

УДК 504. 3:551. 510. 522

С.Н. Степаненко, д. ф.-м. н., В.Г. Волошин, к. г. н., Н.Н. Гончаренко, асп.,  
Одесский государственный экологический университет

## МЕТОД ОЦЕНКИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ О СУТОЧНОМ ХОДЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

*Учет метеорологических условий рассеяния вредных примесей в атмосфере является неотъемлемой частью моделей по расчету загрязнения атмосферы. Однако в тех случаях, когда нет полного комплекса метеорологических наблюдений, оценить класс устойчивости пограничного слоя атмосферы крайне сложно. В статье показано, что с достаточной точностью для оперативных целей можно оценить класс устойчивости на основе информации только о суточном ходе температуры воздуха и средней скорости ветра. Использование многолетних климатических данных о суточной амплитуде температуры и средней скорости ветра позволяет также исследовать потенциал загрязнения атмосферы в различных географических зонах.*

**Ключевые слова:** амплитуда температуры воздуха, показатель устойчивости, потенциал загрязнения, потенциал, загрязнения атмосферы, неблагоприятные метеорологические условия.

**Общая постановка и проблемы.** Опасность высоких уровней загрязнения атмосферы, при постоянстве эмиссии примесей, определяется нестационарностью и неоднородностью метеорологических полей, приводящих к накоплению вредных примесей в приземном слое атмосферы. Такая экологическая опасность оценивается с помощью специального критерия, названного «потенциалом загрязнения атмосферы» ПЗА [2].

Высокий метеорологический ПЗА свидетельствует о климатических особенностях данного региона способствующих загрязнению атмосферы, поэтому, даже при небольшой антропогенной нагрузке, неблагоприятные метеорологические условия этого региона приводят к опасному загрязнению воздуха. Основной характеристикой ПЗА является стратификация (устойчивость) слоя, в котором рассеиваются вредные примеси. Поэтому, оценка устойчивости пограничного слоя атмосферы, с помощью метеорологической и климатологической информации крайне важна для решения прикладных задач охраны атмосферы от загрязнения [2],[5],[8],[9].

**Методы исследования.** Для характеристики устойчивости термически стратифицированного пограничного, и включенного в него приземного слоя, используются различные параметры, построенные на соотношении между термическими и динамическими факторами. Основными из них являются локальные параметры устойчивости - градиентное число Ричардсона

$$Ri = \beta \frac{\partial \theta}{\partial z} / \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad (1)$$

и динамическое число Ричардсона

$$Rf = -\frac{K_H}{K_m} Ri . \quad (2)$$

В теории подобия критерием устойчивости служит параметр Монина-Обухова

$$\zeta = z/L = -\frac{z\kappa}{u_*^3} \frac{\beta H}{\rho c_p} = \varphi_u(\zeta) Rf , \quad (3)$$

связанный с числом Rf безразмерным профилем ветра.

В прикладных задачах чаще используется аналог градиентного числа параметр

$$S = \beta z \Delta T(z) / U_z^2 , \quad (4)$$

где  $\beta = g/\bar{T}$  ;

$\Delta T(z)$  – разность температур на уровнях  $z_2$  и  $z_1$  в пределах приземного слоя атмосферы;

$U_z$  – скорость ветра на уровне  $z_2$  .

В нижней части пограничного слоя хорошо выражен суточный ход вертикального градиента температуры воздуха, зависящий от периодических колебаний температуры подстилающей поверхности. Существенное влияние на суточный ход вертикального градиента температуры воздуха оказывает и интенсивность турбулентного обмена.

Следовательно, оценку устойчивости термически стратифицированного пограничного слоя можно выполнить и по данным о временных колебаниях температуры воздуха на различных высотах, или на фиксированном уровне измерения.

По аналогии с “градиентным” параметром  $S_z$  предлагается “временной” параметр  $S_t$  (далее будем его обозначать – St) в виде

$$St = \beta z \Delta T(z, t) / \bar{U}_z^2 = \beta z A_T / \bar{U}_z^2 , \quad (5)$$

где  $\Delta T(z, t) = (T_{\max} - T_{\min})/2 = A_T$  – амплитуда суточного хода температуры воздуха за метеорологические сутки на высоте  $z$  ;

$\bar{U}_z$  – скорость ветра на уровне  $z = 10\text{м}$ , усредненная за период между экстремальными значениями температуры.

Параметр St может быть определен как для дневного, так и ночного времени суток по экстремальным температурам или по температурам воздуха, измеренным в различные сроки наблюдения. Например,

$$St = \beta z (T_{i-1}^{\max} - T_i^{\min}) / \bar{U}_z^2 , \quad (6)$$

где  $T_{i-1}^{\max}$  – максимальная температура воздуха в момент  $t_{i-1}$  (предыдущие метеорологические сутки);

$T_i^{\min}$  – минимальная температура в момент  $t_i$  (последующие метеорологические сутки).

