

## Pengaruh Kekeruhan Atmosfir Terhadap Kesetimbangan Radiasi Matahari

Tuti Budiwati, Rukmi Hidayati, dan Iis Sofiati  
Bidang Pengkajian Ozon Dan Polusi Atmosfir-Pusfatsatklm LAPAN  
Jl. Dr. Junjuran No. 133 Bandung  
E-mail: tuti\_lapan@yahoo.com

### Abstrak

Pengukuran intensitas radiasi matahari dengan sunphotometer model MS-120 pada panjang gelombang  $\lambda=500$  nm pada hari cerah. Besar kecilnya kekeruhan atmosfer berperan dalam menaikkan atau menurunkan temperatur di dekat permukaan bumi. Koefisien kekeruhan atmosfer pada panjang gelombang 500 nm di Bandung berkisar 0,25-1,20 selama musim kemarau Juni-Oktober dari tahun 1996-1998. Penurunan koefisien kekeruhan atmosfer sebesar 0,015 berdasarkan perbedaan nilai pada tahun 1996 dan 1998 yang mana menyebabkan kenaikan temperatur di dekat permukaan bumi sebesar  $0,49^\circ$  C.

**Kata kunci:** ketebalan optik, kekeruhan atmosfer, temperatur, polusi udara, albedo

### Abstract

The solar radiation intensity of 500 nm wavelength is measured by Eko-Sun photometer model MS-120 on clear days. The magnitude of atmospheric turbidity coefficient plays important role in increasing or decreasing temperature near earth's surface. The atmospheric turbidity coefficients at wavelength of 500 nm in Bandung had range from 0.25 to 1.20 during dry season from June to October from 1996 to 1998. The decrease of atmospheric turbidity coefficient value of 0.015 was based on different value of atmospheric turbidity coefficient from 0.461 to 0.446 in 1996 and 1998 which resulted in increasing temperature near earth's surface about  $0.49^\circ$  C.

**Keywords:** optical depth, atmospheric turbidity, temperature, air pollution, albedo

### 1. Pendahuluan

Peningkatan aerosol atmosfer oleh aktivitas manusia maupun secara alamiah akan mempengaruhi budget radiasi matahari, yaitu mempengaruhi intensitas radiasi matahari yang diterima di permukaan bumi. Selain itu mempunyai dampak yang signifikan terhadap kualitas lingkungan suatu kota, yang mana menyebabkan kekeruhan udara dengan visibilitas udara yang menurun dan polusi udara. Menurut Ohta *et al.*<sup>1)</sup> hasil analisa koefisien kekeruhan atmosfer secara global yang diperoleh di daerah pedesaan di Jepang dari tahun 1954 - 1989 memperlihatkan kenaikan 0,028 telah menyebabkan penurunan rata-rata temperatur permukaan secara global sebesar  $0,41^\circ$ C. Adapun peningkatan konsentrasi gas-gas rumah kaca seperti  $\text{CO}_2$  dan metan menaikkan rata-rata temperatur permukaan secara global sebesar  $0,45 \pm 0,15^\circ$ C<sup>2)</sup>. Pengaruh aerosol atmosfer pada radiasi matahari sangat bergantung pada ukuran penyebaran, bentuk, konsentrasi, dan sifat-sifat optiknya. Menurut McCormick *et al.*<sup>3)</sup> terjadinya letusan G. Pinatubo di Pilipina pada 15 Juni 1991 menimbulkan timbunan aerosol sebanyak 30Tg ( $30 \times 10^{12}$  g). Pengaruh langsung dari aerosol ada dua, yaitu: efek penghamburan dan absorpsi radiasi matahari. Pengaruh tidak langsung dari aerosol yaitu aerosol menyokong terbentuknya inti kondensasi yang mana penting untuk proses pembentukan awan. Pengaruh aerosol tidak langsung yang kedua sebagai campuran dapat mengubah dinamika dari lapisan boundary atmosfer<sup>4)</sup>.

