

УДК 551.551.2

С.Н. Степаненко, д.ф.-м. н., В.Г. Волошин, к.г.н., В.Ю. Курышина, асс.
Одесский государственный экологический университет

МАСШТАБЫ ПРИЗЕМНОГО И ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Предлагается метод расчета высоты атмосферного пограничного слоя и его внутренних слоев: приземного, динамического и конвективного слоя перемешивания с помощью энергобалансовой модели приземного слоя, созданной для расчета поверхностных турбулентных потоков по данным стандартной метеорологической информации.

Ключевые слова: атмосферный пограничный слой, слой перемешивания, приземный слой, турбулентные потоки

Введение. Динамика крупномасштабных атмосферных течений существенно зависит от характеристик атмосферного пограничного слоя (АПС), в котором происходит диссипация значительной части турбулентной энергии. Пограничный слой, являясь переходной зоной от поверхности к свободной атмосфере, исполняет роль ингибитора или катализатора процессов, формируемых в свободной атмосфере. Тепловой режим АПС фактически управляется радиационными процессами и влажно-тепловыми свойствами поверхности, а динамический, формируемый крупномасштабными движениями, зависит от динамических свойств поверхности и гидростатической устойчивости слоя.

Динамика АПС описывается теми же уравнениями, что и динамика свободной атмосферы. Но по мере приближения к поверхности появляются дополнительные слагаемые, представляющие вертикальные турбулентные потоки субстанций и сопутствующие им неизвестные функции для турбулентных потоков. При численном интегрировании уравнений погоды, возникают жесткие ограничения на вертикальное разрешение турбулентного переноса в слое постоянных потоков (СПП). Поэтому этот слой описывается аналитическими зависимостями на основе теории Мони́на-Обухова, которые обеспечивают расчет турбулентных потоков тепла, влаги и импульса [13].

Численное решение дифференциальных уравнений погоды возможно, если исходное физическое поле представлено в регулярной сеточной области. В узлы этой области, с помощью методов генерализации, сведены пространственно усредненные метеорологические величины. В связи с этим, при численном моделировании трудно обеспечить адекватное воспроизведение пространственной изменчивости мезомасштабных метеорологических полей. Поэтому, часто используются методы «детализации» (downscaling) численных решений, которые позволяют исследовать мезо- и даже микропроцессы не по данным статистически усредненных сглаженных полей, а, непосредственно, по данным фактических метеорологических наблюдений и известным свойствам поверхности, характерных только району расположения метеостанций.

Постановка проблемы. Как известно, толщина АПС изменяться от нескольких десятков метров до двух и более километров, а средняя скорость ветра – от нуля до скорости геострофического ветра. Прямые методы измерения толщины АПС крайне сложны, так как линия раздела между АПС и свободной атмосферой, в какой-то мере, условна. Предполагается, что существует некий переходной слой, положение которого

зависит от множества независимых параметров, определяющих поведение нестационарной гидродинамической системы, какой и является атмосферный пограничного слой.

Однако, многие прикладные задачи, например, такие как задачи рассеяния и переноса вредных примесей в атмосфере, требуют сведений о масштабах как самого АПС, так и о масштабах приземного слоя, слоя конвективного и динамического перемешивания [2,31].

Цели и задачи. Целью нашей работы является оценка масштаба АПС с помощью энергобалансовой модели приземного слоя – модели SLEB (*Surface Layer Energy Balance*), созданной для расчета формируемых у поверхности турбулентных потоков по данным стандартных метеорологических наблюдений. Основные положения модели и первые результаты ее использования опубликованы в [6,7,8,9,18, 19,20].

Модель разработана применительно к решению следующих задач:

- 1) Изучение статистических закономерностей пространственно-временной изменчивости турбулентных потоков тепла, диссипации турбулентной энергии, потока импульса, испарения, потока тепла в почве, температуры подстилающей поверхности, составляющих радиационного баланса, масштабов приземного и пограничного слоя атмосферы над различными типами поверхностей;
- 2) Изучение турбулентного состояния пограничного и, включенного в него, приземного слоя атмосферы.

Последние исследования и публикации (краткое описание модели).

Параметризация приземного слоя, выполнена при помощи теории Монина-Обухова (MOST), также использовались работы Алояна А.Е. [1], Бусингера Дж.А. [4], Бызовой Н.Д. [5], Зилитинкевича С.С. [10,11,34], Лайхтман Д. Л. [13], Орленко Л.Р. [15], Blackadar А.К. [25], Holtslag А.А. [27], расширяющие возможности теории MOST.

