движения; L – масштаб Монина-Обухова. В качестве параметра стратификации в модели HIRLAM используется Ri , поэтому для применения данной схемы в модели параметр ζ был выражен через Ri . Это соотношение получено на основе формулировок Монина-Обухова для безразмерных функций устойчивости, применяемых для параметризации турбулентных потоков в приземном слое [напр., Бызова и др., 1989]. Оно имеет следующий вид

$$\zeta = \frac{\alpha_H}{\alpha_M^2} Ri, \quad (19)$$

где $\alpha_M = K_M/K_N$ и $\alpha_H = K_H/K_N$ есть, соответственно, отношения коэффициентов турбулентной вязкости K_M и диффузии K_H к коэффициенту турбулентной вязкости в нейтральном случае K_N . Выражения для этих коэффициентов имеют следующий вид:

$$\alpha_M = \frac{1 + 8Ri^2}{1 + 2,3Ri + 35Ri^2}, \quad (20a)$$

$$\alpha_H = \frac{1,4 - 0,01Ri + 1,29Ri^2}{1 + 2,44Ri + 19,8Ri^2}. \quad (20б)$$

Данные коэффициенты рассчитаны на основе интегрирования спектральной модели КИМТ от значения волнового числа, соответствующего обратной величине масштаба диссипации энергии, или так называемого масштаба Колмогорова, до значений волнового числа, соответствующих обратной величине характерного масштаба численной сетки ГМПП. Поскольку функции α_M и α_H , характеризующие стратификацию слоя, выведены на основе спектральной модели, они названы спектральными функциями устойчивости.

Модификация схемы турбулентного замыкания для пограничного слоя атмосферы

Модифицированная схема турбулентного замыкания для пограничного слоя атмосферы также основана на использовании прогностического уравнения для КЭТ и диагностического уравнения для пути турбулентного смешения. Выражение для коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии имеет следующий вид:

$$K_{M,H} = c_0 \alpha_{M,H} l \sqrt{E}, \quad (21)$$

где $c_0 = 0,55$. Путь смещения l в выражении (21) рассчитывается на основе пути смещения для нейтрального случая и для устойчивого случая, а именно

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{l_b} + \frac{1}{l_s}, \quad (22)$$

где l_b – путь смещения при нейтральной стратификации; l_s – путь смещения в устойчиво-стратифицированном слое, определяемый соотношением (14), в котором принимается $c_M = c_H = 0,75$ независимо от стратификации. Путь смещения при нейтральной стратификации определяется в работе [Blackadar and Tennekes, 1968] на основе теории подобия Мони́на-Обухова как:

$$l_b = \frac{kz}{1 + \frac{kzf}{Bu_*}}. \quad (23)$$

Здесь f – параметр Кориолиса, u_* – динамическая скорость; $B = 0,0063$.

Функции α_M и α_H вычисляются на каждом уровне модели. Данная формулировка освобождает от необходимости двойного вертикального интегрирования, что значительно сокращает время работы схемы.

Одномерные численные эксперименты для единичного столба воздуха на основе данных эксперимента BASE

Для тестирования схемы турбулентного замыкания с применением СФУ использовалась одномерная модель HIRLAM. Одномерная модель рассчитывает эволюцию крупномасштабных физических характеристик, таких как температура, влажность, компоненты скорости ветра, и т.д., в единичном столбе воздуха при заданных значениях горизонтальной и вертикальной адвекции. Задаваемые параметры называются управляющими параметрами, их значения могут определяться на основе данных измерений. Целью использования одномерных моделей является исследование чувствительности и оценка точности модели к модификациям схем физических параметризаций вертикальных подсеточных процессов.

Для численных экспериментов с моделью использовались данные эксперимента BASE. Эксперимент проводился с 19 сентября по 29 октября 1994 г. над льдом в море Бофорта в районе точки с координатами 73 с.ш., 133 з.д., главной целью его являлось исследование арктической циркуляции в осенний период. В результате эксперимента были собраны данные о вертикальных профилях температуры и скорости ветра. Подробное описание эксперимента приведено в [Kosovic and Cury, 2000]. В дальнейшем использовались данные измерений за 1 октября, когда наблюдалось формирование устойчивого пограничного слоя над морским льдом, а также отсутствовала облачность. В дальнейшем данные

измерений эксперимента BASE сравнивались с результатами моделей, разрешающих мелкомасштабную турбулентность, так называемых моделей Large Eddy Simulation (LES) [Kosovic and Curry, 2000; Stoll and Porte-Agel, 2008]. В результате сравнения были получены эталонные профили температуры и скорости ветра, которые рекомендованы для использования при тестировании схем параметризаций турбулентного замыкания. В настоящей работе в качестве эталонных профилей использовались профили, полученные в работе [Stoll and Porte-Agel, 2008].

