

PENGARUH DINAMIKA ATMOSFER
PADA TRANSPORTASI OZON
DI LAPISAN STRATOSFER

L. Sarinah P.*

RINGKASAN

Ozon diproduksi di lapisan stratosfer atas di daerah lintang antara 30°U - 30°S . Sebagian dari ozon tersebut diangkut ke daerah lintang yang lebih tinggi oleh gelombang atmosfer.

Salah satu cara pengangkutan ozon dapat ditunjukkan secara teoritis yaitu dengan teori Generalized Lagrangian Mean (GLM). Arti fisis teori ini adalah perpindahan pusat massa rata-rata yang terdapat dalam sebuah tabung fluida. Gerakan dalam tabung merupakan gelombang Eddy.

Teori GLM diturunkan dari persamaan transportasi massa rata-rata Euler linier dikombinasikan dengan persamaan aliran Eddy di lapisan stratosfer. Perumusan menunjukkan bahwa persamaan transportasi GLM tersebut mengandung unsur kecepatan gelombang atmosfer, berarti pengangkutan ozon di lapisan stratosfer atas dipengaruhi oleh dinamika atmosfer yaitu sirkulasi meridional (utara selatan).

Proses transportasi ozon di lapisan stratosfer atas tidak dapat langsung diamati. Dalam penelitian menggunakan model-model teori gelombang antara lain GLM teori dihubungkan dengan sirkulasi meridional untuk menghitung ozon yang diangkut. Dalam tulisan ini ditunjukkan hasil pengamatan ozon total maupun ozon vertikal dari lintang rendah sampai ke lintang tinggi.

ABSTRACT

Ozone is produced mainly in the upper stratosphere between latitude of 30°N and 30°S some of ozone is transported to high latitude by atmospheric waves.

One of the methods in transporting ozone can be shown theoretically by developing the generalized Lagrangian Mean (GLM) theory. The physical interpretation of the GLM theory is the motion of averaged center of mass in a tube of fluid. Undulation in the tube is the eddy waves.

GLM theory is derived from the Eulerian mean mass transport combined with the equation of eddy transport in stratosphere. The formulation shows that the GLM transport equation includes the velocity of atmospheric waves, which means that the ozone transport in the upper stratosphere were affected by the dynamics of the atmosphere, i.e. meridional circulation (N-S).

* Peneliti Bidang Dinamika Atmosfer

The ozone transport in the upper atmosphere can not be directly observed. In the researches using models of wave theory, GLM theory is related to meridional circulation to calculate the transported ozone. This paper shows the results of observation of total and vertical ozone from low to high latitudes.

1. PENDAHULUAN

Produksi ozon secara fotokimia di atmosfer adalah di lapisan stratosfer atas (22 - 55 km) di daerah lintang antara 30°U dan 30°S (Ramanathan 1980, Salby and Garcia 1990).

Konsentrasi ozon total (jumlah ozon dalam satu kolom dari permukaan bumi sampai atmosfer dengan luas dasar satu satuan luas) tergantung pada interaksi antara proses fotokimia yang menghasilkan ozon di daerah stratosfer atas dengan pergerakan (dinamika) atmosfer yaitu adanya gelombang atmosfer yang mengangkut ozon ke lapisan stratosfer bawah dan ke lintang yang lebih tinggi.

Pada lapisan stratosfer atas terjadi proses fotokimia lebih cepat dibanding proses advektif (proses pengangkutan ozon mendatar karena gelombang). Konsentrasi ozon di lapisan ini tidak dipengaruhi oleh pemindahan ozon. Pada lapisan stratosfer bawah terjadi proses fotokimia amat lambat dibanding dengan peristiwa advektif, konsentrasi ozon di lapisan tersebut sangat dipengaruhi oleh pemindahan ozon dari lapisan stratosfer atas. Dengan adanya dua perbedaan tersebut maka terjadilah suatu lapisan antara (lapisan stratosfer tengah) di mana konsentrasi ozon dipengaruhi oleh dinamika atmosfer dan proses fotokimia secara bersamaan (Hartman, Garcia 1978), sehingga memungkinkan adanya transportasi ozon secara mendatar.