Menurut McCormick dan Ludwig<sup>5)</sup> bahwa kenaikan aerosol atmosfer dapat menyebabkan kenaikan albedo, karena itu mendinginkan bumi. Dampak albedo tergantung pada ketebalan optik, sifat-sifat absorpsi aerosol, ukuran penyebaran dan indek refraksi. Akibat letusan G. Pinatubo pada Juni 1991 temperatur rata-rata global turun  $0,5^\circ$ C di permukaan bumi dan  $0,6^\circ$ C di troposfer<sup>6)</sup>. Karena permasalahan di atas, efek perubahan iklim yang disebabkan oleh aerosol atmosfer cenderung memanaskan atau mendinginkan masih merupakan tanda tanya. Dengan mempelajari karakteristik radiasi dari molekul atmosfer, kelembaban udara, sifat-sifat optik dari aerosol seperti koefisien penghamburan, koefisien absorpsi, fungsi fase atau indek refraksi akan memberikan masukan mengenai parameter untuk model tranport radiasi, sebagai model untuk menentukan *forcing* radiasi karena aerosol. Pada penelitian ini akan diteliti pengaruh kekeruhan atmosfer terhadap kesetimbangan radiasi matahari, yaitu penyerapan radiasi matahari oleh lapisan aerosol atau oleh kekeruhan atmosfer.

### 2. Metoda pengukuran

Pengukuran intensitas radiasi matahari menggunakan sunphotometer model MS-120 pada panjang gelombang  $\lambda=368, 500, 675,$  dan  $778$  nm pada hari cerah. Selanjutnya data intensitas ini digunakan untuk menentukan koefisien kekeruhan atmosfer dan temperatur di daerah dekat permukaan bumi. Pertama dilakukan perhitungan koefisien pelemahan yang selanjutnya dapat ditentukan ketebalan optik aerosol dan koefisien kekeruhan

atmosfir. Tahap kedua, berdasarkan persamaan radiasi yang sampai ke bumi dan data liputan awan untuk menghitung albedo atmosfer, selanjutnya dapat dihitung temperatur di dekat permukaan bumi.

### 2.1. Ketebalan optik aerosol

Dari persamaan Instruction Manual Sunphotometer Model MS-120<sup>7)</sup> dapat dihitung besarnya koefisien pelemahan, sebagai berikut:

$$\tau_M(\lambda) = \frac{\ln\left(\frac{E_{0\lambda}}{E_\lambda S}\right)}{m} - \left(\frac{P}{P_0} \tau_{R\lambda} + \tau_{0\lambda}\right) \quad (1)$$

dimana  $\tau_M(\lambda)$  adalah koefisien pelemahan pada panjang gelombang  $\lambda$ . Parameter  $\tau_{R\lambda}$  adalah koefisien hamburan Rayleigh pada panjang gelombang 368 nm, 500 nm, 675 nm, dan 778 mempunyai nilai 0,4945; 0,1391; 0,0410 dan 0,0231 secara berturut-turut. Koefisien absorpsi ozon ( $\tau_{0\lambda}$ ) pada 368 nm, 500 nm, 675 nm, dan 778 masing-masing adalah 0; 0,0114; 0,0144 dan 0.  $E_{0\lambda}$  adalah faktor kalibrasi dari sertifikat EKO dalam satuan milivolt dan  $E_\lambda$  adalah intensitas radiasi matahari pada panjang gelombang  $\lambda$  di permukaan dalam satuan milivolt. Koefisien hamburan Rayleigh dikoreksi oleh perbandingan tekanan  $P/P_0$ , dimana  $P$  = tekanan pada saat pengukuran,  $P_0$  = tekanan standard 1013,2 mbar. Parameter  $S$  adalah faktor koreksi karena jarak matahari-bumi. Parameter  $m$  adalah massa udara yang besarnya  $m = 1/[\sin h + 0,15 (h + 3,885)^{-1,253}]$ , dimana  $h$  adalah sudut elevasi matahari dalam satuan derajat. Besarnya  $h$  adalah  $\sin h = \sin \phi \cdot \sin \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \cos t$ , dimana  $\phi$  = sudut lintang tempat pengamatan,  $\delta$  = sudut deklinasi matahari,  $t$  = waktu matahari (*true solar time*). Menurut Singh R. et al. (1992)<sup>8)</sup> dari persamaan 1) dapat ditentukan besarnya pelemahan (*extinction*) radiasi matahari oleh aerosol yang sampai di bumi, dan nilainya sama dengan ketebalan optik aerosol.