Если St определяется по срочным наблюдениям, то

$$St = \beta z (T_{i-1}^{(15)} - T_i^{(03)}) / \bar{U}_z^2 , \quad (7)$$

где  $T_{i-1}^{(15)}$  – температура воздуха в срок 15 час местного солнечного времени (момент  $t_{i-1}$ );  
 $T_i^{(03)}$  – минимальная температура в срок 03 час местного солнечного времени (момент  $t_i$ ).

Параметр St, найденный с помощью формул (6) и (7), характеризует устойчивость слоя в момент времени  $t_i$ , т.е. в ночное время суток и, следовательно,  $St > 0$ . В этом случае класс устойчивости может изменяться от нейтрального ( $0 < St < 1$ ) до сильной устойчивого состояния ( $St \Rightarrow 30$ ).

Для дневного времени суток параметр St можно представить в виде:

$$St = \beta z (T_i^{\min} - T_{i+1}^{\max}) / \bar{U}_z^2 ; \quad (8)$$

$$St = \beta z (T_i^{(03)} - T_{i+1}^{(15)}) / \bar{U}_z^2 . \quad (9)$$

Здесь  $T_i^{\min}$ ,  $T_{i+1}^{\max}$ ,  $T_i^{(03)}$ ,  $T_{i+1}^{(15)}$  – экстремальные и срочные температуры воздуха в текущие метеорологические сутки.

Параметр St, определенный с помощью формул (8) и (9), будет характеризовать устойчивость слоя в момент времени  $t_{i+1}$ , т.е. в дневное время суток и, следовательно,  $St < 0$ . В этом случае класс устойчивости изменяется от нейтрального ( $-1 \leq St < 0$ ) до сильного неустойчивого состояния ( $-30 \geq St$ ). В формулах (6-9)  $z = 10\text{м}$ .

Суточный ход температуры может существенно нарушаться вследствие неперiodических факторов и, нередко, случаются аномальные ситуации с наступлением максимума в утренние часы, а минимума – в местный полдень. В этом случае параметр St меняет знак и днем может наблюдаться устойчивое, а ночью неустойчивое состояние.

Если записать разности температур, входящие в формулы (4) и (5), через соответствующие производные, т.е.  $\Delta T(t) \equiv dT/dt$ , а  $\Delta T(z) \equiv dT/dz$ , то отношение параметров St/S приводит нас к уравнению теплопроводности

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial T}{\partial z} , \quad (10)$$

с помощью которого и находят взаимосвязь временных изменений температуры поверхности с ее теплопотерями, определяемыми градиентом температуры ( $-\nabla T$ ) и коэффициентом турбулентного теплообмена  $k_z$ .

Покажем, что параметры S и St эквивалентны, т.е. могут заменить друг друга, так как построены на равноценных соотношениях между термическими и динамическими факторами. Найдем основные факторы, от которых зависит  $\Delta T(z) = (T_0 - T_z)$  в формуле (4). Здесь  $T_0$  температура подстилающей поверхности, а  $T_z$  температура на уровне  $z$  в пределах приземного слоя. Запишем уравнение теплового баланса (УТБ) поверхности в виде

$$\frac{R_0 - B}{H_0 + LE_0} = 1 , \quad (11)$$

где  $R_0$  – радиационный баланс поверхности;

$B$  – поток тепла в почву, который зависит как от теплофизических и радиационных свойств поверхности, так и от величины поглощенной радиации;

$H_0$  – турбулентный поток тепла;

$LE_0$  – затраты тепла на испарение (латентный поток тепла).

Все составляющие УТБ имеют размерность Дж/м<sup>2</sup>·с.

Известно, что потоки  $H_0$  и  $LE_0$  можно определить по соотношениям, выражающим искомые величины тепло и влагопередачи через разности соответствующих метеорологических величин [1], а именно:

$$H_0 = \rho c_p C_H U_z (T_0 - T_z); \quad (12)$$

$$LE = -\rho C_E (e_0 - e_z) = -(0,62 L \rho P_0^{-1}) \cdot r_s^{-1} \cdot U_z \cdot C_E \cdot fE_T (T_0 - T_z). \quad (13)$$

Так как сочетание величин  $(\rho c_p)$  и  $(0,62 L \rho P_0^{-1})$  можно принять в качестве постоянных размерных коэффициентов  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$ , уравнение (11) с учетом (12) и (13) запишем в виде

$$(T_0 - T_z) = \frac{R_0 - B}{\alpha_1 C_H U_z + \alpha_2 C_E U_z r_s^{-1} fE_T}, \quad (14)$$

где  $C_H$  и  $C_E$  – коэффициенты тепло- и влагообмена соответственно (числа Стэнтона и Дальтона), которые являются функциями термодинамической устойчивости слоя, например, параметра  $z/L$  и параметра шероховатости  $z_0$ ;

$r_s$  – безразмерный коэффициент сопротивления потоку влаги в почве, зависящий от теплофизических свойств почвы, водного эквивалента почвы и ее влагосодержания;

$fE_T$  – произведение относительной влажности воздуха и давления насыщения водяного пара при температуре  $T$  ( $f = 1$ , если  $z = 0$  и  $E(T_0)$ );

$U_z$  – скорость ветра на высоте  $z = 10$  м.

