

СТРАТИФІКАЦІЯ НИЖНІХ ШАРІВ АТМОСФЕРИ
У РІЗНІ ПОРИ РОКУ

На оптичний вимір кутів впливають середній просторовий градієнт та дрібномасштабні флуктуації показника заломлення повітря, що викликає середнє зміщення і розмив зображення, а на вимір дальності — коливання показника заломлення в межах шляху передачі.

Маючи на увазі геодезичні виміри над поверхнею Землі, будемо розглядати пограничний шар, що простягається до висот 1...2 км над поверхнею. Найнижча його частина до висоти 30 м є приземним шаром і має особливий інтерес для наземних спостережень над плоскою Землею та водяною поверхнею. Часто окремо виділяють конвективний пограничний шар, через який проходять теплові висхідні потоки. Цей шар має верхню границю, де згасають турбулентні рухи.

Вітрові та метеорологічні системи збуджуються енергією сонячного випромінювання, яка у вигляді теплоти та скритого тепла випарування вноситься з допомогою турбулентного переносу через приземний шар вгору і наприкінці скрите тепло виникне знову як водяна пара, створюючи хмари. Потік тепла в атмосферу врівноважується стоком тепла у вигляді інфрачервоного випромінювання з атмосфери в космічний простір. Співвідношення між потоками у межах пограничного шару описуються формулами

$$\tau = -\rho \bar{\omega}' \bar{u}'; \quad (1)$$

$$H = C_p \rho \bar{\omega}' T; \quad (2)$$

$$E = \rho \bar{\omega}' q', \quad (3)$$

де τ — направлений вниз потік горизонтальної складової вектора кількості руху (рівний силі опору вітру на земній поверхні); H_i , E — потоки тепла і водяної пари (додатні і направлені вгору); риска позначає середню величину, а штрих — турбулентну флуктуацію відносно середньої величини; \bar{u} і $\bar{\omega}$ — компоненти швидкості повітря у горизонтальному і вертикальному напрямках середнього вітру; ρ — середня густина повітря; C_p — відносна теплоємність повітря при постійному тиску; T_i , q — температура і відносна вологість, які визначаються з виразів:

$$\tau = \rho u_*^2; \quad (4)$$

$$H = C_p \rho u_* \theta_*; \quad (5)$$

$$E = \rho u_* q_* \quad (6)$$

У цих формулах u_* , θ_* і q_* — масштабні величини турбулентних флуктуацій, пов'язані з трьома потоками.

Співвідношення між потоками і градієнтами з турбулентними коефіцієнтами дифузії k_M , k_H і k_E виражаються так:

$$\tau = \rho k_M \frac{\partial u}{\partial z}; \quad (7)$$

$$H = -C_p \rho k_H \frac{\partial e}{\partial z}; \quad (8)$$

$$E = \rho k_E \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (9)$$

де z — висота, а u , θ і q — середні значення швидкості вітру, потенціальної температури і відносної вологості.

У випадку теплового потоку, направлено вгору (сонячний день над сушею), θ зменшується з висотою, має місце статично нестійка стратифікація. Якщо тепловий потік направлений вниз (ясна річ, над сушею або тепле повітря над холодною водою), стратифікація стійка. У випадку нульового потоку за нейтральних або адіабатичних умов величина θ постійна на всіх висотах, впливу тепла на турбулентність немає.

Двома видами параметрів стійкості є число Річардсона Ri і нормована висота z/L , де L — масштаб довжини Обухова. Вони визначаються із рівнянь

$$Ri = (q/e) \partial \theta / \partial z (\partial u / \partial z)^{-2}; \quad (10)$$

$$L = -u_*^3 \left(k q \frac{H}{C_p} q \theta \right)^{-1}, \quad (11)$$

або

$$L = -u_*^2 (k q \theta_* / \theta)^{-1}, \quad (12)$$

де θ — абсолютна (потенціальна) температура; k — постійна Кармана; яка приблизно становить $k=0,41$. Величини Ri і z/L — або від'ємні, або додатні, або дуже малі в умовах нестійких, стійких або близьких до нейтральних; z/L — параметр стійкості; L залежить від швидкості вітру пропорційно u_*^3 або u_*^2 . У середніх широтах над луками типове u_*^3 становить 30... 50 м при швидкості вітру 5 м/с.