В приземном слое атмосферы (ПСА) выделяется два слоя – *вязко-буферный слой*, где вязкие напряжения доминируют над рейнольдсовыми и наблюдается линейное нарастание скорости потока и *логарифмический слой*, где рейнольдсовы напряжения превышают вязкие и присутствует логарифмическое изменение скорости потока [6].

Модель имеет некоторые отличия от применяемых ранее моделей, так как включает параметризацию вязкого подслоя и параметризацию диссипации турбулентной энергии, что позволяет достаточно достоверно перераспределить доступную энергию между явными и скрытыми турбулентными потоками тепла.

В пограничном слое выделяются также два слоя – *слой перемешивания*, в нижней части которого, при наличии потока плавучести, образуется слой конвективного перемешивания и *слой вовлечения* (перемежаемости) с устойчивой стратификацией, который является внешней областью АПС.

Для описания двухслойного ПСА используется модифицированная аналитическая модель Смита-Собесси [32], позволяющая найти толщину слоя перемешивания и уровень максимума коэффициента турбулентной вязкости.

Подстилающая поверхность представлена в модели как совокупность почвы и растительности. Лучистые потоки, поступающие на участки оголенной почвы и покрытой растительностью и потоки, исходящие от этих поверхностей, учитываются отдельно. Например, суммарное испарение представляется в виде суммы двух потоков – испарения с почвы и транспирации растительностью.

Для влагопереноса в почве используется уравнение диффузии влаги. Температурный режим деятельного слоя почвы воспроизводится с помощью уравнения теплопроводности. Поток тепла в почву, представляющий граничное условие для этих уравнений, рассчитывается по методу Хргиана [23].

С помощью уравнения теплового баланса определяются значения температуры почвы и температуры растительного покрова. Численное решение начально-краевой задачи для уравнений влагопереноса и теплопроводности позволяет рассчитывать вертикальные распределения влажности и температуры в почве. Начальные условия для названных уравнений задаются на момент начала итерационных процедур по измеренным на метеостанциях данным.

Вертикальные распределения температуры и скорости ветра в приземном слое вычисляются по градиентным формулам теории Мони́на-Обухова с применением универсальных безразмерных профильных функций и их интегральных форм (первообразных функций) [20].

Коротковолновый баланс поверхности рассчитывается по формулам Кастрова и Берлаге [18] с учетом влияния общей и нижней облачности и альbedo различных поверхностей. Ослабление прямой солнечной радиации учитывается с помощью функций Кондратьева, зависящих от влагосодержания атмосферы, ее прозрачности и метеорологической дальности видимости. Длинноволновые составляющие радиационного баланса для растительного покрова и почвы, вычисляются с учетом потерь излучения за счет рассеяния листовой поверхностью и поверхностью земли. Эффективное излучение атмосферы определяется с учетом его зависимости от температуры воздуха и температуры поверхности, наличия парниковых газов и облачности [23].

Пространственная неоднородность свойств поверхности учитывается в модели путем деления ее площади на отдельные участки, соответствующие определенным типам почв и видам растительности. Каждая почва характеризуется набором параметров, включающих удельную теплоемкость, теплопроводность, объемный вес, наименьшую влагоемкость, максимальную гигроскопичность, полевую влагоемкость, пористость и коэффициент фильтрации. Влажность почвы определяется по уравнению водного баланса с учетом количества выпавших осадков, инфильтрации и горизонтального стока [17].

Неоднородность растительного покрова представляется в модели максимальным устьичным сопротивлением, эффективной высотой растительности, листовым индексом LAI, функцией вегетации и аэродинамической шероховатостью, зависящей от высоты и плотности растений. Шероховатость используется для определения аэродинамического сопротивления растительности. Величина суммарного испарения и другие компоненты водного баланса вычисляются как средневзвешенные для каждого элементарного участка.

Калибровка и верификация модели производилась по результатам сравнения вычисленных и измеренных значений радиационного баланса, значений температуры поверхности, испарения, а также сравнения рассчитанных и измеренных вертикальных профилей температуры воздуха и скорости ветра. Для сопоставлений использовались данные актинометрических, метеорологических, гидрологических и аэрологических станций.

Решение уравнения теплового баланса (УТБ), которое содержит две неизвестные величины, можно выполнить только численно. В модели SLEB для численного решения УТБ используется рекурсивно заданная функция, включенная в последовательность вычислительных процедур, состоящих из внешнего и внутреннего цикла. Внутренний цикл содержит рекурсивную функцию, определение которой выполняется методом *сложной рекурсии*. Программа, опираясь на механизм стека вызовов, позволяет выполнить вычисления, без использований циклов. Глубина рекурсии зависит от количества вложенных вызовов рекурсивных процедур. Бесконечная рекурсивная функция позволяет проводить вычисления до заданного

приближения искомого значения, до тех пор, пока не будет достигнута необходимая точность.