Pemantauan pengangkutan ozon di lapisan stratosfer tengah sangat sedikit, dengan menggunakan teori transportasi (angkutan) di lapisan stratosfer tengah, memungkinkan timbulnya perumusan untuk menentukan persamaan angkutan ozon di lapisan tersebut.

Teori untuk mempelajari pengangkutan ozon di lapisan stratosfer tengah dipusatkan pada teori yang menyangkut transportasi massa di udara karena pengaruh dinamika atmosfer (karena adanya gelombang atmosfer), yaitu teori Generalized Lagrangian Mean (GLM), yang diutarakan oleh (Schoeberl, 1976).

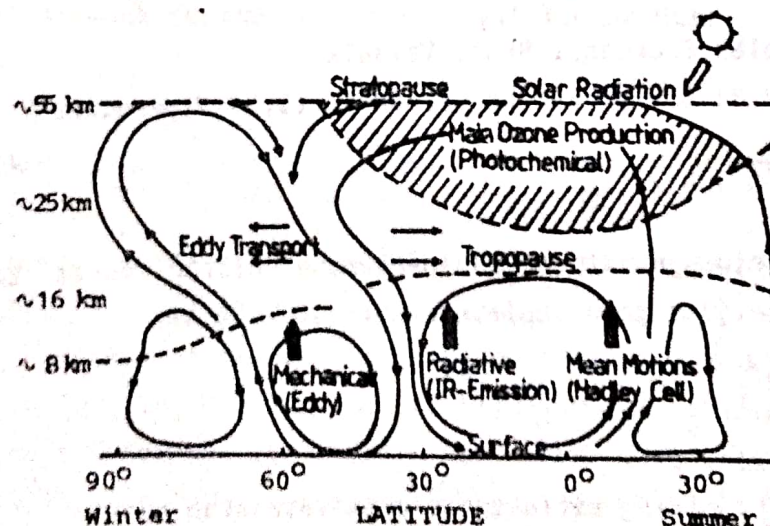
Dalam tulisan ini diutarakan teori GLM diterapkan terhadap pengangkutan ozon dalam arah meridional (selatan utara) dipengaruhi

dinamika atmosfer, yaitu adanya gelombang atmosfer yang disebut gelombang planetari (Salby 1990, Hartman dan Garcia, 1978). Dipilih di belahan bumi utara sebab di belahan bumi utara terdapat lebih banyak gelombang planetari dibanding belahan bumi selatan. Salah satu penyebab gelombang planetari adalah gunung-gunung, yang terdapat sebagian besar di belahan bumi utara.

Karena sulit mendapatkan data untuk menguji/penerapan teori ini, dan untuk menunjukkan bahwa konsentrasi ozon lebih tinggi di lintang tengah dibandingkan dengan di ekuator, maka digunakan beberapa hasil penelitian ozon total oleh Salby dan Garcia (1990), distribusi ozon vertikal dari lintang rendah sampai lintang tinggi yang diutarakan oleh Dutsch (1978) dan hasil pengamatan dari Indonesia dan Malaysia.

2. TEORI

Dasar fisis teori ini adalah mekanisme dinamika atmosfer yang diilustrasikan seperti pada gambar 2.1 (skema kopling radiatif dinamik antara lapisan troposfer dan lapisan stratosfer, Ramanathan, (1980). Ozon yang diproduksi di lapisan stratosfer atas di daerah lintang rendah, sebagian diangkut ke lapisan troposfer dan sebagian ke daerah lintang yang lebih tinggi. Proses pengangkutan ozon dari lintang rendah ke lintang yang lebih tinggi diungkapkan dalam teori GLM.



Gambar 2.1.: Skema kopling radiatif dinamik antara lapisan troposfer dan stratosfer, menggambarkan juga produksi ozon (Ramanathan, 1980).

Persamaan transportasi (angkutan) GLM diturunkan dari persamaan transportasi masa rata-rata Euler linier dalam arah zonal di lapisan stratosfer dikombinasikan dengan persamaan aliran massa Eddy di lapisan stratosfer.

