

PENGARUH KELEMBAPAN KE ATAS KEKERUHAN ATMOSFERA (I): KAEDAH

MAZLAN OTHMAN

SINOPSIS

Pengukuran pengaruh kelembapan ke atas kekeruhan atmosfera dapat dilakukan dengan mudah melalui kaedah optik. Peralatan yang diperlukan adalah ringkas: cahaya matahari diukur serentak pada panjang gelombang 0.5 μm (ini memberi maklumat mengenai kepekatan aerosol) dan di 0.88 μm dan 0.93 μm (nisbah sinaran pada panjang gelombang-panjang gelombang ini akan menghasilkan kandungan air yang boleh kerpas selepas penentuan berdasarkan data radiosonde dijalankan).

SYNOPSIS

Measurement of the influence of moisture on atmospheric turbidity can be carried out easily using an optical technique. The instrumentation required is simple: light from the sun is measured simultaneously at 0.5 μm (this yields information on aerosol content), 0.88 μm and 0.93 μm (ratio of these two wavelengths yields precipitable water content after calibration against radiosonde data has been carried out).

PENGENALAN

Satu pertanyaan yang sering dikemukakan di kalangan penyelidik-penyelidik aerosol atmosfera ialah apakah kesan kelembapan ke atas zarah-zarah ini?

Untuk menjawab soalan ini pengukuran perubahan kepekatan aerosol serentak dengan perubahan kelembapan dengan masa perlu dijalankan. Proses mengukur kedua-dua perubahan ini dalam skala masa beberapa minit boleh dijalankan dengan ringkas melalui kaedah optik.

PENGUKURAN AEROSOL SECARA OPTIK

Paras aerosol boleh diukur secara langsung dengan proses mensampel atau diukur secara tidak langsung dengan kaedah-kaedah optik.

Kelebihan kaedah mensampel untuk mendapatkan kepekatan ialah cara ini membenarkan analisis kimia ke atas aerosol dijalankan pada waktu yang sama. Kelebihan kaedah optik pula terletak pada pencerapan ke atas aerosol yang tidak melibatkan pertukaran ke atas struktur fizis zarah-zarah tersebut. Dalam pada itu, kaedah optik dapat memberi pengukuran aerosol untuk seluruh atmosfera di antara sumber cahaya dan alat pengesanan dan bukan di sekitaran pengesanan sahaja.

Teknik optik yang dimaksudkan ini dikenal sebagai "remote sensing" dan adalah cara yang amat ekonomik dan praktik untuk mengukur

kekeruhan atmosfera pada jangka masa panjang. Kaedah ini berdasarkan pengukuran pemupusan atau penyerakan atau pengkutuban komponen sinaran global atau yang sampai secara langsung atau diserak balik. Kaedah yang telah digunakan dalam penyelidikan ini ialah pengukuran pemupusan komponen sinaran langsung daripada matahari apabila ia melalui atmosfera. Alat yang dibentuk berasaskan prinsip ini dinamakan fotometer suria.

TEORI

Apabila cahaya dari matahari melalui atmosfera, cahaya tersebut akan ter-pupus. Jika sibaran gandaan dapat diabaikan maka pemupusan yang berlaku adalah menurut hukum Bouguer-Lambert-Beer, iaitu

$$F = F_o e^{-m \tau} \dots\dots\dots(1)$$

di mana F = fluks matahari selepas pemupusan

F_o = fluks matahari sebelum pemupusan (iaitu fluks matahari di atas atmosfera)

m = jisim udara

τ = dalam optik

Jisim udara bergantung kepada sudut zenit matahari (θ_z) dan untuk $\theta_z < 60^\circ$, m dapat diungkapkan seperti berikut:

$$m = \sec \theta_z \dots\dots\dots(2)$$

di mana m adalah besar pada awal pagi dan lewat petang apabila matahari rendah di ufuk dan kecil pada tengah hari. m untuk $\theta_z = 90^\circ$ ditakrifkan sebagai satu unit jisim udara.

Graf log F lawan m dinamakan plot Bouguer (Rajah 1). Regresi linear ke atas titik-titik data ini menghasilkan dalam optik, τ , dan fluks matahari di atas atmosfera, F_o .