Уравнение (14) показывает наличие взаимосвязи  $\Delta T(z)$  со всеми составляющими теплового баланса и их компонентами. Численное решение УТБ в виде (14), когда  $T_z$  есть измеренная температура на уровне 2 м, получено в работе [3],[4].

Аналогично можно показать, что и периодические изменения температуры в течение суток  $\Delta T(z, t) = (T_{\max} - T_{\min})/2 = A_T$  на фиксированном уровне  $z$  (формула (5)) определяются теми же факторами, которые определяют и изменение разности температур в слое  $(z_2 - z_1)$ .

Для этого кратко рассмотрим теорию суточного хода температуры, следуя работе [11]. Исходным уравнением для описания суточного хода температуры в приземном слое служит уравнение притока тепла, которое с учетом (10) имеет вид

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \varepsilon(z, t), \quad (15)$$

здесь  $T$  – кинетическая температура, так как вертикальный градиент потенциальной и кинетической температуры в приземном слое  $\partial T / \partial z \approx \partial \theta / \partial z$ .

В уравнении (15) первое слагаемое в правой части определяет поток тепла обусловленный турбулентным обменом, а второе  $\varepsilon(z, t)$  поток тепла связанный с фазовыми переходами или адвекцией. Так как фазовые и адвективные притоки имеют

непериодический характер, то их влияние на суточные колебания температуры, как правило, исследуются отдельно и уравнение (15) возвращается к виду (10).

Периодические колебания радиационного баланса поверхности  $R(0,t)$  и соответствующие им колебания температуры воздуха  $T(z,t)$  запишем в виде отклонений от их среднесуточных значений. Тогда, ограничиваясь только первой гармоникой, вклад которой в суточные колебания в приземном слое составляет более 90%, эти отклонения представим в виде:

$$r(0,t) = R(0,t) - \bar{R} = A_R \cos(\omega t - \varphi) ; \quad (16)$$

$$\tau(z,t) = T(z,t) - \bar{T}(z) = A_T \cos(\omega t - \varphi) , \quad (17)$$

где  $\omega = 2\pi/\Pi$  – угловая частота;

$\Pi$  – период колебаний ( T-сутки );

$\varphi$  – начальная фаза, отсчитываемая от местного полдня;

$R(0,t)$  и  $T(z,t)$  – значения радиационного баланса и температуры на уровне  $z$  в моменты времени  $t \in [0, T]$ ;

$\bar{R}$  и  $\bar{T}(z)$  – среднее значение радиационного баланса и температуры воздуха за период  $\Pi$ ;

$A_R$  и  $A_T$  – амплитуды суточных колебаний  $R(t)$  и  $T(z,t)$  соответственно.

Уравнения (16), (17) справедливы для любого момент времени  $t \in [0, T]$ . В уравнениях (16) и (17) амплитуда  $A_i$  определяется как “наибольшее отклонение периодически изменяющегося значения физической величины от положения равновесия, т.е. от среднего значения за период колебания” [12]. В этом случае, например, для температуры, величина  $A_T$ , как и формуле (5), есть половина разности между максимальным и минимальным значением, периодически изменяющейся температуры воздуха, т.е.  $A_T = (T_{\max} - T_{\min})/2$ . Учитывая, что среднее значение температуры  $\bar{T}(z) = (T_{\max} + T_{\min})/2$ , из уравнения (17) получим:

$$\left. \begin{array}{l} \text{для } (\omega t - \varphi) = 0 \text{ имеем } T(z,t) = T_{\max} \text{ и } \tau_1(z,t) = T_{\max} ; \\ \text{для } (\omega t - \varphi) = \pi/2 \text{ имеем } T(z,t) = \bar{T}(z), \tau_2(z,t) = 0; \\ \text{для } (\omega t - \varphi) = \pi \text{ имеем } T(z,t) = T_{\min}, \tau_3(z,t) = T_{\min} . \end{array} \right\} \quad (18)$$

Следует подчеркнуть, что условия (18) выполняются тогда, когда амплитуда температуры воздуха  $A_T$  не зависит от изменения  $\bar{T}(z)$ . Такая зависимость, например, может существовать при изменениях количества облачности, обусловленных медленными волновыми движениями синоптического масштаба. Кроме того, если за положение равновесия принять центрированную величину, то среднесуточное значения температуры будет равно  $M(T(z)) = 0$  и не зависит от высоты. Тогда, значение  $T_{\max}$  (или  $T_{\min}$ ) и есть наибольшее отклонение от положения равновесия, т.е. величина  $A_T$ .