### 2.2. Perhitungan koefisien kekeruhan atmosfer, albedo atmosfer dan temperatur

Menurut Yamamoto *et al.*<sup>9)</sup> besarnya koefisien kekeruhan atmosfer dapat dihitung dengan menggunakan persamaan di bawah ini.

$$\tau_M(\lambda) = \beta/\lambda \quad (2)$$

dimana  $\tau_M(\lambda)$  adalah ketebalan optik pada panjang gelombang  $\lambda$ ,  $\beta$  adalah koefisien kekeruhan, dan  $\lambda$  adalah panjang gelombang.

Untuk melihat besarnya pengaruh albedo terhadap kesetimbangan radiasi matahari menggunakan model iklim sederhana dari kesetimbangan energi sistim atmosfer-bumi sebagai persamaan di bawah ini.

$$\pi R_e^2 \cdot S (1 - A) = 4 \pi R_e^2 \cdot L \quad (3)$$

dimana  $R_e$  adalah jari-jari bumi,  $S$  adalah solar constant,  $A$  adalah albedo atmosfer global yang sesungguhnya, dan  $L$  adalah *outgoing longwave flux*

pada top atmosfer. Sedangkan albedo atmosfer global yang sesungguhnya  $A$  adalah:

$$A = n_c A_c + (1 - n_c) A_0 \quad (4)$$

dimana  $n_c$  adalah jumlah awan rata-rata,  $A_c$  adalah albedo awan rata-rata secara global, dan  $A_0$  adalah albedo pada top atmosfer. Berdasarkan Robinson<sup>10)</sup> dan Budyko<sup>11)</sup>,  $n_c = 0,5$  dan  $A_c = 0,5$ . Menurut Budyko<sup>11)</sup>,  $L$  dinyatakan secara empiris sebagai fungsi dari  $T_s$ , yaitu temperatur rata-rata global di dekat permukaan bumi, sebagai

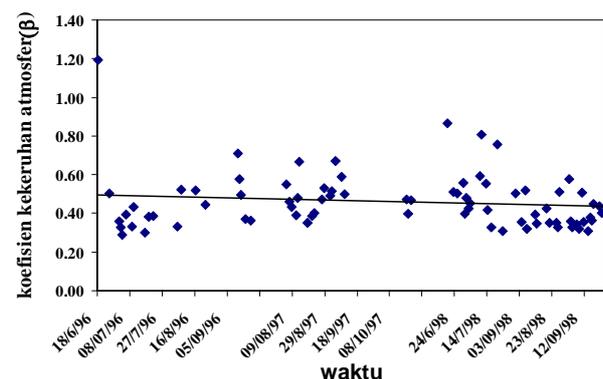
$$L = a + b T_s - (a_1 + b_1 T_s) n_c \quad (5)$$

dimana  $a$ ,  $b$ ,  $a_1$ ,  $b_1$  adalah konstanta numerik.  $L$  dinyatakan dalam  $\text{kcal cm}^{-2} \text{ bulan}^{-1}$ ,  $a = 14,0$ ;  $b = 0,14$ ;  $a_1 = 3,0$ ;  $b_1 = 0,10$ .

Dari persamaan 2), 3), 4) dan 5) dapat dihitung koefisien kekeruhan, albedo atmosfer dan temperatur di dekat permukaan bumi. Perhitungan koefisien kekeruhan atmosfer dilakukan pada panjang gelombang 500 nm, karena "solar irradiance" maksimum terjadi di daerah panjang gelombang sekitar 500 nm<sup>12)</sup>.