До начала вычислительных процедур задаются начальные условия для двух неизвестных переменных – температуры подстилающей поверхности и критерия гидростатической устойчивости слоя. На нулевом цикле, с помощью рекурсивных обращений к функциям, содержащих неизвестные величины, происходит замыкание уравнение баланса с заданной точностью $\pm 2,5\%$, и находятся потоки импульса, тепла и влаги, необходимые для расчета критерия устойчивости (безразмерная высота) $\zeta = z/L$. Найденные значения критерия устойчивости и температуры поверхности являются начальными условиями для запуска последующих циклов и т.д. Внешний цикл повторяется до тех пор, пока не выполняется условие равенства цикловой скорости ветра и скорости фактического ветра.

Метод расчета масштабов АПС. Масштабирование характеристик турбулентности в пограничном слое представляет большие трудности [5,9,12,22,25,26,27,28,29]. Основным линейным масштабом пограничного слоя является его высота H_{bla} , которая не всегда поддается измерению или косвенному определению. Масштабом скорости является динамическая скорость u_* , которая для средних условий связана со скоростью геострофического ветра зависимостью вида $u_* = 0,05 \cdot V_g$.

Пограничный слой атмосферы формируется под влиянием макромасштабной внешней силы градиента давления, силы Кориолиса и силы трения, зависящей от шероховатости поверхности и турбулентной вязкости, которая в свою очередь зависит от гидростатической устойчивости как приземного, так и пограничного слоя атмосферы [10,11,14,27].

Устойчивость стратифицированного пограничного слоя определяется соотношением между термическими и динамическими факторами. Одним из основных параметров устойчивости для АПС является потоковое Rf (или градиентное Ri) число Ричардсона и критерий устойчивости для приземного слоя $\zeta = z/L$.

Для учета термической стратификации используется параметр плавучести $\beta = g/T$, масштаб температуры T_* и влажности q_* приземного слоя или перепад потенциальной температуры на границах слоя $\Delta\theta$. Внутренними размерными параметрами пограничного слоя, которые одновременно являются и параметрами приземного слоя, служат динамическая скорость u_* , приземный турбулентный поток явного тепла $H = c_p \rho u_* T_*$, поток влаги $E = \rho u_* q_*$ и масштаб длины L Монина-Обухова, определяемый следующим образом

$$L = -\frac{u_*^3}{\kappa B_S}$$

где $B_S = \beta \frac{H}{c_p \rho} + \frac{0,68 g E}{\rho}$ – поток плавучести, зависящий от наличия фазовых переходов воды (конденсация, испарение), при которых появляются дополнительные притоки (стоки) тепла.

В нейтральном, но горизонтально однородном стационарном пограничном слое, основным размерным масштабом толщины слоя, является экмановский масштаб высоты Λ_1 [5,27].

$$\Lambda_{bl} = \frac{\kappa u_*}{f} = \frac{\kappa H}{c_p \rho T_* f} \equiv H_{bla}. \quad (1)$$

В формулу (1) включены размерные величины, определяющие состояние пограничного слоя, а именно: параметр Кориолиса $f = 2\omega \sin \varphi$, поток явного тепла H , масштаб температуры T_* и плотность воздуха ρ , определяемые моделью SLEB по фактическим погодным данным.

Если поток явного тепла H и масштаб температуры T_* определены с учетом всех балансовых энергетических соотношений, в том числе и диссипации турбулентной энергии, то можно предполагать, что уравнение (1) будет справедливо и для стратифицированного пограничного слоя.

По аналогии с размерным масштабом экмановского пограничного слоя, можно ввести размерный масштаб логарифмического приземного слоя

$$\Lambda_{hs} = \frac{\kappa u_*}{\omega_z} = \frac{\kappa H}{c_p \rho T_* \omega_L} \equiv h_s. \quad (2)$$

Формулы (1) и (2) отличаются между собой только тем, что для временного масштабирования логарифмического слоя используется не параметр Кориолиса $f \cong 10^{-4}, \text{c}^{-1}$ ($\varphi = 45^\circ$), а круговая частота равная $\omega_L = 10^{-3}, \text{c}^{-1}$, соответствующая, примерно, периоду приспособления мелкомасштабной турбулентности к перестройке среднего потока [5,10].

При таком выборе временных масштабов, отношение толщин приземного и пограничного слоя соответствует принятому во многих работах, например [5,16,22,27], значению равному $(h_s / H_{bla}) \approx 0,1$, а отношение динамической скорости к толщине приземного слоя равно временному масштабу $\omega_L = (\kappa u_* / h_s) \approx 10^{-3}, \text{c}^{-1}$.