Параметры численных экспериментов в настоящей работе соответствуют параметрам экспериментов в работе [Suxart et al., 2006], посвященной тестированию схем параметризации турбулентности национальных метеорологических центров. Высота области интегрирования по вертикали для температуры составляет 400 м, а для скорости ветра – 250 м от уровня поверхности. Длина численного эксперимента составляет 9 ч. Граничные условия для скорости ветра: на верхней границе ветер известен из измерений, постоянен и равен геострофическому. Компоненты скорости ветра в данном слое равны $u_g = 8$ м/с, $v_g = 0$ м/с. Температура на верхней границе тоже известна из измерений и равна 268 К. На нижней границе (лед) потенциальная температура за данный период линейно понижается с 265 К до 262,75 К. Начальными условиями в модели являются: $u = 8$ м/с, $v = 0$ м/с на всех высотах в пределах области интегрирования. В слое от поверхности до высоты 100 м потенциальная температуры равна 265 К. Выше данного слоя потенциальная температура увеличивается, ее градиент составляет 0,01 К/м. Начальные значения КЭТ задаются выражением

$$E = 0,4(1 - z/250)^3 \quad (24)$$

Выше высоты 250 метров кинетическая энергия турбулентности равна нулю. Горизонтальная адвекция в данный период равна нулю, что соответствует измерениям.

Для исследования чувствительности схемы параметризации модели к изменению разрешения по вертикали, эксперименты были проведены с разрешением, приблизительно составляющим 8 и 60 м. По вертикали используется расщатанная сетка, высота нижнего модельного уровня при данных разрешениях составляет приблизительно 3,5 и 31 м, соответственно. Результирующие профили потенциальной температуры приведены на рис. 1. Профиль потенциальной температуры, рассчитанный на основе схемы параметризации турбулентности с модификациями (рис. 1, *a*) при высоком разрешении практически соответствует эталонному профилю. Небольшое отклонение наблюдается на высотах выше 50 м. Базовая схема параметризации при данном разрешении немного переоценивает значение температуры до высоты 150 м и значительно недооценивает градиент температуры в слое 150–200 м. Результаты численных экспериментов свидетельствуют о чувствительности новой схемы параметризации к изменению разрешения по вертикали. При относительно грубом разрешении

модели (рис. 1, б) в новой схеме параметризации наблюдается отклонение вертикального профиля в сторону низких температур. В то же время базовая схема параметризации не чувствительна к изменению вертикального разрешения в условиях УПС.

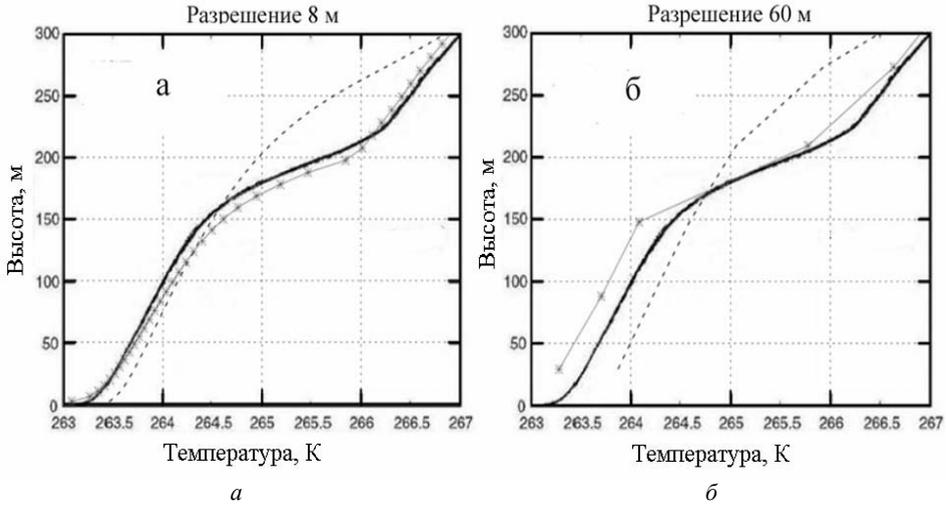


Рис. 1. Результирующие профили потенциальной температуры [K]. Черная кривая – эталонный профиль (детали см. в тексте), \times - \times и - - - кривые – соответственно, профили, полученные на основе модифицированной и базовой схем параметризаций