### 3. Hasil dan Diskusi

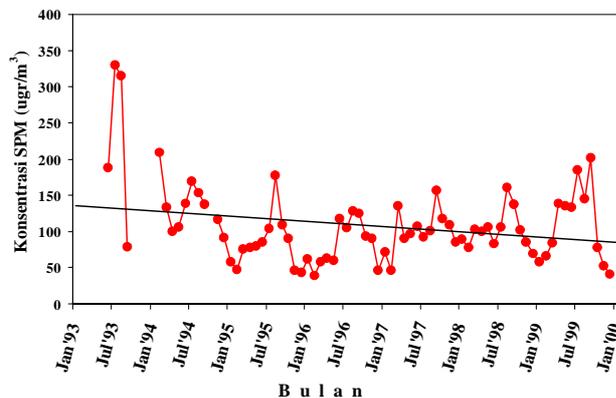
Hasil pengamatan intensitas radiasi matahari yang diterima di permukaan bumi pada hari cerah akan dipergunakan dalam perhitungan ketebalan optik seperti pada persamaan 1. Selanjutnya digunakan untuk menghitung koefisien kekeruhan atmosfer berdasarkan persamaan  $\beta$  adalah  $\tau_M(\lambda) = \beta/\lambda$ , dimana  $\tau_M(\lambda)$  adalah ketebalan optik yang disebabkan oleh *Mie scattering aerosol* pada panjang gelombang  $\lambda$ , disini perhitungan ditekankan pada daerah panjang gelombang 500 nm di daerah cahaya tampak. Pengamatan dilakukan dari tahun 1996 sampai dengan 1998, dan didapatkan 20 data pada tahun 1996, 12 data pada tahun 1997 dan 35 data pengamatan pada tahun 1998.



Gambar 1. Koefisien kekeruhan atmosfer ( $\beta$ ) pada panjang gelombang ( $\lambda$ ) 500 nm di Bandung

Gambar 1 memperlihatkan hasil perhitungan koefisien kekeruhan atmosfer ( $\beta$ ) dari tahun 1996 sampai 1998 pada musim kemarau sampai musim peralihan yaitu Juni-Oktober. Nilai koefisien kekeruhan atmosfer di daerah panjang gelombang 500 nm pada tahun 1996 dari Juni sampai September

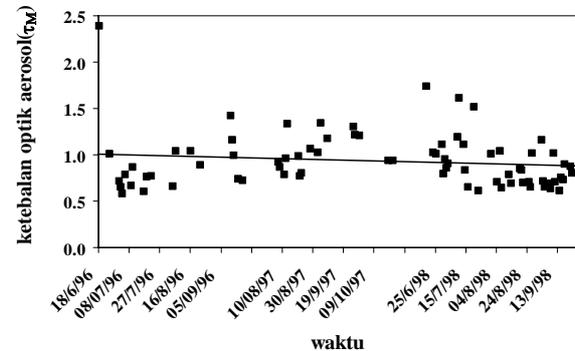
berkisar 0,25-1,20 dengan nilai rata-rata tahunan 0,461. Tahun 1997 dari Agustus sampai Oktober nilai koefisien kekeruhan atmosfer ( $\beta$ ) adalah 0,30-0,70 dengan rata-rata tahunan 0,441. Sedangkan nilai pada tahun 1998 dari Juni sampai September berkisar 0,25-0,90 dengan rata-rata tahunan sebesar 0,446. Hasil perhitungan koefisien kekeruhan atmosfer di Bandung dalam 3 tahun cenderung berfluktuasi. Hal ini tentunya erat kaitannya dengan sumber-sumber yang berperan dalam mempengaruhi kekeruhan atmosfer, salah satunya yaitu SPM (*Suspended Particulate Matter*). Dari hasil pengamatan konsentrasi SPM di Jl. Cemara-Bandung (Badan Meteorologi dan Geofisika) seperti terlihat pada Gambar 2, terdapat hubungan yang erat dengan kekeruhan atmosfer. Konsentrasi SPM pada tahun 1996 (Juni-September) bervariasi 105,3-127,6  $\mu\text{gr}/\text{m}^3$  dengan rata-rata 118,9  $\mu\text{gr}/\text{m}^3$  dan naik pada tahun 1997 (Agustus-Oktober) dengan variasi rata-rata bulanan 100,9-156  $\mu\text{gr}/\text{m}^3$  dengan nilai rata-rata 125  $\mu\text{gr}/\text{m}^3$ . Pada tahun 1998 (Juni-September) konsentrasi SPM rata-rata bulanan bervariasi 82,9-161  $\mu\text{gr}/\text{m}^3$  dan turun secara rata-rata menjadi 121,8  $\mu\text{gr}/\text{m}^3$ . Pada tahun 1997 terjadi El Nino yang mengakibatkan musim kemarau lebih panjang dari tahun-tahun El Nino sebelumnya dan masih berlanjut pada tahun 1998. Konsentrasi SPM selalu meningkat pada musim kemarau dan musim peralihan, turun pada musim penghujan. Pada bulan-bulan di musim kemarau Juni-September setiap tahun terlihat kenaikan konsentrasi yang disebabkan oleh partikel-partikel tanah yang berterbangan dari permukaan tanah yang kering, dan tentunya akan menaikkan nilai kekeruhan atmosfer pada musim tersebut dibandingkan musim penghujan.