Суточные колебания температуры не всегда носят периодический характер, связанный с суточным циклом составляющих радиационного баланса. Причины, которые приводят к нарушению суточного цикла, могут быть связаны с возрастание или уменьшения скорости ветра, натеканием облачности и изменением радиационного режима, адвекцией тепла или холода, особенностями рельефа или другими особенностями

местности и пр. В приземном слое атмосферы, при стационарных условиях, максимум и минимум температуры сдвинуты относительно максимума  $(\omega t - \varphi) = 0$  и минимума  $(\omega t - \varphi) = \pi$  инсоляции по фазе, примерно на 3 часа в летнее время. В табл. 1 приводятся данные о среднем солнечном времени наступления максимума  $\tau_{\text{макс}}$  и минимума  $\tau_{\text{мин}}$  температуры воздуха на различных высотах по работе [1].

Таблица 1 - Основные характеристики суточного хода температуры и скорости ветра по [1]

z м	$2A_T, ^\circ\text{C}$	Вклад первой гармоники, %	$\tau_{\text{макс}}$	$\tau_{\text{мин}}$	$\bar{V}$	$V_{\text{макс}}$	$V_{\text{мин}}$
			ч		м/с		
121	4,9	90	16	07	3,9	5,8	1,9
73	6,4	94	16	07	3,5	4,5	1,6
49	7,4	95	16	05-06	2,7	3,8	1,2
25	9,0	96	16	05	2,2	3,5	1,1
9	9,6	95	16	04	1,5	2,7	0,6
2	11,9	98	15	04	0,8	1,8	0,2

Решение уравнения (10), преобразованного относительно отклонений температуры от среднесуточной  $\tau(z, t) = T(z, t) - \bar{T}(z)$ , ищется в форме

$$\tau(z, t) = \tau_1(z) \cos(\omega t - \varphi) + \tau_2(z) \sin(\omega t - \varphi), \quad (19)$$

где  $\tau_1(z)$  и  $\tau_2(z)$  соответствуют первому и второму условию (18).

Подставляя (19) в уравнение (10) ( $\partial\tau/\partial t = k \partial^2\tau/\partial z^2$ ) и дифференцируя его, получают

$$\begin{aligned} -\omega\tau_1 \sin(\omega t - \varphi) + \omega\tau_2 \cos(\omega t - \varphi) = \\ = k \frac{\partial^2}{\partial z^2} [\tau_1 \cos(\omega t - \varphi)] + k \frac{\partial^2}{\partial z^2} [\tau_2 \sin(\omega t - \varphi)]. \end{aligned} \quad (20)$$

Решение уравнения (20) позволяет найти скорость изменения градиента  $\partial^2\tau(z, t)/\partial z^2$ , т.е. изменение амплитуды и фазы температурной волны с высотой. В пределах приземного слоя градиент температурных колебаний определяется как

$$\frac{\partial\tau}{\partial z} = C_2 \cdot a [\sin(\omega t - \varphi) - \cos(\omega t - \varphi)], \quad (21)$$

где  $C_2$  – постоянная имеющая размерность температуры, К;

$a = \sqrt{0,5\omega/k_z}$ ,  $\text{м}^{-1}$  – параметр, определяющий скорость уменьшения амплитуды колебаний в зависимости от значения коэффициента турбулентности, т.е. параметр  $a$  определяет толщину слоя  $dz$  в котором происходит единичное приращение  $\partial\tau$ .

Так, например, при интенсивной турбулентности градиент  $\partial\tau/\partial z$  (или  $\partial A_T/\partial z$ ) будет уменьшаться и амплитуда суточных колебаний температуры с высотой, будет убывать медленнее, чем при малых значениях  $k_z$ .

Подставляя (21) в уравнение теплового баланса поверхности и, записывая турбулентные потоки, так как они представлены в уравнениях (12) и (13), получим

$$A_{(R-B)} \cos(\omega t - \varphi) = -C_2 (\alpha_1 \cdot \kappa \cdot u_* \cdot z \cdot a + \alpha_2 \cdot \kappa \cdot u_* \cdot z \cdot r_S^{-1} \cdot f E_T \cdot a) [\sin(\omega t - \varphi) - \cos(\omega t - \varphi)], \quad (22)$$

где  $A_{(R-B)}$  – амплитуда суточных колебаний разности  $(R-B)$ ;

$k_z = \kappa \cdot u_* \cdot z$  – коэффициент турбулентности, выраженный через динамическую скорость  $u_*$ .