Внешний параметр устойчивости А.Б. Казанского и А.С. Моница [13], который связывает масштаб длины экмановского и логарифмического слоя, находим из уравнения

$$\mu = \frac{H_{bla}}{L} = - \frac{\kappa^2 B_S}{u_*^2 f}. \quad (3)$$

В качестве слоя, в котором рассеивается и практически сохраняется вся выброшенная в атмосферу примесь [1,2,30], используется или толщина всего пограничного слоя, или только толщина слоя перемешивания, состоящего из конвективной и динамической части.

Масштабом слоя свободной конвекции, который образуется за счет термических факторов в условиях неустойчивости, является его характерная высота h_{con} , конвективный скоростной масштаб w_* и масштаб температуры T'_* , определяемые по формулам [5]

$$w_* = (\beta h_s H / c_p \rho)^{1/3}, \quad T'_* = H / c_p \rho w_*, \quad h_{con} = \frac{\kappa w_*}{\omega_L}. \quad (4)$$

Масштабами слоя механического (динамического) перемешивания, который образуется за счет динамических факторов, а при неустойчивости и с участием сил плавучести, являются его характерная высота h_{mix} , масштаб скорости u'_* и температуры T'_* , которые при неустойчивости определяются формулами

$$u'_* = (\beta h_{bl} H / c_p \rho)^{1/3}, \quad T'_* = H / c_p \rho u'_*, \quad h_{mix} = \frac{\kappa u'_*}{\omega_L}. \quad (5)$$

Для нейтральной или устойчивой стратификации, когда имеет место только динамическая турбулентность, характерная высота слоя перемешивания h_{mix} определяется по формуле (1), с учетом масштаба длины L Мони́на-Обухова. Такой вариант формулы предложен Зили́тинкевичем С.С. [11,32]

$$h_{mix} = \kappa \left(\frac{u_* L}{f} \right)^{0,5}, \quad \text{если } z / L \geq 0. \quad (6)$$

Масштаб температуры для нейтральной или устойчивой стратификации определяется обычным образом, как $T'_* = H / c_p \rho u'_*$.

Масштабы скорости для слоя конвекции w_* и слоя перемешивания u'_* , различаются лишь в использовании различных начальных масштабов толщины слоя. Для определения конвективного скоростного масштаба используется масштаб приземного слоя, а для масштаба скорости в слое перемешивания масштаб экмановского пограничного слоя.

Из уравнений (4) и (5) следует, что они применимы, только тогда, когда турбулентный поток явного тепла имеет положительное значение, т.е. направлен от поверхности в атмосферу. Естественно, в этом случае можно говорить, что имеет место конвективный характер переноса тепла, который способствует развитию слоя турбулентного перемешивания.

Результаты исследования. На рис. 1 показана суточная периодичность изменения характерных высот приземного слоя, конвективного слоя, слоя перемешивания и пограничного слоя, рассчитанных по формулам (1-6). Изменение высот h_s , h_{mix} и H_{bla} представлено в виде непрерывной случайной функцией, а изменение высоты конвективного слоя, который образуется только при неустойчивости ($\zeta < 0$), в виде отдельных «выбросов», продолжительность которых зависит от условий развития конвекции.

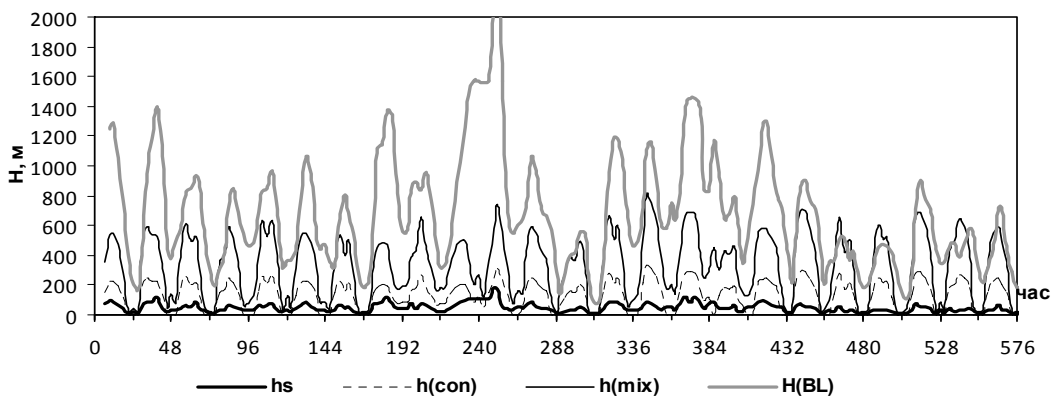


Рис. 1 – Суточная изменчивость высот приземного слоя h_s , конвективного слоя h_{con} , слоя перемешивания h_{mix} и пограничного слоя H_{bla} (июль, 1998).