Gambar 2. Konsentrasi SPM (*Suspended Particulate Matter*) di Jl. Cemara (stasiun BMG) Bandung dari Juni 1993 sampai Januari 2000.

Gambar 2 memperlihatkan adanya variasi musiman yang kuat tersebut. Konsentrasi SPM di Bandung dari tahun 1993 sampai 1999 terdapat kecenderungan menurun. Bila konsentrasi SPM tahun 1993 dan 1994 tinggi dibandingkan tahun-tahun sesudahnya, hal ini kemungkinan ada pengaruh letusan G. Pinatubo (1991) di Filipina. Sesudah tahun tersebut konsentrasi SPM cenderung turun, dalam pengamatan kami kemungkinan naik-turunnya

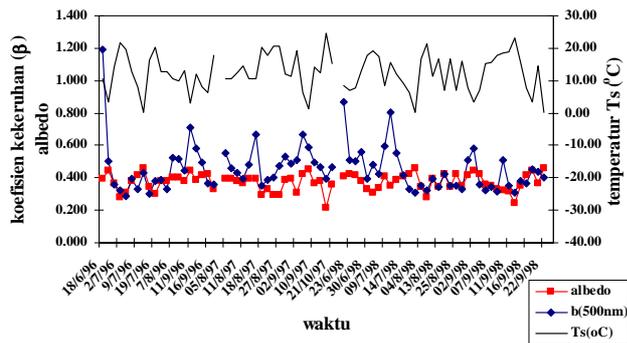
konsentrasi SPM karena aktivitas manusia seperti pembakaran bahan bakar fosil dari transportasi dan partikel-partikel tanah. Akibatnya menimbulkan udara terpolusi dan menurunkan jarak pandang, selanjutnya berperan dalam mempengaruhi koefisien kekeruhan atmosfer di Bandung.



Gambar 3. Ketebalan optik aerosol ( $\tau_M$ ) pada panjang gelombang ( $\lambda$ ) 500nm dari tahun 1996 sampai 1998 di Bandung

