

Петрук В.Г., Васильківський І.В., Кватернюк С.М. (Україна, Вінниця)

ХАРАКТЕРИСТИКА ЛІДАРНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ СТАНДАРТНИХ ПАРАМЕТРІВ АТМОСФЕРИ

Вступ

При поширенні лазерного випромінювання в атмосфері використовуються ефекти взаємодії електромагнітної хвилі з повітряним середовищем, які дозволяють зробити висновок про властивості атмосфери. До цих ефектів відносять: розсіювання на атмосферних аерозолях, релєївське розсіювання, спонтанне і комбінаційне розсіювання, резонансне розсіювання і поглинання, деполяризація, доплєрівське розширення і зсув частоти випромінювання, флуктуації амплітуди й фази світлової хвилі. Використовуючи лазерні методи досліджень можна одержати дані про всі найбільш важливі параметри атмосфери.

До стандартних метеорологічних параметрів атмосфери відносяться температура, тиск, швидкість і напрямок вітру та вологість атмосфери. Ці параметри традиційно вимірюються приладами, встановленими на радіозондах і метеорологічних ракетах.

Лазерні методи можуть використовуватися для дистанційного визначення стандартних параметрів атмосфери, вони забезпечують в режимі реального часу швидкість та високий просторовий розподіл досліджуваних параметрів. Однак цим методам властиві свої недоліки, пов'язані із сильним послабленням лазерного випромінювання в хмарах і туманах, що може бути перешкодою в отриманні з достньою точністю стандартних метеорологічних параметрів атмосфери.

Характеристика приземного шару атмосфери

Атмосфера Землі являє собою суміш взаємодіючих один з одним компонентів, серед яких можна виділити чотири окремі частини: сухе незасмічене повітря; оптично активні малі газові домішки; водяна пара; атмосферний аерозоль. Вертикальна структура атмосфери характеризується пошаровим розподілом: тропо-, страто-, мезо-, термо- і екзосфера. Повітря в тропосфері має добре турбулентне перемішування і перебуває в стані, близькому до рівноваги. Крім того, під дією дощових опадів відбувається вимивання різних компонентів, що потрапляють у повітря. Час перебування домішок у повітрі тропосфери може бути від кількох годин до декількох днів. Час перебування малих домішок у стратосфері коливається від декількох тижнів до декількох років, оскільки повітря в стратосфері досить стійке і його перемішування в ній майже не відбувається. Крім того, у стратосфері високий рівень УФ випромінювання, що забезпечує протікання фотохімічних реакцій. Чисте сухе повітря на 99% складається з азоту й кисню, а вміст малих газових складових піддається постійним просторово-часовим змінам.

Аерозолі знижують прозорість атмосфери і є центрами протікання хімічних реакцій. Виступаючи в ролі ядер конденсації, вони змінюють кількість опадів. Аерозолі становлять небезпеку для людини, потрапляючи всередину організму через дихальні шляхи. Природними джерелами аерозолів і часток є морські бризи, вивітрювання ґрунту, квітковий пилок, лісові пожежі, вулкани й ін. Людина збільшує кількість аерозолів в процесі своєї антропогенної діяльності, шляхом спалювання палива, будівництва, обробітку ґрунту тощо.

Хімічний склад тропосфери постійно змінюється через потрапляння в неї твердих частинок золи, сажі, сульфатів, нітратів, важких металів, а також рідких і пароподібних частинок кислот та їх розчинених солей. Присутні також тверді частинки з рідкою оболонкою. Форма частинок коливається від дуже неправильної, наприклад у золи, до сферичної у рідин у вигляді крапель. Різноманітний і розмір частинок аерозолю. Однак в умовах стійкого стану атмосферного середовища радіус частинок лежить переважно в межах 0,01...20 мкм, що обумовлено природними процесами, наприклад дрібні частинки прагнуть коагулювати, а більші - гравітаційно осаджуються. Концентрація частинок аерозолів змінюється в широких межах і залежить від метеорологічних умов.

До складу стратосфери входять азот, кисень, аргон і вуглекислий газ, які досить добре перемішані до висоти 100 км. Вміст водяної пари, газових складових, аерозолів у стратосфері піддається просторово-часовим варіаціям. Аерозолі являють собою в основному сульфати – продукти окислення SO₂ і H₂S. При виверженнях вулканів у стратосфері спостерігається різке збільшення кількості аерозолів. Крім сполук сірки, у стратосфері надходять сполуки азоту (NO і NO₂), азотної кислоти, метан, озон та ін. Вміст водяної пари в атмосфері може змінюватись від 0 до 4% по об'єму. Пара може міняти свій агрегатний стан, перетворюючись у воду або кристали льоду або знову випаровуватися. Ці процеси значною мірою визначають оптико-метеорологічний стан атмосфери як у видимому, так і в ІЧ-діапазоні.