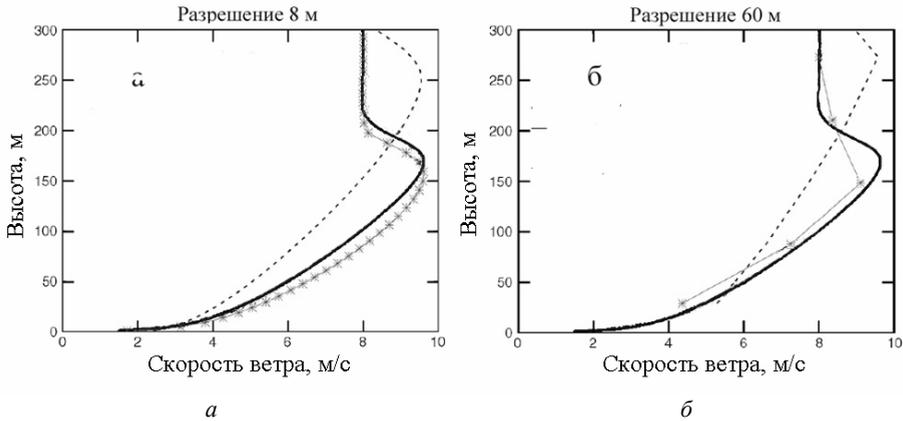


Рис. 2. Результирующие вертикальные профили скорости ветра [м/с]. Обозначения соответствуют обозначениям на рис. 1.

Профиль скорости ветра, рассчитанный с использованием модифицированной схемы при высоком разрешении также практически полностью соответствует эталонному профилю (рис. 2, а), в то время как базовая схема параметризации недооценивает скорость ветра приблизительно до высоты 200 м и значи-

тельно переоценивает высоту приземного струйного течения (высота, на которой наблюдается максимальная скорость ветра). Также как и для температуры, для скорости ветра при уменьшении вертикального разрешения в модифицированной схеме наблюдается искажение профиля, а именно сдвиг его в сторону меньших значений. Занижение температуры и недооценка значений скорости ветра при грубом разрешении для новой схемы параметризации обусловлены переоценкой турбулентного режима пограничного слоя атмосферы, что следует из рис. 3.

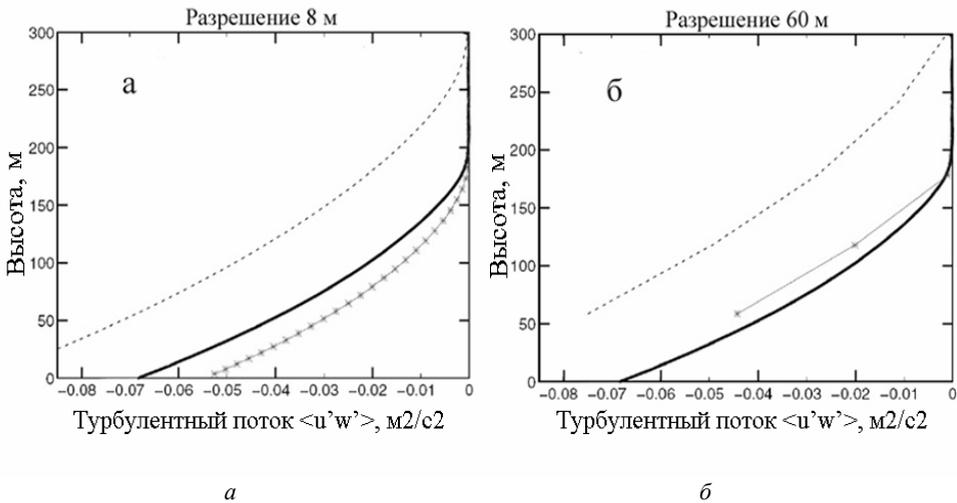


Рис. 3. Результирующие вертикальные профили турбулентного потока количества движения [m^2/s^2]. Обозначения соответствуют обозначениям на рис. 1.

Уменьшение разрешения ведет к сдвигу вертикального профиля кинематического турбулентного потока в сторону более высоких значений, т. е. к более интенсивному перемешиванию пограничного слоя.

Таким образом, модифицированная схема точнее воспроизводит температурно-ветровой режим пограничного слоя атмосферы над морским льдом в условиях выхолаживания и формирования устойчивой стратификации. Для применения модифицированной схемы турбулентного замыкания в оперативной практике необходимо дальнейшее ее тестирование над различными типами поверхности, а также проведение трехмерных численных экспериментов.

Заключение

Современные схемы турбулентного замыкания основаны на использовании полу-искусственных функций для учета стратификации. Ситуация устойчивого пограничного слоя атмосферы очень сложна для физического моделирования и применение данных функций может привести к ошибкам воспроизведения вертикальных профилей температуры, скорости ветра и турбулентных потоков.