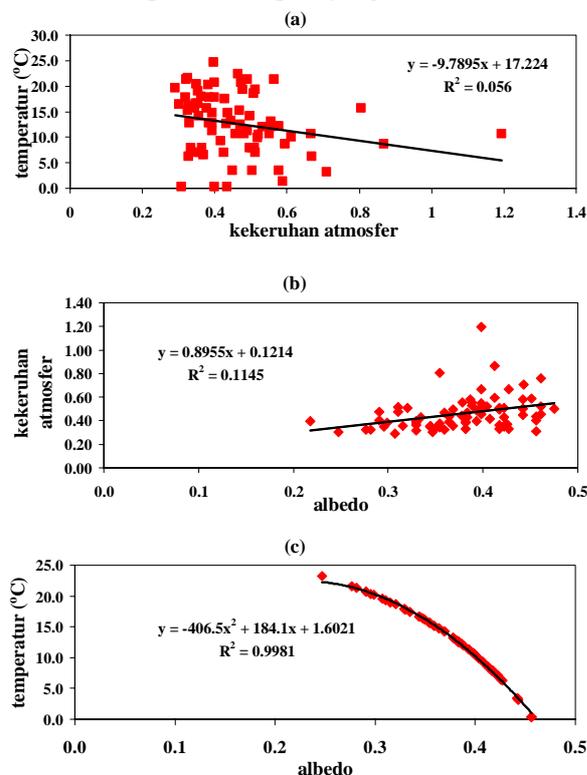
Gambar 3 memperlihatkan ketebalan optik di daerah panjang gelombang 500 nm di Bandung, dari pengamatan tahun 1996 – 1998 nilainya berkisar 0,52-2,40. Menurut Ohta *et al.*<sup>1)</sup>, ketebalan optik pada panjang gelombang 500 nm di Nemuro-Jepang adalah 0,108 pada tahun 1954 dan 0,164 pada tahun 1989. Sedangkan hasil pengamatan yang didapatkan di Bandung tahun 1996, 1997 dan 1998 masing-masing adalah 1,080; 0,923 dan 0,913. Hal ini diasumsikan bahwa Bandung mempunyai tingkat pencemaran oleh aerosol lebih besar bila dibandingkan dengan Jepang.

Bila aerosol di atmosfer meningkat, maka akan menyebabkan pendinginan secara global karena penghamburan radiasi matahari ke ruang angkasa. Berdasarkan perhitungan dampak albedo terhadap kesetimbangan radiasi matahari atau iklim, maka koefisien kekeruhan atmosfer rata-rata 0,461 pada tahun 1996 dan 0,446 pada tahun 1998 di Bandung telah menyebabkan perbedaan temperatur rata-rata pada tahun 1996 terhadap 1998 adalah 0,49<sup>0</sup>C. Dalam studi ini memperlihatkan adanya pemanasan karena penurunan koefisien kekeruhan atmosfer pada tahun 1998 dibandingkan tahun 1996. Sedangkan studi yang dilakukan oleh Otha *et al.*<sup>1)</sup> menyatakan bahwa peningkatan koefisien kekeruhan atmosfer selama 35 tahun di Nemuro Jepang dari 0,054 di tahun 1954 terhadap 0,082 di tahun 1989 adalah 0,028. Hal ini menyebabkan temperatur permukaan bumi rata-rata mengalami pendinginan 0,41<sup>0</sup> C.



Gambar 4. Albedo atmosfer, koefisien kekeruhan atmosfer ( $\beta$ ) dinyatakan dalam huruf b di kotak kecil pada panjang gelombang ( $\lambda$ ) 500 nm dan temperatur di daerah dekat permukaan bumi ( $T_s$ ) °C

Dampak pemanasan atau pendinginan pada permukaan bumi karena aerosol sangat erat kaitannya dengan peranan albedo, yaitu albedo berpotensi kuat dalam mempengaruhi kesetimbangan radiasi matahari melalui penyerapan energi matahari atau indeks refraksinya. Dalam Gambar 4 diperlihatkan pola yang berlawanan antara albedo dan temperatur, yaitu albedo besar sedangkan temperatur di daerah permukaan bumi karena aerosol ( $T_s$ ) kecil. Demikian pula hubungan antara temperatur ( $T_s$ ) dan kekeruhan atmosfer memperlihatkan pola yang berlawanan.



Gambar 6. a. Hubungan kekeruhan atmosfer ( $\beta$ ) pada panjang gelombang ( $\lambda$ ) 500 nm dengan temperatur di dekat permukaan bumi, b: hubungan kekeruhan atmosfer ( $\beta$ ) dengan albedo atmosfer global, c: hubungan albedo dengan temperatur di dekat permukaan bumi dalam periode musim kemarau tahun 1996-1998.