В атмосфері завжди у вигляді суспензії або гідрометеорів присутній аерозоль, що інтенсивно розсіює й поглинає оптичне випромінювання. Гігроскопічні активні малі часточки аерозолі є центрами процесів конденсації і сублімації водяної пари. Вони сприяють утворенню туманів і хмар. Аерозоль і речовини що входять до його складу відіграють вирішальну роль у просторово-тимчасових трансформаціях прозорості атмосфери.

Хоча атмосфера складається з атомів, молекул і аерозольних частинок, будучи при цьому дискретним середовищем, однак при її математичному описі зручно використовувати гіпотезу однорідності атмосферного середовища. Це дозволяє ввести до розгляду ряд вимірюваних на практиці макроскопічних величин: густину, тиск, температуру, показник заломлення, коефіцієнти поглинання, розсіювання і т.п.

Вимірювання стандартних параметрів атмосфери

Практичні задачі метеорології, кліматології та екологічного моніторингу атмосфери у першу чергу потребують створення дистанційних засобів дослідження атмосфери. Метод лазерної локації - одержав найбільше поширення. При локаційних вимірюваннях параметрів атмосфери турбулентні повітряні потоки в атмосфері призводять до випадкової зміни температури, а отже, і показника заломлення, викликають флуктуації амплітуди і фази світлової хвилі. У деяких випадках це може спотворити інформацію, одержувану при дослідженні зворотньо розсіяного лазерного сигналу. В таблиці 1 представлені результати вимірювання стандартних параметрів атмосфери традиційними і лазерним методами.

Таблиця 1.

Основні результати вимірювання стандартних метеорологічних параметрів атмосфери

Параметр – метод	Діапазон висот, км	Просторова роздільна здатність, км	Точність вимірювання лідаром	Точність вимірювання радіозондом (метеоракетою)
Густина атмосферного повітря				
Одночастотне зондування	30–100	0,1–2,0	1,5% на 80 км ^a 10% на 100 км	10–15%
Двухчастотне зондування	0,2–15	0,1–1,0	~20%	–
Комбінаційне розсіювання	до 40	–	–	–
Температура повітря				
Розрахунок по профілю густини (одночастотне зондування)	50–80	2,0	–	5°C на 50 км 10°C на 80 км
По контуру лінії молекулярного розсіювання	до 6	0,1	Деякі °C	0,4–0,7°C (σ) ^b 1,2–2,1°C (2σ)
По резонансному розсіюванню	80–100	1,0	25 К	10–15°C
Вологість повітря				
По зворотньому розсіюванню	до 3	0,1	–	4–5% (σ) ^b
Резонансне поглинання	0,3–4,0	0,2	–	11–15% (2σ) 11–15% (2σ)
Комбінаційне розсіювання	0,5–2,0	0,1–0,2	13%	11–15% (2σ)
	0,2–2,4	0,05	20%	11–15% (2σ)
	0,3–1,8	0,15	15%	11–15% (2σ)
Швидкість вітру				
По доплерівському зсуву частоти	до 5 км	0,1	0,03 м/с	0,7 м/с (σ) 2,0 м/с (2σ)

^a – Точність вимірювання сигналу зворотнього розсіювання.

^b σ – середньо квадратична похибка вимірювання радіозонда. Діапазон величин σ і 2σ для висоти 1 і 5 км.

^b – У відсотках відносної вологості.

Характеристика точності визначення температури атмосфери

Для визначення температури атмосферного середовища, найбільш доцільним є розрахунок температурного профілю по профілю густини, відновленому за даними лазерного зондування. Саме в такому напрямку й були зроблені перші спроби визначення температури стратосфери по даним одночастотного лазерного зондування [1].

Використовуючи профіль густини атмосферного повітря отриманого в результаті лідарного двоххвильового зондування атмосфери, розглянемо, з якою точністю повинна бути виміряна густина

повітря, щоб похибка розрахованої температури даного об'єму (профілю) відповідала оптимальній точності метеорологічних спостережень.

Використовуючи рівняння стану і гідростатики та вважаючи, що стала земного тяжіння $g = const$, можна записати

$$T(H) = \frac{T_m \rho_m}{\rho(H)} + \frac{Mg}{\rho(H)R} \int_H^{H_m} \rho(H) dH, \quad (1)$$

де T_m й ρ_m – температура і густина на максимальній висоті H_m . При цьому значення T_m визначається за даними стандартної атмосфери або радіозонду.