Dalam optik, τ , bergantung kepada ketumpatan seperti berikut:

$$\tau = \int_z^\infty k \rho dz \dots\dots\dots(3)$$

di mana k = pekali serapan jisim gas/aerosol

ρ = ketumpatan lapisan gas/aerosol yang menyerap/menyibar

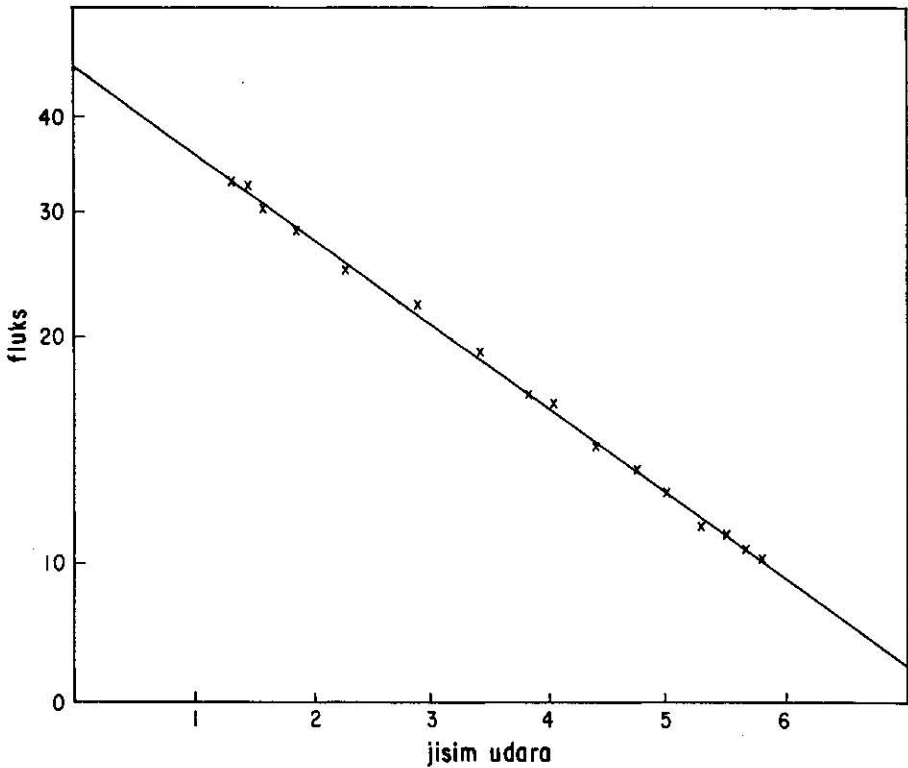
z = ketebalan lapisan gas/aerosol.

Ia adalah hasil tambah dua komponen, iaitu dalam optik yang disebabkan oleh serapan dan dalam optik yang disebabkan oleh sibaran. Proses-proses sibaran yang berlaku di atmosfera terdiri dari sibaran Rayleigh oleh molikul-molikul udara dan sibaran Mie oleh aerosol; sementara serapan berlaku sebab wujudnya wap air, ozon dan lain-lain gas di atmosfera. Kesemua sumbangan dalam optik dapat diungkapkan seperti berikut:

$$\tau = \tau_{RP_o} + \tau_G + \tau_A \dots\dots\dots(4)$$

di mana τ_R = dalam optik yang disebabkan oleh sibaran Rayleigh

τ_G = dalam optik yang disebabkan oleh serapan oleh gas-gas atmosfera



RAJAH 1. Plot Bouguer untuk Menentukan dalam Optik Atmosfera

- τ_A = dalam optik yang disebabkan oleh siberan Mie (aerosol)
 P = tekanan udara pada masa pengukuran dijalankan
 P_0 = tekanan udara piawai

Jelas di sini bahawa jika τ_R dan τ_G diketahui maka τ_A dapat dihitung dengan mudah sekali. τ_R dapat diperolehi dari nilai-nilai piawai dan faktor P/P_0 dimasukkan bagi membetulkan nilai piawai untuk keadaan atmosfera sebenarnya semasa pengukuran dijalankan. Sekiranya pengukuran dijalankan pada panjang gelombang dalam spektrum boleh lihat maka sumbangan penting kepada τ_G adalah dari ozon sahaja. τ_G untuk ozon dapat dihitung daripada data-data piawai mengikut garisan lintang dan musim tanpa mengurangkan kejituan teknik ini.