Hubungan albedo atmosfer dengan kekeruhan atmosfer dan temperatur bisa dilihat jelas pada Gambar 5 a, b, c. Dalam penelitian ini kami melihat hubungan cukup kuat antara albedo dengan temperatur yaitu albedo besar maka temperatur di daerah dekat permukaan bumi kecil. Sedangkan kekeruhan atmosfer berkorelasi positif yaitu nilai kekeruhan atmosfer yang besar maka nilai albedo besar pula. Adapun hubungan kekeruhan atmosfer dengan temperatur adalah temperatur semakin besar bila nilai kekeruhan atmosfer kecil. Pengaruh albedo tergantung pada ketebalan optik dan sifat-sifat absorpsi aerosol, ukuran penyebaran dan indeks kompleks refraksi. Sedangkan ketebalan optik adalah integrasi dari koefisien pelemahan yang dipengaruhi oleh aerosol total dari kolom udara, dan koefisien kekeruhan<sup>1)</sup>.

#### 4. Kesimpulan

Variasi koefisien kekeruhan atmosfer bervariasi sama seperti sumber yang mempengaruhinya yaitu konsentrasi SPM yang tinggi pada musim kemarau dan musim peralihan dari kemarau berdampak pada kekeruhan atmosfer di Bandung. Konsentrasi suspended particulate (SPM) yang tinggi disebabkan oleh partikel-partikel tanah dan aktivitas manusia seperti polusi udara di musim kemarau.

Koefisien kekeruhan atmosfer pada panjang gelombang 500 nm di periode musim kemarau tahun 1996 sampai tahun 1998 berkisar 0,25 – 1,20 dengan rata-rata tahunan berkisar 0,441 – 0,461.

Penurunan koefisien kekeruhan atmosfer sebesar 0,015 didasarkan adanya perbedaan nilai koefisien kekeruhan atmosfer 0,461 menjadi 0,446 dari tahun 1996 terhadap 1998. Akibatnya perbedaan nilai koefisien kekeruhan telah menyebabkan terjadinya pemanasan sebesar 0,49°C di daerah dekat permukaan bumi.

Kekeruhan atmosfer sebagai indikasi jumlah aerosol di atmosfer berperan dalam menurunkan temperatur di permukaan bumi.

#### Daftar Pustaka

- Ohta S., Murao N., Yamagata S., Fukasawa T., Hasegawa S., dan Arao K., *Variation in Atmospheric Turbidity in The Area Around Japan*, Journal of Global Environment Engineering, Environ. , Vol. 3, pp. 9-21, 1997.
- IPCC, *Climate Change 1992, The Supplemental Report to The IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, p.200, 1992.
- McCormick M. P., Thomason L. W., dan Trepte C.R., *Atmospheric effects of the Mt Pinatubo Eruption*, Nature, Vol. 373, pp. 399-404, 1995.
- Barenblatt G.I., dan Golitsyn G.S., *Local Structure of Mature Dust Storms*, J. Atmos. Sci., Vol. 34, pp.1917-1933, 1974.
- McCormick dan Ludwig, *Climate modification by Atmospheric Aerosols*, Science, 156, 1358-1359, 1967

6. Parker D. E. , Wilson H., Jones P. D., Christy J. R., dan Pollard C. K., *The Impact of Mount Pinatubo on Worldwide Temperatures*, International Journal of Climatology, 1995.
7. Instruction Manual Sunphotometer Model MS-110 (Automatic Type), Eko Instruments Trading Co., Ltd., Tokyo-Japan, 1993.
8. Singh R., Pasricha P.K., Sharma M.C., dan Srivastava B.N., *Multi Wavelength Measurement of Atmospheric Turbidity and Determination of The Fluctuations in Total Ozone Over Antarctica*, Atmospheric Environment Vol. 26A, No.4, pp. 525- 530, 1992.
9. Yamamoto G., Tanaka M. dan Arao K., *Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements*, J. Meteor. Soc. Japan, vol. 46, pp. 287-300, 1968.
10. Robinson, G.D., *Solar Radiation* , Amsterdam, Elsevir, p.347, 1966.
11. Budyko M.I., *The effect of solar radiation variations on the climate of the earth*, Tellus, Vol. 21, pp.611-619, 1969.
12. Lenoble J., *Atmospheric Radiative Transfer*, A. Deepak Publishing, Hampton-Virginia USA, hal. 243, 1993.