Решая (22) при  $(\omega t - \varphi) = 0$ , находят размерный коэффициент  $C_2$

$$C_2 = A_{T(z \approx z_0)} = 0,5(T_{\max} - T_{\min}) = \frac{A_{(R_0-B)}}{(\alpha_1 C_H U_{z,z} a + \alpha_2 C_E U_{z,z} r_S^{-1} f E_T a)}, \quad (23)$$

где  $A_{(R_0-B)}$  – амплитуда колебаний радиационного баланса поверхности с учетом изменения потока тепла в почве.

Из соотношений (14) и (23) следует, что одни и те же факторы определяют как вертикальные  $\partial T/\partial z$ , так и временные  $\partial T/\partial t$  изменения температуры воздуха в слое до 300-500м, т.е. в том слое, где еще велико влияние суточных колебаний температуры подстилающей поверхности.

Из сказанного вытекает, что параметры  $S$  и  $St$  должны хорошо коррелироваться между собой и замена одного параметра на другой не вносит искажения в принцип определения характера устойчивости термически стратифицированного пограничного слоя.

**Результаты исследования.** Возможность применения “амплитудного” параметра  $St$ , в первую очередь связана с выбором соответствия между классами устойчивости, определенными, например, по наземным метеорологическим измерениям, и амплитудным параметра  $St$ , т.е. в нахождении числовых границ параметра  $St$  для соответствующих классов устойчивости.

В качестве параметра устойчивости, который определяется по данным метеорологических наблюдений, выбран параметр  $GS$ , подробно рассмотренный в работах авторов [3],[9]. Расчет параметра  $GS$  можно выполнить или численным способом при решении УТБ, или с помощью, созданной на основе этого решения «классификации состояния устойчивости пограничного слоя атмосферы, адаптированной к метеорологическим и географическим особенностям Украины» [9].

Ядром схемы расчета параметра  $GS$  есть закон сохранения энергии, записанный в виде уравнения теплового баланса поверхности, а именно

$$Q_N + E_a = H_0 + LE_0 + E_s + B, \quad (24)$$

где  $Q_N$  – поглощенная солнечная радиация;

$E_a, E_s$  – излучение атмосферы и подстилающей поверхности соответственно;  
 $H_0$  – турбулентный поток тепла;  
 $LE_0$  – турбулентный поток влаги;  
 $B$  – поток тепла в почву.

В левой части уравнения (24) записаны притоки тепла, а в правой стоки тепла. При изменении знака потоков  $H, LE$  и  $B$  приходная и расходная часть теплового баланса может видоизменяться.

В уравнении (24) величина каждого потока является функцией многих метеорологических и геофизических величин. Эти зависимости можно записать в виде:

$$\begin{aligned} Q_N &= Q_N(h_0, m, S_0, A, N, C); \\ E_a &= E_a(T, e, N); \\ E_s &= E_s(T_0, \varepsilon); \\ B &= B(\lambda_s, \rho_s, c_s, W, T_0, R); \\ H &= H[\rho, c_p, T_0, T, u, C_U(\zeta), C_T(\zeta), Pr, \delta T]; \\ LE &= LE[\rho, p_0, T_0, T, C_U(\zeta), C_E(\zeta), r_s, f]. \end{aligned} \quad (25)$$

Система уравнений (25), содержит два неизвестных параметра. Первый – это температура подстилающей поверхности  $T_0$ , входящая, как определяющий параметр, в уравнения для потоков  $E_s, B, H_0, LE_0$  и второй – параметр устойчивости  $\zeta$ , характеризующий степень турбулентного обмена в приземном слое.

Температура поверхности один из образующих факторов в формировании потоков тепла в атмосферу и в почве. Колебания температуры поверхности имеют как периодический, так и случайный характер и зависят от многих факторов, которые также случайны. Это изменение величины (уровня) инсоляции, флуктуации скорости ветра, изменчивость коэффициента обмена в приземном слое и др. Температура поверхности зависит также от теплофизических свойств поверхности, которые не всегда известны, и поэтому их трудно учесть при расчетах.

В связи с этим, решение уравнения (24) возможно только при условии, что выполнена параметризация радиационных потоков  $Q_N$  и  $E_a$  и определены условия для описания динамического, радиационного и влажностного взаимодействия потока с поверхностью почвы и растительным покровом.