Для середнього вітру в нейтральних умовах на висоті z маємо

$$v_z = (u_*/k) \ln z/z_0, \quad (13)$$

де z_0 — ефективна висота, або висота жорсткості, на якій $v = 0$.

Для лук і пасовищ z_0 становить одну десяту трав'яного покриву, а для соснового лісу 0,06...0,09 середньої висоти дерев.

Масштаб довжини, введений А. М. Обуховим, характеризує ступінь термічної стратифікації приповерхневого шару атмосфери. Масштаб визначається значеннями вертикальних температурних потоків кількості руху $\tau = \rho u'w'$ і тепла $H = C_p \rho w' T'$ поблизу підстилаючої поверхні і значеннями, що входять у вираз для роботи архімедових сил параметра плавучості $\beta = g/T$, де ρ — густина повітря; C_p — його теплоємність при постійному тиску; g — прискорення вільного падіння; T — середня температура повітря;

$$L = \frac{u_*^3}{k_p (H / C_p \rho)}. \quad (14)$$

Тут

$$u_* = -(\tau / \rho)^{1/2}.$$

Турбулентність атмосфери спричиняє перерозподіл інтенсивності у світлових пучках концентрації випромінювання в тонких витягнутих нитках, інтенсивність у яких може багато перевищувати середню.

В останні роки в зв'язку з розвитком лазерної техніки при випромінюванні сильних пучків виникають нові ефекти: самофокусування, пробої, примусове розсіювання тощо. Результати цих досліджень дали змогу кількісно пояснити такі явища, як мерехтіння зірок та інших залежно від zenітного кута, кутового діаметра джерела, приймальної апертури.

Роль зміни суто радіаційних факторів у зимовий період не основна. Влітку їхня роль у зміні температури має суттєве значення.

Атмосферна турбулентність складається із багатьох впливів метеорологічних полів, що різко відрізняється своїми просторовими масштабами. Вдень при значній інсоляції приземний шар повітря за рахунок турбулентного обміну холоднішає, а вночі при сильному радіаційному вихолодженню — нагріваються.

Добовий хід температури залежить від хмарності, підстилаючої поверхні та будови повітряних мас. Добовий хід температури для різних умов погоди в різні місяці року може визначатись такими формулами:

в денний період

$$T = T_{\text{cx}} - \frac{2A}{d^3} t^2 + 0,76 \frac{A}{d^2} t^2 + 1,88 \frac{A}{d} t + (\partial T)^{(a)}; \quad (15)$$

в нічні часи

$$T = T_{\text{зах}} + \frac{0,64 A - \tau}{(23 - d)^2} t^2 - \frac{2(0,64 A - \tau)}{(23 - d)} t + (\delta T)^{(a)}, \quad (16)$$

де T — температура повітря ($^{\circ}\text{C}$) в момент часу, відраховано-го у формулі (15) від сходу сонця, а в формулі (16) від заходу сонця; $T_{\text{сх}}$, $T_{\text{зах}}$ — температури в момент сходу і заходу сонця відповідно; A — амплітуда добового ходу для даних умов погоди залежно від хмарності; d — проміжок дня, год; τ — середня добова трансформація повітряної маси при відсутності адвективних змін температури; $(\delta T)^{(a)}$ — зміна температури, викликана адвекцією у (15) за час від сходу сонця до моменту t , а в (16) — від заходу сонця до моменту t .

У роботах [1, 2] експериментально доведена справедливість використання подібних залежностей при проведенні геодезичних вимірювань.

1. *Островський А. Л., Джуман Б. М., Заблоцкий Ф. Д., Кравцов Н. И.* Учет атмосферных влияний на астрономо-геодезические измерения. М., 1989.

2. *Островский А. Л., Кравцов Н. И., Пузанов М. Б.* Турбулентный метод определения и учета атмосферных влияний на свето- и радиодальномерные измерения // Геодезия, картография и аэрофотосъемка. 1990. Вып. 51. С. 75—83.