Dengan ringkas, τ_A dapat diperolehi dari plot Bouguer untuk sesuatu hari di mana nilai-nilai piawai τ_R dan τ_G diketahui. Lebih tinggi kepekatan aerosol, lebih tinggi nilai τ_A yang diukur. Peralatan yang digunakan untuk mengukur perubahan τ_A dengan masa akan dihuraikan dalam kertas II.

Dalam optik pada panjang gelombang 0.50 μm dipilih sebagai indeks kekeruhan kerana ini adalah panjang gelombang piawai yang telah dipilih oleh WMO dalam rangkaian kekeruhan sedunia.

PENGUKURAN KELEMBAPAN SECARA OPTIK

Jumlah jisim wap air per unit kawasan kerat lintang dalam turus atmosfera yang tegak dinamakan kandungan air yang boleh kerpas, w. Sekiranya kita anggapkan bahawa perubahan tarikan graviti dari permukaan bumi ke paras atas atmosfera adalah kecil maka w boleh dituliskan seperti berikut:

$$w = \frac{1}{g} p \int_0^{P_0} q dp \text{ [cm]} \dots\dots\dots(5)$$

- di mana g = pecutan disebabkan graviti
- p = tekanan atmosfera di paras h
- P₀ = tekanan atmosfera di permukaan bumi
- q = nisbah pencampuran

Untuk menghitung w bagi atmosfera, q perlu diketahui hingga ke paras yang tinggi. Data ini boleh diperolehi dari pengukuran radiosonde dan kaedah ini selalu digunakan untuk menghitung kandungan wap air secara langsung. Akan tetapi pengukuran menggunakan radiosonde tidak dijalankan dengan meluas dan dalam keadaan sedemikian w selalunya dianggarkan dari rumusan-rumusan empirik yang melibatkan parameter-parameter kelembapan lain seperti titik embun permukaan, kelembapan khusus dan tekanan separa. Kaitan-kaitan empirik ini diperolehi dengan mengkorelasikan parameter kelembapan yang tertentu dengan kandungan wap air yang diperolehi dari data radiosonde. (Tomasi 1981).

Kaedah korelasi ini boleh juga digunakan untuk spektroskopi serapan. Ia berdasarkan pergantungan serapan sinaran matahari dalam spektrum kepada kandungan wap air di atmosfera. Alat yang dibentuk yang menggunakan prinsip ini dinamakan higrometer spektrum.

TEORI

Jalur-jalur serapan wap air adalah kawasan yang mempunyai banyak garis serapan yang berdekatan tetapi selang dan keamatan garis-garis ini tidak sekata (Dowling, 1980). Dengan ini satu kaitan, yang diungkapkan dengan rumusan matematik yang tepat, di antara serapan dan jisim bahan yang menyerap sukar diterbitkan. Kaitan secara empirik adalah seperti berikut:

$$A = K \sqrt{P/P_0}^4 \sqrt{T_0/T} \sqrt{w} \dots\dots\dots(6)$$

- di mana A = serapan pecahan
- K = pemalar yang bergantung kepada kawasan spektrum yang digunakan
- P₀ = tekanan udara piawai
- P = tekanan udara di tempat pengukuran dijalankan

- T_o = suhu udara piawai
- T = suhu udara di tempat pengukuran dijalankan
- w = kandungan air yang boleh kerpas diungkapkan dalam unit cm.

Persamaan ini ialah rumusan asas untuk teknik higrometer spektrum.

Dari persamaan (6) dapat kita perhatikan bahawa proses serapan bergantung kepada tekanan dan suhu. Oleh yang demikian pengukuran w adalah peka kepada profil tekanan dan suhu atmosfera di jejak optik pengukuran. Pada praktiknya, kesan-kesan ini boleh digabungkan secara empirik ke dalam penentuan alat tertentu. Dengan ini persamaan (6) boleh diringkaskan kepada

$$A = K'\sqrt{w} \dots\dots\dots(7)$$

di mana K' sekarang merangkumi faktor-faktor yang mewakili kesan-kesan min suhu dan tekanan serta faktor-faktor asal yang telah diuntukkan kepada K di persamaan (6).

Pergantungan kepada tekanan bererti bahawa higrometer yang telah ditentukan harus digunakan di tempat-tempat yang mempunyai ketinggian yang sama atau hampir sama dengan ketinggian tempat di mana penentuan dijalankan. (King dan Parry, 1964).