Отношение средних высот слоев (за июль, 1998), составляющих пограничный слой, к высоте пограничного слоя имеет следующие значения

$$\frac{h_s}{H_{bla}} = 0,1 = \text{const}, \quad \left(\frac{h_{con}}{H_{bla}} \right) = 0,3, \quad \left(\frac{h_{mix}}{H_{bla}} \right) = 0,6,$$

которые хорошо согласуются с аналогичными величинами, полученными при непосредственных измерениях на высотных метеорологических мачтах и при аэрологическом зондировании [5,16].

Следует прокомментировать схему расчета высоты слоя перемешивания при неустойчивой стратификации по формуле (5) и высоты слоя для устойчивых условий, рассчитываемой по формуле Зилитинкевича С.С. (6). Обе формулы (5) и (6) составлены из одних и тех же масштабов приземного и пограничного слоя, а отношение их временных масштабов равно $\omega_L / f^{0,5} = 0,1$.

На рис. 2а показана зависимость высоты слоя перемешивания от гидростатической устойчивости. В области неустойчивости, зависимость группируется по скоростям ветра, так как средняя скорость ветра, измеренная на метеорологических станциях, представлена натуральными числами. В области устойчивой стратификации $z/L > 0$ функция $h_{mix} = f(z/L)$, рассчитанная по формуле Зилитинкевича С.С. (6), хорошо согласуется с аналогичными ее значениями в области слабо неустойчивого слоя. Значения высот h_{mix} при нейтральной стратификации $z/L = 0$, рассчитанные по (5) и (6), равны между собой и зависят только от скорости ветра.

На рис. 2б показаны изменения высоты h_{con} в зависимости от величины турбулентного потока явного тепла. При значениях турбулентных потоков близких к нулю, (нейтральная стратификации), слой конвекции «вырождается» и его высота становится равной средней высоте приземного слоя. С увеличением турбулентного потока тепла и скорости ветра высота слоя конвекции быстро нарастает. Нижний ряд точек соответствует слабым ветрам 0-1 м/с, далее сформированы ряды по скоростям 2,3,4,5,6 м/с.

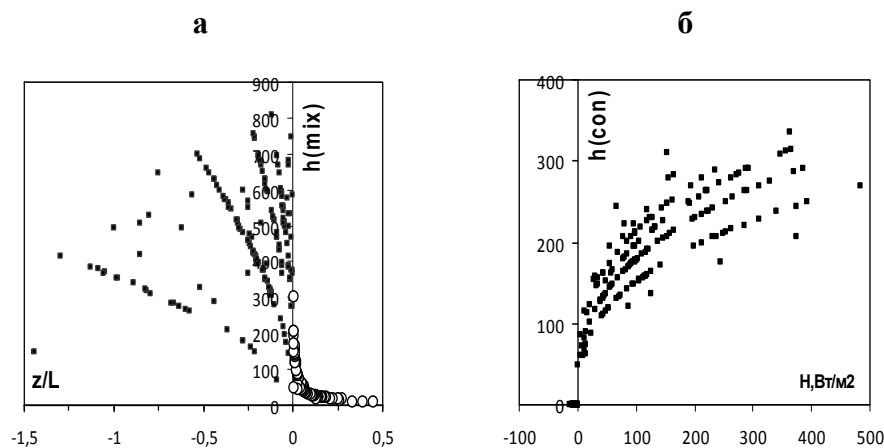


Рис. 2 – а) Зависимость высоты слоя перемешивания h_{mix} от гидростатической устойчивости (белые маркеры по (6), черные маркеры по (5)); б) Зависимость высоты слоя конвективного перемешивания h_{con} от величины турбулентного потока явного тепла.

Статистические характеристики и основные моменты выборочных рядов высот различных слоев показаны в табл. 1.

Таблица 1 – Статистические характеристики высот слоев, составляющих пограничный слой (Любашевка, июль, 1998)

Статистические моменты	Высота h_s , м	Высота h_{con} , м	Высота h_{mix} , м	Высота H_{bla} , м
Среднее значение	59,7	192,2	378,3	675,0
СКО	36,1	61,4	186,5	307,8
Эксцесс	2,3	-0,5	-0,92	2,3
Асимметрия	1,1	-0,08	0,007	1,1
Максимальное значение	231,1	336,5	806,4	2612,3
Минимальное значение	7,2	49,1	45,0	80,9

Соотношение внешнего μ и внутреннего ζ параметра гидростатической устойчивости, рассчитанное метеорологическим препроцессором для различных скоростей ветра, демонстрируется на рис. 3.