Persamaan transportasi linier dilapisan stratosfer (Schoeberl, 1980):

$$u' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial x} + v' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y} + w' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial z} = 0 \quad (2-1)$$

di mana:

$u, v,$ dan w adalah kecepatan arah x, y dan z

μ adalah mixing ratio massa

$$\mu = \frac{n}{n_a} \quad (n = \text{kerapatan massa, } n_a = \text{kerapatan udara}).$$

$(-)$ = Indikasi rata-rata arah zonal (y, z)

$()'$ = Indikasi turunan pertama dari rata-rata.

Persamaan (2.1) dikalikan dengan u' dan diambil rata-rata arah zonal,

$$\overline{(w'u')} \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial z} = -\overline{(v'u')} \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y} \quad (2-2)$$

Persamaan (2.1) dikalikan dengan ϕ' yaitu ketinggian geopotensial dan diselesaikan dengan persamaan thermodynamika diperoleh:

$$\overline{(v'u')} = - \left(\frac{v'}{N^2} \frac{\partial \phi'}{\partial z} \right) \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial z} = x \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial z} \quad (2-3)$$

dengan N adalah frekuensi Brunt-Vaisala

Persamaan (2.3) dimasukkan ke persamaan (2.2) diperoleh:

$$\overline{(w'u')} = - \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y} \quad (2.4)$$

Langkah selanjutnya digunakan persamaan aliran massa Eddy (Schoeberl, 1990) yang terjadi pada lapisan antara 10 - 20 km.

$$\frac{\partial \mu^*}{\partial t} = - \vec{v} \cdot \nabla \bar{\mu} - \nabla \cdot (\vec{v}' \mu') \quad (2-5)$$

di mana :

μ^* = mixing ratio massa rata-rata arah zonal.

(\vec{v}') = kecepatan aliran Eddy.

Dengan menggunakan persamaan (2-3) dan (2-4) dalam arah zonal persamaan (2-5) menjadi:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \mu^*}{\partial t} &= - (\vec{v} \cdot \nabla \bar{\mu}) + \nabla \cdot (x \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial z} - x \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y}) \\
&= - (\vec{v} \cdot \nabla \bar{\mu}) + \nabla \cdot x (\frac{\partial \bar{\mu}}{\partial z} - \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y}) \\
&= - (\vec{v} \cdot \nabla \bar{\mu}) + x (\frac{\partial}{\partial z}, \frac{-\partial}{\partial y}) \cdot \nabla \bar{\mu} \\
&= (\vec{v} + x (\frac{\partial}{\partial z}, \frac{-\partial}{\partial y})) \cdot \nabla \bar{\mu}
\end{aligned}$$

didefinisikan: kecepatan pergeseran Stoke

$$\vec{v}_s = (\frac{\partial}{\partial z}, \frac{-\partial}{\partial y}) x,$$

maka:

$$\frac{\partial \mu^*}{\partial t} = - (\vec{v} + \vec{v}_s) \cdot \nabla \bar{\mu}$$

$$\frac{\partial \mu^*}{\partial t} = - (\vec{v} + \vec{v}_s) \cdot \nabla \bar{\mu} = 0 \quad (2-6)$$

Dalam persamaan (2-6) $\vec{v} + \vec{v}_s$ disebut kecepatan rata-rata Lagran = \vec{v}_L .

Jika massa tersebut adalah massa ozon, \vec{u}_L adalah mixing ratio ozon,

maka persamaan (2-5) menjadi:

$$\frac{\partial u_L}{\partial t} + \vec{v}_L \cdot \vec{u}_L = 0 \quad (2-7)$$

Persamaan (2-7) disebut persamaan transportasi linier GLM.

3. PEMBAHASAN

Untuk membahas arti teori GLM, mula-mula diandaikan tidak ada gelombang atmosfer, berarti tidak ada transien, redaman dan peristiwa-peristiwa non linier, maka dari persamaan (2-7), $\vec{v}_L = 0$ atau $\vec{v}_s = -\vec{v}$, kecepatan aliran Eddy sama dengan kecepatan pergeseran Stoke dengan arah berlawanan. Tetapi persamaan (2-7) yaitu persamaan diferensial orde satu, tidak mungkin $\vec{v}_L = 0$, dan pada pengamatan (Gille 1980), limb radiance tidak menunjukkan adanya $\vec{v}_s = -\vec{v}$ untuk atmosfer. Kesimpulannya \vec{v}_s tidak pernah sama dengan nol, yang berarti ada gelombang atmosfer, persamaan (2-7) menunjukkan adanya transportasi massa yang disebabkan oleh adanya gelombang atmosfer. Hal ini menunjukkan bahwa dinamika atmosfer berpengaruh

pada pengangkutan massa (ozon).