Для определения неизвестных  $T_0$  и  $\zeta$  используется метод рекурсии. Метод заключается в том, что в процессе вычисления значений функции  $\zeta = \zeta[\varphi_u(\zeta) \cdot Rf]$ , зависящей от параметра разности температур  $(T_0 - T_z)$ , происходит обращение к этой же функции, но при другом его значении. При этом значение функции для начального значения параметра задано ( $\zeta = 0, \varphi_u(\zeta) = \varphi_H(\zeta) = 1$ ). Программа последовательно обращается к функции с заданным шагом приращения параметра, пока не выполнится условие «замыкания» теплового баланса поверхности. Затем реализуется «обратный ход» вычислений – программа последовательно вычисляет все значения функции в обратной последовательности, пока не дойдет до начального значения параметра. При этом проверяется условие непрерывности начальной точки значения функции. Данная процедура счета не требует привлечения уравнения баланса кинетической энергии турбулентности, так как определена стратификация начальных условий. При “прогонке”

на каждом шаге по  $(T_0 - T_z)$  проверяется условие замыкания УТБ с погрешностью 5% , а именно

$$0,97 < \frac{Q_N + E_a - B}{H_0 + LE_0 + E_s} < 1,03 ,$$

которое определяет и направление итерационных процедур. Такой способ решения УТБ позволяет правильно соотнести между собой все энергетические потоки на поверхности и, при условии надежной параметризации радиационного баланса и потока тепла в почву надежно определить и турбулентные потоки  $H_0$  и  $LE_0$ .

По данным метеорологических наблюдений метеостанции г.Киев за 1970-74гг в летний период (июль), исследована зависимость между параметрами St и GS. Результаты сопоставления показаны на рис. 1. В обработку включены наблюдения за сроки 03 и 15 час местного времени, т.е. по 150 случаев для дневного и ночного сроков. Взаимосвязь  $GS=f(St)$  для всего диапазона устойчивости приземного слоя аппроксимируется полиномом четвертого порядка (рис.1А), а для его ветвей, т.е. для неустойчивой и устойчивой стратификации, полиномами 3-го порядка, а именно для дневных сроков ( $St < 0$ ;  $GS < 0$ )

$$GS = 3 \cdot 10^{-4} \cdot (St)^3 + 0,015 \cdot (St)^2 + 0,89 \cdot (St) - 0,86; (R^2 = 0,88; r(GS/St) = 0,93) \quad (26)$$

и ночных сроков ( $St > 0$ ;  $GS > 0$ )

$$GS = 4 \cdot 10^{-4} \cdot (St)^3 - 0,01 \cdot (St)^2 + 0,205 \cdot (St) + 0,2; (R^2 = 0,73; r(GS/St) = 0,78) . \quad (27)$$

Найденные связи достаточно надежны, так как множественный коэффициент детерминации  $R^2$  уравнений (26) и (27), который показывает отношение сумм квадратов отклонений, обусловленных регрессией к полной сумме квадратов отклонений относительно среднего и принимающий значения от 0 до 1, в нашем случае примерно равен 0,8. Коэффициенты корреляции между переменными выше при неустойчивой стратификации и равны  $r(GS/St) = 0,93$ , тогда как при устойчивой стратификации  $r(GS/St) = 0,78$ .

Уравнения (26) и (27) позволяют найти соответствие границ классов устойчивости по Паскуиллу-Тернеру-Бызовой (ПТБ) с амплитудным параметром St. Качественные и количественные соотношения между ПТБ и параметром GS найдены в работе авторов [9]. Такие же соотношения между ПТБ, GS и St показаны в табл. 2.

Приведенные в таблице соответствия числовых значений параметров GS и St с границами различных классов устойчивости можно использовать для той географической зоны, для которой найдены зависимости (26) и (27), а именно для «степной и лесостепной зоны со слабо выраженной орографией» в теплый период года [9].

Следует отметить, что границы классов устойчивости для классификаций ПТБ и GS несколько отличаются между собой. В классификацию GS добавлен нулевой класс, который соответствует абсолютно неустойчивой стратификации, а границы классов примыкающих к безразличной стратификации расширены.