В работе [Sukoriansky et al., 2005] для более корректного учета стратификации слоя были предложены функции устойчивости, полученные на основе спектральной модели КИМТ. В нашем исследовании была выполнена модификация блока турбулентного замыкания модели HIRLAM с использованием новых функций устойчивости и проведены численные эксперименты по тестированию этих функций с использованием данных эксперимента BASE. Расчеты показали хорошую согласованность профилей температуры, скорости ветра и турбулентных потоков, полученных на основе модифицированной схемы, с соответствующими профилями LES при высоком разрешении. При относительно грубом вертикальном разрешении наблюдается отклонение профилей для температуры – в сторону холодных температур, для скорости ветра – в сторону более низких значений. Было выявлено, что схема Льюиса (базовая схема) не чувствительна к изменению вертикального разрешения в условиях устойчивого пограничного слоя, что не логично с точки зрения физики, так как организация УПС имеет очень тонкую структуру. Схема, модифицированная на основе теории КИМТ, чувствительна к изменению вертикального разрешения. Это логично с точки зрения физики, но не удобно с точки зрения практических приложений, так как высокое разрешение требует больших вычислительных затрат. Однако тесты были проведены только для одного случая, и для более полного анализа необходимо дальнейшее тестирование схемы над различными типами поверхности, а также проведение трехмерных численных экспериментов.

Литература

1. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1989.
2. Blackadar A.K., Tennekes H. Asymptotic Similarity in Neutral Barotropic Planetary Boundary Layers // J. of the Atmospheric Sciences, 1968, vol. 25, pp. 1015–1020.
3. Cuxart J., Holtslag A. A. M., Beare R. J., Bazile E., Beljaars A., Cheng A., Conangla L., Ek M. B., Freedman F., Hamdi R., Kerstein A., Kitagawa H., Lenderink G., Lewellen D., Mailhot J., Mauritsen T., Perov V., Schayes G., Steeneveld G. J., Svensson G., Taylor P., Weng W., Wunsch S., Xu K. M. Single-Column Model Intercomparison for a Stably Stratified Atmospheric Boundary Layer // Boundary-Layer Meteorol, 2006, vol. 118, pp. 273–303.
4. Cuxart J., Bougeault P., and Redelsperger J. L. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 2000, v.126, pp.1–30.
5. Derbyshire S. Boundary-layer decoupling over cold surface as a physical boundary-instability // Boundary-Layer Meteorology, 1999, vol. 90, pp. 297–325.
6. Derbyshire S. Stable boundary-layer modelling: established approaches and beyond // Boundary Layer Meteorology, 1999, vol. 90, pp.423–446.
7. Kosovic B., Curry J.A. A Large Eddy Simulation Study of a Quasi-Steady, Stably Stratified Atmospheric Boundary Layer // J. Atmos. Sci., 2000, vol. 35, pp. 1052–1068.
8. Louis J.F., Tiedtke M. and Geleyn J.-F., 1982. A short history of the operational PBL parametrization at ECMWF. – In Proc. ECMWF Workshop on Boundary Layer 42 Parametrization, ECMWF, Reading, UK, November 1981, pp. 59–80.
9. Luis, J.F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere // Boundary-Layer Meteorology, 1979, vol. 17, pp. 187–202

10. *Stoll R., Porte-Agel F.* Large-Eddy Simulation of the Stable Atmospheric Boundary Layer using Dynamic Models with Different Averaging Schemes // *Boundary-Layer Meteorology*, 2008, vol. 126, pp. 1–28.
11. *Sukoriansky S., Galperin B., Staroselsky I.* A quasinormal scale elimination model of turbulent flows with stable stratification // *Physics of fluids*, 2005, vol. 17, 085107.
12. *Sun J., Burns S.P., Lenschow D.H., Banta R., Newsom R., Coulter R., Frasier S., Ince T., Nappo C., Cuxart J., Blumen W., Lee X., Hu X-Z.* Intermittent turbulence associated with a density current passage in the stable boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology*, 2002, vol. 105, pp. 199–219.
13. *Lenderink, G. and Holtslag A.A.M.* An updated length-scale formulation for turbulent mixing in clear and cloudy boundary layers. – *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2004, vol. 130 (604), pp. 3405 – 3427.
14. *Undén P., Rontu L., Järvinen H., Lynch P., Calvo J., Cats G., Cuxart J., Eerola K., Fortelius C., Garcia-Moya H.A., Jones C., Lenderink G., McDonald A., McGrath R., Navascues B., Nielsen N.W., Ødegaard V., Rodrigues E., Rummukainen M., Røðm R., Sattler K., Saas B.H., Savijarvi H., Schreur B. W., Sigg R., The H., Tijn A.* HIRLAM-5 Scientific Documentation. – HIRLAM-5 Project, c/o Per Undén SMHI, S-601 76 Norrköping, Sweden, 2002.