УДК 528.3:516

Д.І. Масліч

ПРО ІНТЕНСИВНІСТЬ ТУРБУЛЕНТНИХ КОЛИВАНЬ ВІЗИРНИХ ЦІЛЕЙ

Відомо, що більшість рухів атмосфери пов'язана з турбулентністю, яка впливає на розповсюдження світла, радіохвиль та звуку. Вплив атмосферної турбулентності на розповсюдження хвиль

(С) Масліч Д.І., 1995

почали вивчати у 1941 р. А.Н.Колмогоров і А.М.Обухов. Вони сформулювали "закон 2/3", згідно з яким б - розмах коливань зображень візирної цілі - визначають за формулою

$$б - AD^{-1/6}L^{1/6}\frac{P}{T^2}h^{2/3}\frac{dT}{dh},$$

де $\frac{dT}{dh}$ - вертикальний градієнт температури; P - тиск повітря, м/бар; T - абсолютна температура, °С; L - довжина траси; A - функція, залежна від числа Річардсона; h - еквівалентна висота.

$$б - AD^{-1/6}L^{1/2}\frac{P}{T^2}h^{-B+2/3}\gamma_0,$$

γ_0 - аномальний градієнт температури на висоті 1 м; B - параметр, залежний від розподілу температури з висотою, який дорівнює 4/3, 1, 2/3 відповідно до нестійкої, нейтральної та стійкої стратифікації повітря.

Ступінь термічної стратифікації приземного прошарку атмосфери - масштаб довжини L, так званий "обухівський масштаб". Цей масштаб регламентується значеннями вертикальних турбулентних потоків кількості руху $\tau = -\rho u'\omega'$, тепла $H = C_p\rho\omega'T'$ і значенням, яке входить у вираз для роботи архімедових сил - параметра плавучості $\beta = g/\bar{T}$, де ρ - густина повітря; C_p - теплоємність повітря при стійкому тиску; g - прискорення сили тяжіння; T - середня абсолютна температура повітря.

$$L = -\frac{U_*^3}{k\beta(H/C_p\rho)},$$

тут $U_* = (\tau/\rho)^{1/2}$ так звана швидкість тертя; K = 0,4 (безрозмірна "постійна Кармана").

Знак "мінус" у правій частині означає, що L вважається додатним при стійкій стратифікації і від'ємним при термічній нестійкості.

Аналіз дії атмосфери на кутові виміри дає змогу зробити висновок, що вплив рефракції складається з двох частин: перша частина відносно постійна, викликана плавною зміною метеорологічних елементів (умов погоди), характерних для окремих регіонів, і другої частини - швидких флуктуацій метеорологічних еле-

ментів, що спричинені турбулентністю атмосфери. Тому структура формул, згідно з якими знаходять поправку за вплив рефракції, має містити ці дві складові частини.

Турбулентність атмосфери часто визначають як середовище, складене із ліна різних розмірів (дійсні вихрі) розмірами від l (внутрішнього масштабу) до L (зовнішнього масштабу довжини), які безсистемно переміщуються в такому турбулентному середовищі. Електромагнітна хвиля, що розповсюджується в такому середовищі, залежить від структурної характеристики турбулентності атмосфери $C^2_{n'}$. Середнє значення цієї величини на шляху розповсюдження променя, обчислюють за формулою

$$C_n^2 = \frac{1}{S}\int_0^x C_{n'}^2(x)dx,$$

де S - довжина шляху променя. C^2_n плавно змінюється на шляху розповсюдження променя.

Зазначимо, що з висотою хід характеристики C^2_n за різних умов погоди залежить від структурної характеристики C^2_T - пульсацій температури. Своєю чергою, пульсації температури залежать від сили вітру, особливо від товщини середнього поля температури.

Для середнього вітру на висоті z у нейтральних умовах маємо:

$$U_z = (U_*/k)\ln z/z_0),$$

де z_0 - ефектна висота, на якій v = 0.

Співвідношення турбулентного переносу описують такими залежностями:

$$\tau = -\rho\bar{\omega}'\bar{U}; \quad H = C_p\rho\bar{\omega}\bar{T}; \quad E = \rho\bar{\omega}\bar{q},$$

де τ - направлена вниз горизонтальна складова вектора руху; H - потік тепла; E - потік водяної пари; C_p - питома теплоємність повітря при постійному тиску; ρ - середня густина повітря; U і ω - складові швидкості повітря в горизонтальному та вертикальному напрямках; T і q - температура та питома вологість повітря.

Співвідношення між окремими елементами і турбулентними коефіцієнтами дифузії k_τ, k_H, k_E мають вигляд:

$$\tau = \rho k\, dv/dz; \quad H = -C_p\rho k_H d\theta/dz; \quad E = -\rho k_E dq/dz,$$

де z - висота; v, θ, q - середні швидкості вітру, потенціальної температури та питомої вологості.

При нестійкій стратифікації θ змінюється з висотою, тепло-

вий потік спрямований угору - сонячний день над сушею, або прохолодне повітря над більш теплою водою.

При стійкій стратифікації тепловий потік спрямований вниз - ясна ніч над сушею, або тепле повітря над більш прохолодною водою.

Параметри стійкості: число Річардсона R_i і нормована висота z/L, де L - масштаб довжини Обухова

$$R_i = (g/\theta)d\theta/dz(du/dz)^{-2}; \quad L = U^3_*(kgH/C_p\rho\theta)^{-1}$$

або

$$L = -U^2_*(kg\theta_*/\theta)^{-1},$$

де θ - абсолютна (потенційна) температура; k - постійна Кармана, приблизно дорівнює 0,41. Величини R_i і z/L від'ємні при нестійкій стратифікації.

Таким чином, турбулентні коливання вітрових цілей відбуваються у всі пори року. Їх інтенсивність пов'язана з інтенсивністю зміни температури приземних шарів повітря. Найбільш інтенсивні коливання спостерігаються у літній період, менші - навесні, потім восени і зовсім слабкі коливання спостерігаються взимку.

Особливо характерні турбулентні коливання над плоскими регіонами: пустелями, степами, лісовими масивами, де спостерігання їх - повна залежність від ходу температури приземного шару повітря.