Jika ditinjau dari persamaan massa dalam tabung fluida, didefinisikan α' adalah vektor pergeseran fluida, maka:

$$\frac{d\alpha'}{dt} = v \quad (3-1)$$

di mana : v = kecepatan pergeseran massa dalam tabung.

Persamaan (3-1) adalah persamaan non linier yang menunjukkan adanya pergeseran massa yang kacau meluas dan menembus tabung.

Jika terjadi:

$$\frac{d}{dt} |\alpha'| \gg v_L$$

maka timbul proses difusi yang disebut advektif Lagrang Mean. Kalau massa tersebut adalah ozon, berarti ada difusi ozon yang disebabkan oleh adanya gelombang atmosfer dan peristiwa ini disebut advektif. Kesimpulannya terjadi pengangkutan ozon secara advektif, teorinya dari gabungan transportasi rata-rata Euler dan persamaan aliran massa Eddy.

Di lapisan stratosfer tengah di mana konstante waktu untuk peristiwa fotokimia sama dengan konstante waktu untuk proses advektif berlaku persamaan:

$$\frac{d\mu'}{dt} = -\gamma\mu' - \theta T' \quad (3-2)$$

di mana:

γ = koefisien pengurangan ozon
 θ = koefisien pengurangan temperatur
 T' = temperatur rata-rata

Untuk daerah photo kimia: $\frac{d\mu'}{dt} = 0$, maka : $\mu' = -\frac{\theta}{\gamma} T'$.

Jika dikalikan dengan v' , dan kemudian dirata-ratakan diperoleh,

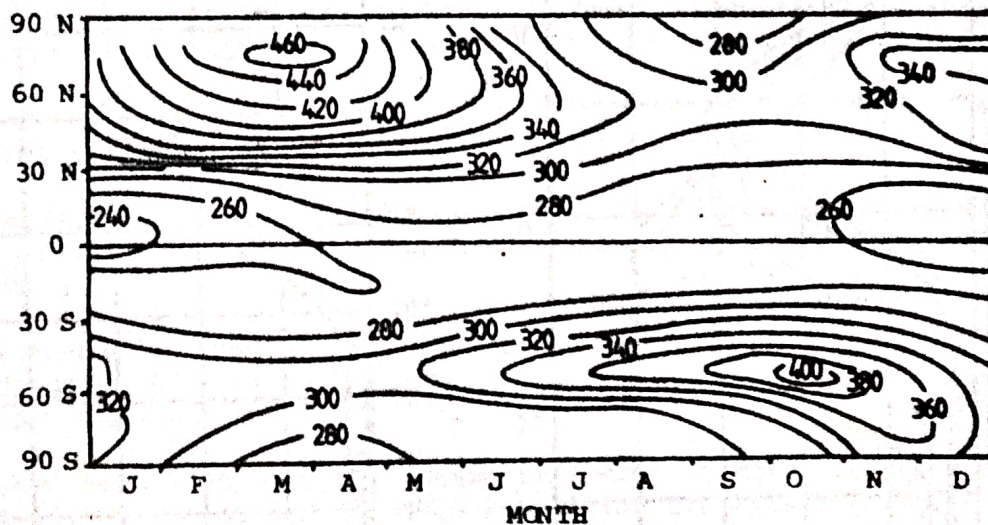
$$\overline{(v'\mu')} = -\frac{\theta}{\gamma} \overline{(v'T')} \quad (3-3)$$

Dari persamaan (3-3) terlihat bahwa flux massa horizontal berbanding lurus dengan panas Eddy. Kalau massa tersebut ozon, maka aliran ozon horizontal sebanding dengan aliran panas Eddy. Jadi kebenaran teori ~~GLN~~, didukung oleh teori aliran panas Eddy.