При очень слабых ветрах $u_z \leq 1$ м/с, когда $u_* \rightarrow 0$ зависимости не существует, она появляется только при скоростях ветра $u_z \geq 2$ м/с и аппроксимируется линейной функцией.

При некоторых метеорологических условиях (4-е нижних крестика) эту линейную зависимость можно продлить и в область слабых скоростей.

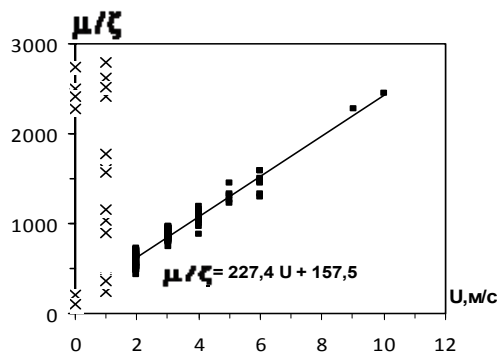
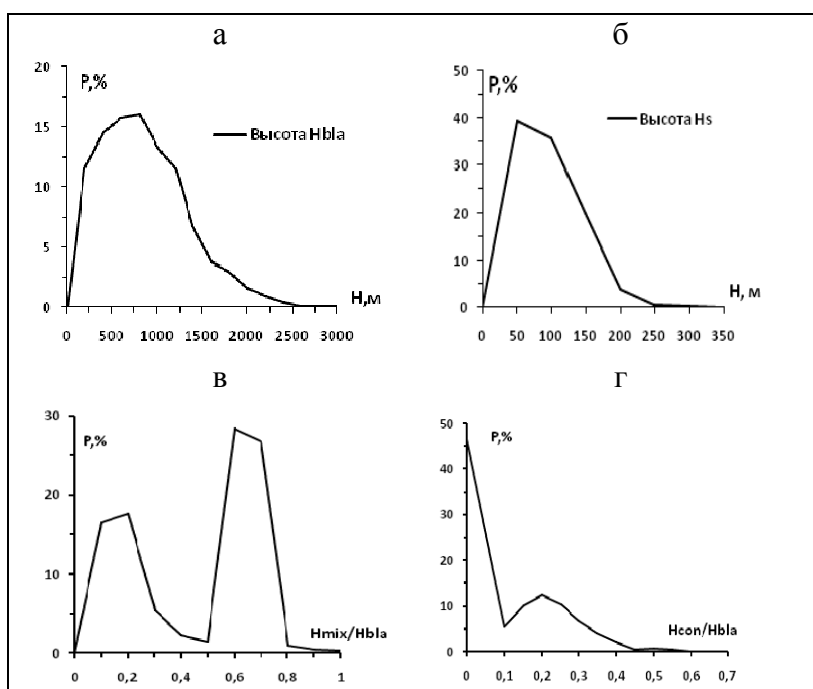


Рис. 3 – Зависимость отношения параметров μ/ζ от скорости ветра.

Проанализируем далее статистические показатели выборочных рядов, сформированных из расчетных масштабов пограничного слоя. На рис. 4. показаны: эмпирические дифференциальные распределения высоты пограничного H_{bla} и приземного слоя h_s (рис.4а,б) и двумодальные распределения отношений масштабов слоев перемешивания к масштабу пограничного слоя h_{mix}/H_{bla} и h_{con}/H_{bla} (рис.4 в,г).

Модальные значения для высоты H_{bla} находится в интервале 600-800 м, мода для приземного слоя h_s в интервале 50-100 м. Левые моды отношений h_{mix}/H_{bla} и h_{con}/H_{bla} относятся к условиям устойчивой стратификации, когда $z/L > 0$, а правые к условиям неустойчивой стратификации, когда $z/L < 0$.



а – высота пограничного слоя H_{bla} ; б – высота приземного слоя h_s ;
 в – отношение h_{mix}/H_{bla} ; г – отношение h_{con}/H_{bla}

Рис.4 – Эмпирические дифференциальные распределения масштабов пограничного слоя.

На рис. 5 показан суточный ход высот атмосферного пограничного слоя H_{bla} и внутренних слоев, осредненных за зимний (декабрь-февраль) и летний (июнь-август) период года.