Середня квадратична похибка температури визначається як

$$\overline{\delta T^2} = \left(\frac{\partial T}{\partial \rho} \right)^2 \overline{\delta \rho^2} + \left(\frac{\partial T}{\partial \rho_m} \right)^2 \overline{\delta \rho_m^2} + \left(\frac{\partial T}{\partial T_m} \right)^2 \overline{\delta T_m^2}. \quad (2)$$

Замінивши у формулі (1) інтеграл сумою і вважаючи, що закон зміни по висоті середнього значення густини повітря близький до експонентного, а середньо квадратична похибка вимірювання густини постійна по висоті, одержимо вираз для відносної похибки визначення температури при заданій похибці визначення густини

$$\frac{\overline{\delta T^2}}{T^2} = \frac{\overline{\delta \rho^2}}{\rho^2} \left[2 \left(\frac{T_m \rho_m}{T \rho} \right)^2 + \left(1 - \frac{T_m \rho_m}{T \rho} \right)^2 \left(1 + \frac{Mg \Delta H}{2RT} \right) \right] + \frac{\overline{\delta T_m^2}}{T_m^2} \left(\frac{T_m \rho_m}{T \rho} \right)^2, \quad (3)$$

де ΔH – інтервал розбивки при обчисленні інтеграла у формулі (1). Визначимо коефіцієнт похибки, як відношення, що показує, у скільки разів відносна похибка вимірювання густини може перевищувати відносну похибку визначення температури:

$$K_{\text{похибки}} = \sqrt{\frac{\overline{\delta \rho^2}}{\rho^2} / \frac{\overline{\delta T^2}}{T^2}}. \quad (4)$$

Після нескладних перетворень одержимо

$$K_{\text{похибки}} = \sqrt{\frac{1 - \left(\frac{T_m \rho_m}{T \rho} \right)^2 \left(\frac{\overline{\delta T_m^2}}{T_m^2} / \frac{\overline{\delta T^2}}{T^2} \right)}{2 \left(\frac{T_m \rho_m}{T \rho} \right)^2 + \left(1 - \frac{T_m \rho_m}{T \rho} \right)^2 \left(1 + \frac{Mg \Delta H}{2RT} \right)}}. \quad (5)$$

На рис. 1. показані розраховані за формулою (5) залежності $K_{\text{похибки}}$ від висоти при різних значеннях H_m . Температура T_m на висоті H_m задається для розрахунків із різною похибкою, що визначається величиною параметра $P = \frac{\overline{\delta T_m}}{T_m} / \frac{\overline{\delta T}}{T} \cdot 100\%$. Якщо задати значення температури на висоті 50 км зі

стандартною атмосферою, то для визначення профілю температури до висоти 30 км із точністю $\pm 0,5^\circ\text{C}$ (мінімальна точність вимірювання температури за допомогою радіозондів) по виміряній густині, необхідно вимірювати густину повітря із похибкою не більше 0,2% [2].

Характеристика точності вимірювання густини атмосфери

Розглянемо вимірювання густини атмосфери із необхідною точністю по зворотньо розсіяному лідарному сигналу. Використовуючи метод багатокутового зондування, можна виміряти послаблення лазерного променя в атмосфері, у припущенні горизонтальної однорідності атмосфери в зондувальному шарі. У цьому випадку коефіцієнт зворотного розсіювання визначається за формулою [2, 3]

$$\sigma_\pi(H) = \frac{N_1 H^2 \sec^2 \theta_1 \left(\frac{N_1 \sec^2 \theta_1}{N_2 \sec^2 \theta_1} \right)^{\frac{\sec \theta_1}{\sec \theta_2 - \sec \theta_1}}}{K}, \quad (6)$$

де N_1 й N_2 – величини зворотньо розсіяних сигналів при зондуванні під кутами θ_1 і θ_2 ; K – апаратна стала. Причому всі вхідні у формулу (6) величини вимірюються безпосередньо з експерименту. Знаючи σ_π , з тих же результатів вимірювання можна визначити і χ_π :

$$\chi_\pi = \frac{2(\sec \theta_2 - \sec \theta_1)}{d \ln \frac{N_1}{N_2}} \sigma_\pi. \quad (7)$$

Можна припустити, що похибка коефіцієнта зворотного розсіювання цілком визначається тільки похибками при вимірюванні сигналів N_1 і N_2 , тому що величини H, K і θ можуть бути виміряні із високою точністю:

$$\left(\frac{\delta\sigma_\pi}{\sigma_\pi}\right)^2 = \left(\frac{\delta N_1}{N_1}\right)^2 \frac{\sec^2 \theta_2}{(\sec \theta_1 - \sec \theta_2)^2} + \left(\frac{\delta N_2}{N_2}\right)^2 \frac{\sec^2 \theta_1}{(\sec \theta_1 - \sec \theta_2)^2}. \quad (8)$$

Коефіцієнт похибки буде дорівнювати

$$K_{\text{похибки}} = \frac{\delta\sigma_\pi}{\sigma_\pi} \bigg/ \frac{\delta N}{N}. \quad (9)$$

Він показує, у скільки разів відносна середня квадратична похибка визначення коефіцієнта зворотного розсіювання перевершує відносну похибку вимірювання сигналу N , який повністю визначається кутами зондування θ_1 і θ_2 . На рис. 2. представлено розраховану залежність коефіцієнта похибки від кута зондування ($L = H \tan \theta$). Зі збільшенням кута зондування коефіцієнт похибки зменшується і наближається до 2.