Mekanisme fisis aliran panas Eddy merupakan gerakan ke arah kutub yang dihubungkan dengan adanya gangguan temperatur dalam arah ekuator. Persamaan (3-3) menunjukkan korelasi antara \bar{v} dan T' berlawanan, yang berarti gerakan massa ke arah kutub berlawanan dengan gangguan temperatur dalam arah ekuator. Kesimpulan, Jika terjadi aliran panas Eddy, maka terjadi aliran massa ozon dalam arah yang sama.

4. PENGGUNAAN

Penggunaan teori GLM di lapangan sangat sulit, data harus dari satelit, namun dari hasil pengamatan Dutsch (1978), Illyas (1983), dan Salby (1990) menunjukkan konsentrasi ozon total dan distribusi ozon vertikal dari lintang rendah sampai lintang tinggi dapat memberi gambaran kebenaran teori tersebut. Di bawah ini ditunjukkan variasi ozon total (gambar 4.1) oleh Salby (1990) dalam satuan Dobson Unit.

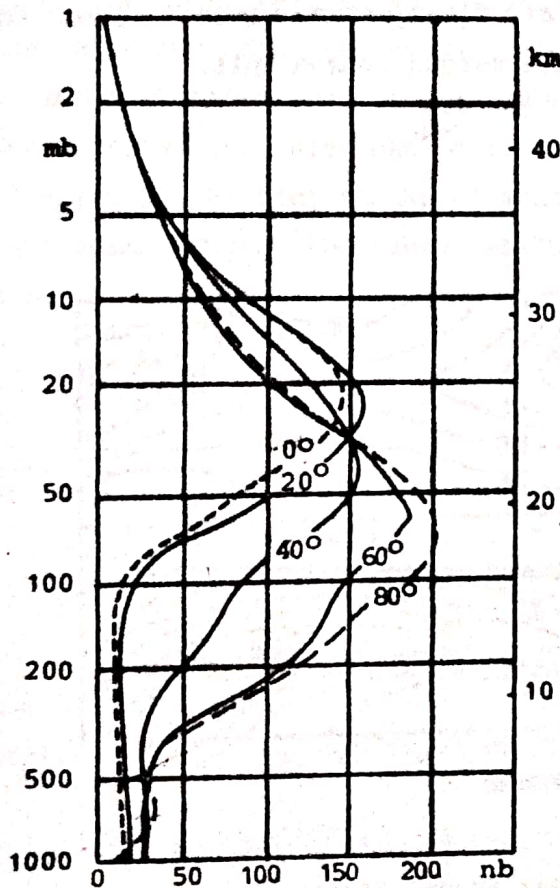


Gambar 4.1 : Ozon total sebagai fungsi lintang dan waktu (Salby, Garcia 1990)

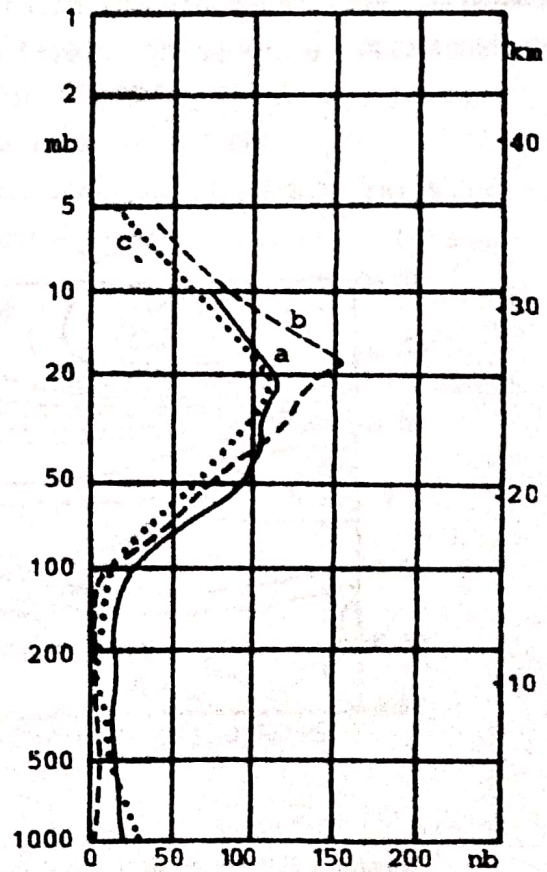
Gambar 4.1 tersebut menunjukkan bahwa ozon total rendah di daerah lintang $30^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{U}$, padahal ozon diproduksi di lapisan stratosfer di antara lintang $30^{\circ}\text{S} - 30^{\circ}\text{U}$. Hal ini menunjukkan bahwa ozon diangkut ke daerah kutub.