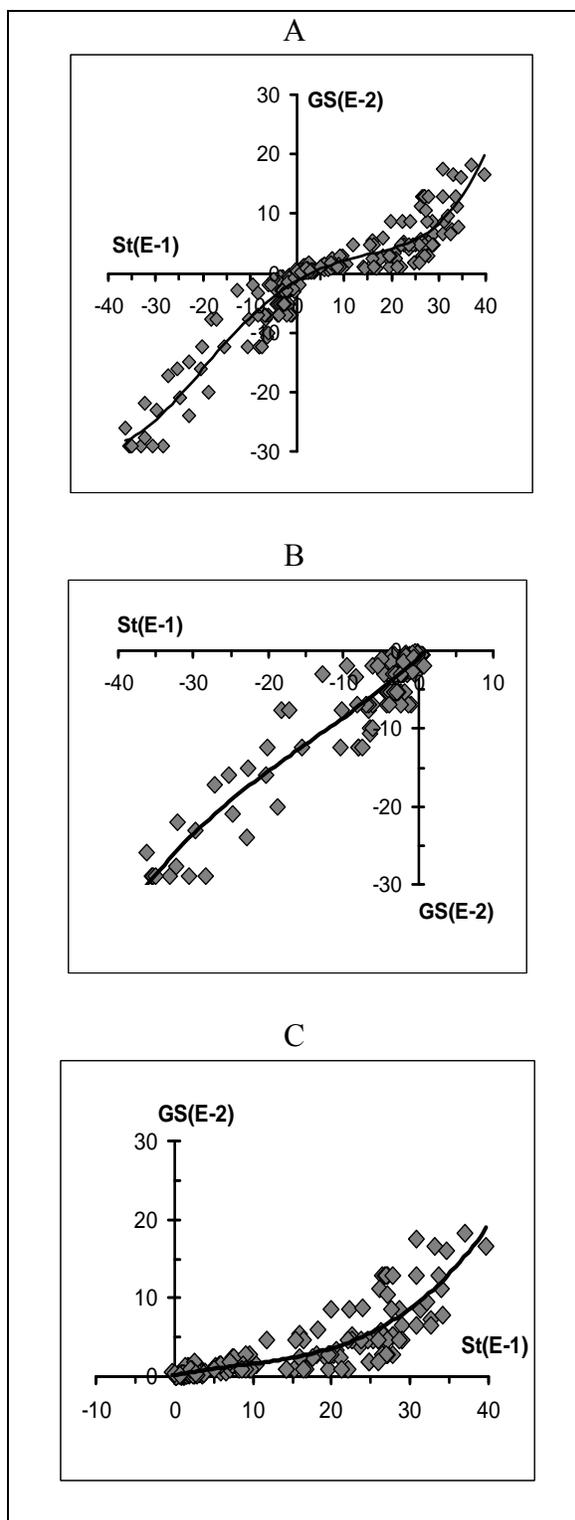


Рисунок 1 – Взаимосвязь амплитудного параметра устойчивости  $St$ , рассчитанного по формулам (7) и (9), и параметра  $GS$ , найденного по методу [3]:

А – для всего диапазона устойчивости;  
 В – диапазон неустойчивости  $St < 0$ ;  $GS < 0$ ;  
 С – диапазон устойчивости  $St > 0$ ;  $GS > 0$ .

Таким образом, простой комплекс метеорологических наблюдений, при котором измеряется только температура на уровне метеорологической будки ( $z=2$ м) и скорость ветра на высоте флюгера ( $z=10$ м), позволяет достаточно просто и оперативно решать задачи связанные с оценкой метеорологического потенциала загрязнения атмосферы. Кроме того, температура воздуха и скорость ветра – это метеорологические величины, которые хорошо прогнозируются с большой заблаговременностью, вплоть до 7 суток.

**Вывод.** В мировой практике учет метеорологических условий и в первую очередь определение и прогнозирования характера стратификации (устойчивости) слоя рассеяния, является неотъемлемой частью моделей по расчету загрязнения атмосферы. В настоящее время классификация устойчивости ПСА проводится в основном или по дискретным категориям устойчивости атмосферы, способами Паскуилла, Улига, Смита, Клуга-Манира (КМ), Паскуилла-Тернера (ПТ), Паскуилла-Тернера с поправками, введенными Бызовой и Машковой (ПТ-ИЭМ), или по значениям какого-либо из параметров  $z/L$ ,  $L^{-1}$ ,  $Ri$ ,  $S$ ,  $\mu$  [5].

Таблица 2 – Соответствие между классом устойчивости ПТБ с параметрами GS и St

Тип стратификации	Класс ПТБ	Параметр GS·10 <sup>2</sup>	Параметр St·10 по (7) и (9)
Очень сильная неустойчивость	0	< -31,6	<-39,45
Сильная неустойчивость	1	(-31,6) ÷ (-10,1)	(-12,15) ÷ (-39,45)
Умеренная неустойчивость	2	(-10) ÷ (-3,17)	(-2,75) ÷ (-12,15)
Слабая неустойчивость	3	(-3,16) ÷ (-1,0)	(-0,15) ÷ (-2,75)
Безразличная стратификация	4	<  1,0	(-0,15) ÷ (5,0)
Слабая устойчивость	5	(1,0) ÷ (3,16)	5,0 ÷ 19,15
Умеренная устойчивость	6	(3,17) ÷ (10)	19,15 ÷ 32,85
Сильная устойчивость	7	> 10	> 32,85

Классификации типа Паскуилла-Тернера (ПТ) разрабатывалась под физико-географические условия и метеорологические особенности США, а сущность поправок, введенных Бызовой и Машковой к способу Паскуилла-Тернера, заключалась в ограничении диапазона безразличного состояний и в учете снежного покрова. Классификация Паскуилла-Тернера-Бызовой проверена только по данным измерений в Обнинске (Калужская обл., Россия) [1].