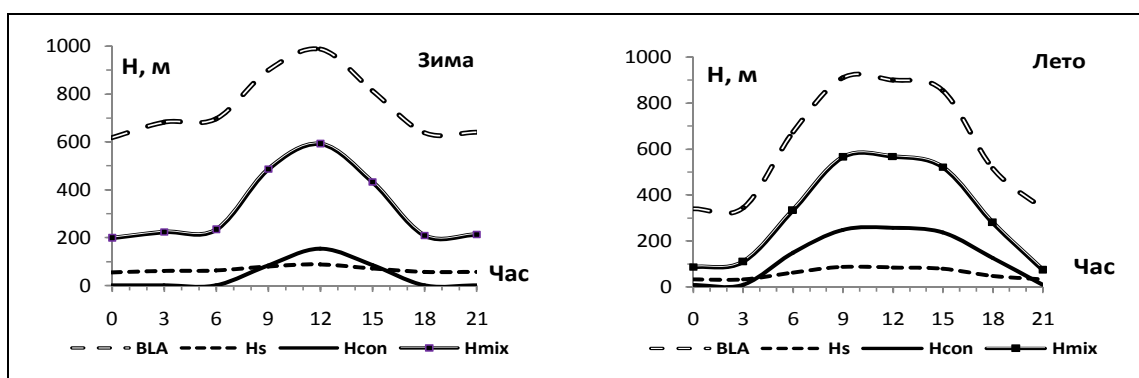


Рис.5 – Суточный ход высот атмосферного пограничного слоя и высот, включенных в него, осредненный за зимний и летний период (Любашовка, 1998 г).

Особых отличий между суточными изменениями исследуемых величин в различные сезоны года практически не существует. Видны только различия связанные с изменением продолжительности дневного и ночного времени суток, а также различия, обусловленные интенсивным развитием конвективных движений. Наибольших высот равных 800-1000 м пограничный слой достигает в полуденные и послеполуденные часы, зимой за счет динамических факторов, а летом, при ослабленной атмосферной циркуляции за счет развития термической конвекции.

Максимальные высоты АПС равные 2000-2500 м наблюдаются при развитой циклонической циркуляции. Аналогичные значения высот АПС получены и при использовании региональной модели КОСМО-РУ, так, например, в работе Берковича Л.В. [3] показано, что в полуденные часы, над обширными территориями, высота пограничного слоя не превышает 800-1000 м (12 час, 26 августа 2009 г).

Таблица 2 – Среднемесячные значения высот слоев, представляющих атмосферный пограничный слой (Одесса, 2005)

Месяц	H_{bla} , м	h_S , м	h_{con} , м	h_{mix} , м
1	840	78	45	301
2	805	75	72	308
3	742	68	77	246
4	781	71	116	319
5	633	57	128	319
6	647	59	132	340
7	650	59	160	340
8	637	55	124	310
9	723	66	93	290
10	745	68	71	261
11	800	74	50	298
12	730	68	39	256
Год	728	67	92	299

В табл. 2 показаны рассчитанные с помощью модели SLEB среднемесячные значения высоты пограничного слоя и высот сопутствующих ему слоев. В центральные летние месяцы наблюдаются наименьшие среднемесячные высоты АПС равные 600-650 м, зимой высота возрастает до 800-850 м. Высота слоев перемешивания к лету возрастает.

Выводы. Причинно-следственные связи, влияющие на изменение высоты атмосферного пограничного слоев сложны. Однако, наземные метеорологические наблюдения содержат достаточно информации, позволяющей описать временную изменчивость параметров и масштабов атмосферного пограничного слоя. При правильном выборе математической модели, достоверно параметризующей процессы взаимодействия атмосферы с земной поверхностью, можно оценить, с допустимой точностью, как внутренние, так и внешние параметры пограничного слоя и воссоздать структуру нижнего слоя атмосферы.

Список литературы

1. Алоян А.Е. Моделирование динамики и кинетики газовых примесей в атмосфере. – М: Наука, 2005. – 400 с.
2. Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 272 с.

3. Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Оперативный гидродинамический краткосрочный прогноз метеовеличин и характеристик погоды в пунктах // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 2. – С. 14–26.
4. Бусингер Дж.А. Основные понятия и уравнения. Атмосферная турбулентность и моделировании распространения примесей. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 338 с.
5. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 264 с.
6. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 158 с.
7. Волошин В.Г., Воротницкая А.В. Оценка устойчивости пограничного слоя атмосферы по данным метеорологических сетевых наблюдений//Сб. Метеорология, климатология и гидрология. – 1978. – Вып. 14. – С. 10 – 17.
8. Волошин В.Г. Метод расчета турбулентных потоков и температуры подстилающей поверхности на основе метеорологических наблюдений//Метеорология, климатология и гидрология. – 2002. – Вып. 46. – С. 83 – 89.
9. Волошин В.Г. Динамическая модель загрязнения атмосферы с метеорологическим препроцессором (монография)–Одесса.: Экология, 2013. – 295с.
10. Данилов С.Д., Копров Б.М., Сазонов И.А. Некоторые подходы к моделированию атмосферного пограничного слоя //Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1995. – Т. 31, №2. – С. 187 - 202.
11. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 290 с.
12. Зилитинкевич С.С., Монин А.С. Теория подобия для планетарного пограничного слоя атмосферы //Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1974. – Т. 10, №6. – С. 587 – 599.
13. Казанский А.Б., Монин А.С. О динамическом взаимодействии между атмосферой и поверхностью земли//Изв. АН СССР. Сер. геофиз. – 1961. – №5. – С. 25 – 38.
14. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 251 с.
15. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы//Тр. Геофизин. АН СССР. – 1954. – №24. – С. 163 – 187.
16. Орленко Л.Р. Строение пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 279 с.
17. Полуэктов Р.А., Опарина И.В, Терлеев В.В. Три способа расчета динамики почвенной влаги //Метеорология и гидрология. – 1997. – №8. – С. 105 – 112.
18. Сивков С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. –220 с.
19. Степаненко С.Н. Математическое моделирование мезомасштабных процессов и явлений в атмосфере. – Одесса, 2001. – 280 с.
20. Степаненко С.Н., Волошин В.Г. Универсальные безразмерные профильные функции для градиента скорости и температуры и их интегральные формы //Украинский гидрометеорологический журнал. – 2010. – №7. – С. 35 – 45.
21. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курышина В.Ю. Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы //Украинский гидрометеорологический журнал. – 2011. – Вып. 9. – С. 38 – 59.
22. Тарнопольский А.Г. Математическое моделирование и прикладные задачи геофизического пограничного слоя. – О.: ТЭС, 2002. – 365 с.

23. Фейгельсон Е.М. Радиация в облачной атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 280 с.
24. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 156 с.
25. Blackadar A.K. The Vertical Distribution of Wind and Turbulent Exchange in a Neutral Atmosphere//J. Geophys. Res. – 1962. – V. 67. – P. 3095 – 3102.
26. Bradshaw P., Ferris D.H., Atwell N.P. Calculation of Boundary Layer Development Using the Turbulent Energy Equation.//Journal of Fluid Mechanics. – V. 28, №3. – P. 593 – 616.
27. Holtslag A.A. Modelling of Atmospheric Boundary Layers/A.A.M. Holtslag and P. G. Duynkerke, eds/ Clear and Cloudy Boundary Layers//Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. – Amsterdam. – 1998. – P. 85 – 110.
28. Nieuwstadt, F.T.M. The Turbulent Structure of the Stable, Nocturnal Boundary Layer// J. Atmos. Sci. – 1984. – V. 41. – P. 2202 – 2216.
29. Parlange M. On Monin-Obukhov similarity in the stable atmospheric boundary layer// Rev. Geophys. – 2000. – V. 33. – P. 99 – 124.
30. Stepanenko S.M., Voloshin V.G., Tiptsov S.V. A New Formula for Evaluation of Level of Air Pollution with Industrial Emissions. //Украинский гидрометеорологический журнал. – 2009. – № 4. – P. 227 - 238.
31. Weng W. and P. Taylor On modelling the one-dimensional Atmospheric Boundary Layer//Boundary-Layer Meteorol. – 2003. – V. 107. – 400 p.
32. Zilitinkevich S.S., Perov V.L., King J.C. Near-surface turbulent fluxes in stable stratification: calculation techniques for use in general circulation models. Quart//J. Roy. Meteorol. Soc. – 2002. – V. 128. – P. 1571 – 1587.

Scales of the surface and atmosphere boundary layers. Stepanenko S.N., Voloshin V.G., Kuryshyna V.Y.

The method of calculation of the height of the atmosphere boundary layer and its internal layers, such as the surface, dynamic and convective ones, by means of the energy-balance model of the surface layer, which is developed for calculation of surface turbulent fluxes, is proposed. The standard meteorological data are used.

Keywords: atmosphere boundary layer, mixed layer, surface layer, turbulent fluxes

Масштаби приземного та граничного шарів атмосфери. Степаненко С.М., Волошин В.Г., Куришина В.Ю.

Пропонується метод розрахунку висоти атмосферного граничного шару і його внутрішніх шарів: приземного, динамічного і конвективного шару за допомогою енергобалансової моделі приземного шару, яка створена для розрахунку поверхневих турбулентних потоків за даними стандартної метеорологічної інформації.

Ключові слова: атмосферний граничний шар, шар перемішування, приземний шар, турбулентні потоки