Distribusi ozon vertikal yang ditunjukkan oleh mixing ratio dalam satuan nano bar (nb) (gambar 4.2) oleh Dutsch (1978), di daerah ekuator (gambar 4.3) Malaysia oleh Illyas (1983), Watukosek - Indonesia oleh Sarinah (1987), dan Rosida cs (1990).

Dari gambar 4.2 dan 4.3 distribusi ozon tersebut terlihat bahwa distribusi ozon vertikal maksimum pada ketinggian antara 20 - 30 km, di daerah ekuator sedangkan di daerah lintang menengah dan tinggi terdapat pada ketinggian antara 10-20 km. Konsentrasi ozon maximum di daerah lintang menengah dan tinggi, lebih tinggi dibandingkan konsentrasi ozon di daerah ekuator.



Gambar 4.2: Distribusi Ozon vertikal untuk lintang beberapa (Dutsch, 1978).



Gambar 4.3: Distribusi ozon vertikal
 a. Watukosek 10 Agustus 1986.
 b. Watukosek 10 September 1989.
 c. Malaysia 1983.

5. KESIMPULAN

Pengangkutan ozon di lapisan stratosfer dari lintang rendah ke lintang menengah dan tinggi, disebabkan adanya dinamika atmosfer yaitu oleh gelombang atmosfer (gelombang planetari).

Teori Generalized Lagrangian Mean (GLM) yang diturunkan dari persamaan transportasi rata-rata Euler dan dikombinasikan dengan persamaan aliran Eddy di lapisan stratosfer dapat menunjukkan bahwa ozon yang diproduksi secara fotokimia di lapisan stratosfer di daerah lintang 30°S - 30°U diangkut ke lintang yang lebih tinggi oleh gelombang planetari.

DAFTAR PUSTAKA

1. Dutsch H.U. 1978, "Vertical Ozone Distribution and Tropospheric Ozone" Physics ETH, Hong gerberg HPP, 8093 Zurich, Switzerland.
2. Gille J.C., Anderson G.P., Kohri W.J. and Bally P.L., 1980, "Observations of the Interaction of Ozone and Dynamics", Proceedings of the Quadrennial International Ozone Symposium Colorado. Vol. II, pp. 1007 - 1011, Boulder Colorado.
3. Hartmann Dennis L., Garcia R. Rolando, 1990, "A Mechanistic model of Ozone Transport by Planetary Waves in the Stratosphere", Journal of the Atmospheric Sciences Volume 34, pp 350 - 364.
4. Illyas M., Chow K.K., Ho T.Y., 1983, "Balloon Borne Ozone layer Studies over Malaysia". Bull Phys. M'Sia 4, pp 71 - 78.
5. L. Sarinah P., 1987, "Penelitian Ozon Temperatur dan Tekanan dengan Balun Stratosfer", Proceeding Program Penelitian Riset Dirgantara LAPAN, 1986/1987.
6. Ramanathan V., 1980, "Ozone Effects on Climate". Proceeding's of the Quadrennial International Ozone Symposium, Vol. II, pp. 1053 - 1059, Boulder Colorado.
7. Rogida, cs., 1990, "Profil konsentrasi ozon di Watukosek ($112^{\circ}39'30''\text{T}$ - $07^{\circ}34'01''\text{S}$)". Proceeding Program Penelitian Dirgantara LAPAN, No. D. III/06/1990, Maret 1990.
8. Salby Murry L. and Garcia Rolando, 1990, " Dynamical Perturbation to the Ozon Layer", Physics Today, March, pp. 38-46.
9. Scoeberl Mark R., 1990, "The Interaction of Ozone and Dynamics in the Stratosphere". Proceeding of the Quadrennial International Ozone Symposium, Vol. II, pp. 999-1006, Boulder, Colorado.