На Украине не существовало метода определения устойчивости ПСА, адаптированного к метеорологическим и географическим особенностям территории. Первым шагом в этом направлении являлась классификация GS, предложенная авторами в работе [9], [10]. Разработанная методика хорошо идентифицирует состояние атмосферы и работает на доступных данных, получаемых в оперативном режиме с сети метеорологических станций.

Однако в тех случаях, когда нет полного комплекса стационарных метеорологических наблюдений, а имеются только данные о режиме температуры воздуха и скорости ветра, использовать как классификацию GS, так и другие классификации (ПТ, ПТ-ИЭМ) невозможно. Кроме этого сведения о режиме облачности, состоянии подстилающей поверхности, осадках, атмосферных явлениях и некоторые другие данные не приводятся в климатических справочниках в полном объеме и представляются в виде средних значений или рядов распределений за соответствующий период. В этом случае расчет устойчивости ПСА на основе климатической информации также становится невозможным.

Таким образом, использование амплитуды суточного хода температуры воздуха, как интегральной метеорологической характеристики, зависящей от всего комплекса погодных условий, позволяет проводить оценку устойчивости ПСА при минимальном объеме метеорологической и климатологической информации.

## Список литературы

1. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы.– Л.: Гидрометеиздат, 1989.–264 с.
2. Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. –Л.: Гидрометеиздат. 1985.– 272 с.
3. 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
4. Волошин В.Г. Профили ветра в растительном покрове //Метеорология, климатология и гидрология, 1995.–вып.32.–с.125-136
5. Клепикова Н.В., Троянова Н.И., Фрейдмунд Г.Н., Стогова И.В. Соотношение между параметрами устойчивости атмосферы для широкого диапазона уровней шероховатости // Тр. ИЭМ, вып.23(165), 2002. с.52-65
6. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Применение вероятностного подхода к оценке экологической опасности высокого уровня загрязнений атмосферы. //Украинский гидрометеорологический журнал №1, 2006, Одесса. ТЕС, с.14-23
7. Степаненко С.Н. Математическое моделирование мезомасштабных процессов и явлений в атмосфере. – Одесса. – 2001. – 280 с.
8. Степаненко С.Н., Гончаренко Н.И. Расчет потенциала загрязнения атмосферного воздуха применительно к условиям Украины: Сборник трудов симпозиума «Межрегиональные проблемы экологической безопасности».– Сумы, 2003.–с.430-433
9. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Гончаренко Н.Н., Попович П.П. Определение характера стратификации приземного слоя атмосферы для оценки метеорологического потенциала загрязнения воздуха // Метеорология, климатология и гидрология, 2006.–вып.49.–с.27-39
10. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Гончаренко Н.Н. Оценка параметра мезошероховатости подстилающей поверхности в различных районах Украины. // Метеорология, климатология и гидрология, 2006.–вып.49.–с.40-49
11. Школьный Е.П. Физика атмосферы.– Одесса, 1997.–631 с.
12. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь // Гидрометеиздат, Л., 1974.– с.23

### **Метод оцінки метеорологічного потенціалу забруднення атмосфери за інформацією про добовий хід температури повітря. Степаненко С.М., Волошин В.Г., Гончаренко Н.М.**

*Урахування метеорологічних умов розсіювання домішок в атмосфері є невід'ємною складовою моделей для розрахунків рівня забруднення атмосфери. Якщо повний комплекс метеорологічних спостережень відсутній, то визначити клас стійкості граничного шару неможливо. У статті показано, що можна з достатньою точністю для оперативних цілей визначити клас стійкості граничного шару за інформацією про добовий хід температури і швидкості вітру. За багаторічними кліматичними даними про добову амплітуду температури повітря і середню швидкість вітру можна також визначити потенціал забруднення атмосфери для різних географічних зон.*

**Ключові слова:** амплітуда температури повітря, показник стійкості, потенціал забруднення, несприятливі метеорологічні умови.

### **The estimation of meteorological potential of pollution of the atmosphere on the data about the daily course of temperature of air. S. Stepanenko, V. Voloshin, N. Goncharenko**

*The account of meteorological conditions of dispersion of harmful impurity in an atmosphere is an integral part of models by calculation of pollution of an atmosphere. However when there is no full complex of meteorological supervision, to estimate a class of stability of a boundary layer of an atmosphere it is extremely difficult. To article it is shown, that with sufficient accuracy for the operative purposes it is possible to estimate a class of stability on the basis of the information only about a daily course of temperature of air and average speed of a wind. Use of the long-term climatic data on daily amplitude of temperature and average speed of a wind allows to investigate also potential of pollution of an atmosphere in various geographical zones.*

**Keywords:** amplitude, temperatures of air, a parameter of stability, potential of pollution, adverse meteorological conditions.