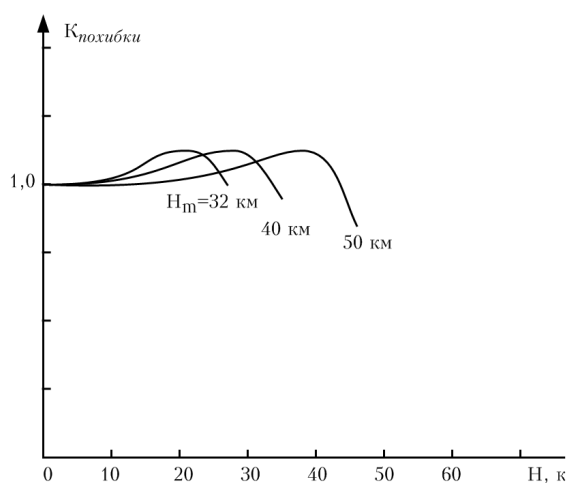


Рисунок 1 – Залежність $K_{\text{похибки}}$ від висоти [2]

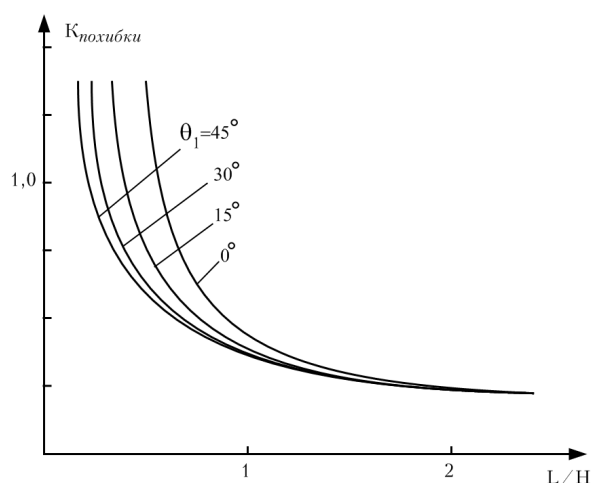


Рисунок 2 – Залежність $K_{\text{похибки}}$ від кута зондування

Висновок

Лазерно-локаційні вимірювання параметрів атмосфери є дистанційними і не потребують використання метеорологічних піднімальних засобів, таких, як кулі-пілоти й метеорологічні ракети. Лідари не збурюють повітряне середовище, а тому, немає необхідності розглядати газодинамічні ефекти взаємодії вимірювального датчика з атмосферою, облік яких є не тільки складним, але і неможливим.

Значна енергія випромінювання сучасних лазерів дозволяє прийняти на Землі сигнал, обумовлений розсіюванням у високих шарах атмосфери. Використовуючи лідари можна за невеликі проміжки часу одержувати розрізи атмосфери, коли стан основних атмосферних параметрів ще не встигає змінитися. Збільшення частоти зондувальних імпульсів дозволяє простежувати швидкоплинні варіації досліджуваних параметрів атмосфери, а просторова роздільна здатність, яка залежить від тривалості імпульсу, дозволяє детально визначити структуру досліджуваного метеорологічного утворення. Нарешті, використання хвиль оптичного діапазону дозволяє створити мобільну малогабаритну приймально-передавальну апаратуру лазерного локатора у порівнянні з аналогічною радіотехнічною апаратурою, що важливо при створенні бортових лазерних систем.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Kent G.S., Wright R.W.H. A review of laser radar measurements of atmospheric properties. - "J. Atm. Terr. Phys.", 1970, vol. 32, N 6, p. 917-943.
2. Метеорологическая лазерная локация. Захаров В.М., Костко О.К. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 223 с.
3. Андреев Ю.М., Воеводин В.Г., Гейко П.П., Горобец В.А., Ланская О.Г., Петухов В.О., Солдаткин Н.П., Тихомиров А.А. Лидарные системы и их оптико-электронные элементы / Под общей редакцией чл.-кор. РАН М.В. Кабанова. Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2004. 526 с.