PEMILIHAN JALUR SERAPAN

Pemilihan jalur serapan wap air dipengaruhi oleh pertimbangan-pertimbangan berikut:

i/ serapan pecahan yang dipamirkan oleh jalur: serapan penuh tidak harus berlaku apabila kandungan wap air tinggi dan serapan tidak harus terlalu lemah apabila w rendah sehinggakan mengurang kepekaan alat; serapan dalam julat 10% - 90% adalah memuaskan.

ii/ respons spektrum alat.

Penyiasatan yang telah dijalankan menunjukkan bahawa jalur serapan $\rho(\lambda)$ yang berpusat di $0.934 \mu\text{m}$ dapat memberi julat serapan yang memuaskan untuk kandungan wap air yang selalu terdapat dalam jejak optik matahari melalui atmosfera. Dalam pada itu, panjang gelombang ini sesuai bagi pengesan yang digunakan. Dengan ini serapan pada panjang gelombang $0.93 \mu\text{m}$ dipilih untuk mencirikan kandungan wap air.

Panjang gelombang rujukan yang dipilih untuk penentuan ialah $0.88 \mu\text{m}$ kerana pada panjang gelombang ini serapan oleh wap air tidak berlaku. Pada masa yang sama, ia berhampiran dengan jalur serapan maksimum yang dipilih dan ini bererti bahawa kekeruhan di kedua-dua panjang gelombang ini adalah sama dan boleh diabaikan dalam perhitungan yang berikutan.

PRINSIP PENENTUKURAN

Sinaran F pada panjang gelombang $0.93 \mu\text{m}$ dan F_R pada panjang gelombang $0.88 \mu\text{m}$ diukur pada masa yang sama. Serapan relatif yang diperolehi ialah:

$$R = \frac{F}{F_R}$$

Data radiosonde memberi kandungan wap air dalam jalur yang lebih kurang tegak sementara matahari berada di kedudukan yang berubah-ubah dan bukan tegak sahaja. Oleh yang demikian kita anggapkan bahawa kandungan wap air dalam garis penglihatan ke matahari ialah w di mana m ialah jisim udara yang dilalui sinaran matahari semasa pengukuran dijalankan dan w ialah kandungan air yang boleh kerpas yang diperolehi oleh radiosonde pada masa yang lebih kurang sama (anggapan ini benar sekiranya wap air ditabur mengufuk dengan seragam).

Lingkungan penentukuran R lawan w mencirikan pergantungan R kepada w . Cirian lingkungan tersebut bergantung kepada sifat spektrum alat dan tinggi tempat cerapan dijalankan. Ralat-ralat yang terdapat pada kaedah ini akan diperincikan dalam kertas II.

Untuk menentukan w di sesuatu masa, R dan m perlu diukur di waktu tersebut. Rujukan kepada graf penentukuran seterusnya akan menghasilkan nilai w yang diperlukan.

KESIMPULAN

Prinsip-prinsip fotometer suria dan higrometer spektrum dapat digabungkan. Yang diperlukan hanya satu alat ringkas yang mempunyai kebolehan untuk mengesan sinaran matahari pada panjang gelombang boleh lihat di $0.50 \mu\text{m}$ (ini memberi maklumat mengenai kepekatan aerosol) dan inframerah dekat di $0.88 \mu\text{m}$ dan $0.93 \mu\text{m}$ (ini menghasilkan kandungan air yang boleh kerpas). Pengukuran yang dijalankan serentak di ketiga-tiga panjang gelombang akan memberi gambaran bagaimana kelembapan dapat atau tidak dapat mempengaruhi kekeruhan atmosfera.

Gambaran peralatan yang terperinci dan analisis data yang diperolehi akan dibentangkan dalam kertas II.

Rujukan

- Dowling, J.A. (1980). "Atmospheric Infrared Transmission Measurements" daripada *Atmospheric Water Vapour* oleh Deepak, A.; Wilkerson, T.D.; Ruhnke, L.H. Academic Press, Sydney, p. 113 - 132.
- King, R.L. Parry, H.D. (1964). "Field Tests and calibration of the Total Atmospheric Water Vapour Hygrometer" *Humidity and Moisture* 2, 450.
- Tomasi, C (1981). "Determination of the Total Precipitable Water by Varying the Intercept in Reitan's Relationship." *Journal Applied Meteorology*. 20, 1058.