

BILANGAN KEBENINGAN ATMOSFER DAN APLIKASINYA DALAM ILMU LINGKUNGAN ATMOSFER

Saipul Hamdi

Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer

Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional

Jl. Dr. Djundjunaan 133, Bandung 40173 Indonesia

e-mail: saipulh@yahoo.com

RINGKASAN

Tulisan ini membahas bilangan kebeningan (*clearness number*) atmosfer dan contoh aplikasinya di dalam ilmu lingkungan atmosfer. Bilangan kebeningan atmosfer merupakan sebuah besaran yang dapat digunakan untuk menganalisa secara cepat keadaan atmosfer dengan cara menghitung perbandingan antara insolasi dan radiasi puncak atmosfer. Radiasi puncak atmosfer dihitung menggunakan persamaan yang telah disepakati, sedangkan insolasi diukur menggunakan sensor matahari global. Bilangan kebeningan atmosfer bersama-sama dengan lama penyinaran matahari dapat diaplikasikan di dalam pemodelan atmosfer khususnya untuk memprediksi radiasi global permukaan. Analisa mengenai bilangan kebeningan atmosfer pada 1993-2002 menunjukkan bahwa bilangan kebeningan atmosfer di atas Kota Bandung berkisar antara 0,3 dan 0,7 yang berarti bahwa atmosfernya termasuk dalam kategori berawan-keruh-biru-buram.

1 PENDAHULUAN

Bilangan kebeningan atmosfer atau *clearness number* merupakan sebuah bilangan yang menunjukkan penyimpangan atmosfer dari atmosfer standarnya dan dirumuskan dengan perbandingan radiasi surya yang sampai di permukaan bumi pada kondisi standar dengan hasil pengukuran (Hoesin, 1983). Bilangan kebeningan atmosfer diperoleh dengan cara menghitung perbandingan antara radiasi global matahari yang diukur di permukaan dengan radiasi total matahari yang dihitung di puncak atmosfer (*top of atmosphere, TOA*) (Ideah and Suleman, 1989; Kuye and Jagtap, 1992; Okogbue and Adedokun, 2002b). Sinar matahari yang memasuki puncak atmosfer bumi dikenal dengan nama *solar constant* atau konstanta matahari, dan memiliki nilai rata-rata sebesar 1367 W/m^2 . Konstanta matahari berfluktuasi mengikuti aktivitas matahari dan jarak bumi-matahari. Peningkatan aktivitas matahari yang mengikuti siklus sebelas tahunan menghasilkan fluktuasi sebelas tahunan

juga. Selain siklus sebelas tahunan, ledakan (*flare*) matahari juga berpotensi menghasilkan partikel berenergi tinggi akibat terbukanya salah satu *loop* medan magnet di matahari. Namun demikian, *flare* terjadi hanya pada waktu-waktu tertentu saja sehingga tidak begitu berpengaruh secara keseluruhan pada bilangan kebeningan atmosfer jangka panjang.

Perubahan jarak bumi-matahari akibat lintasan orbit bumi mengelilingi matahari berbentuk *ellips* menyebabkan terjadinya fluktuasi intensitas radiasi puncak atmosfer mengikuti pola jarak bumi-matahari. Agustus merupakan bulan saat bumi mencapai jarak terjauh dengan matahari (*perihelion*) sehingga pada saat tersebut konstanta matahari mengalami nilai terendahnya dalam periode satu tahun. Sebaliknya, Januari merupakan saat bumi mengalami jarak terdekat dengan matahari sehingga konstanta matahari mencapai nilai terbesar. Perubahan besaran konstanta matahari ini mengikuti pola sinusoidal, dan variasi dari maksimum ke minimum adalah sebesar 0,1.

Beberapa hal yang dapat memengaruhi kebeningan atmosfer di antaranya adalah aktivitas matahari, jarak bumi-matahari, dan komposisi kandungan atmosfer bumi. Beberapa senyawa di atmosfer bumi berpotensi melemahkan intensitas radiasi matahari melalui proses penghamburan dan penyerapan yang dikenal dengan istilah transmitansi. Senyawa-senyawa yang berkontribusi terhadap transmitansi tersebut diantaranya adalah uap air, ozon, aerosol, dan debu. Di dalam spektrum sinar matahari, uap air memiliki pita yang paling lebar dalam menyerap sinar matahari, baik di dalam spektrum infra merah, ultraviolet, maupun cahaya tampak. Dengan demikian uap air memiliki kontribusi paling besar dalam melemahkan intensitas radiasi matahari, dan dapat diartikan juga sebagai faktor utama dalam menentukan kebeningan atmosfer.

Beberapa peneliti telah melakukan penelitian mengenai atmosfer bumi dalam upaya menetapkan besaran-besaran standar kandungan atmosfer bumi, diantaranya adalah Angstrom yang mengusulkan atmosfer standar dengan kandungan kolom uap air 1,5-4 cm, ozon 0,25 cm_{NTP} , partikel debu 300 cm^{-1} , dan tekanan atmosfer 760 mmHg (Hoesin dan Isril Haen, 1983) [$\text{NTP} = \text{normal temperature pressure, } 293,15\text{K dan } 0,987\text{atm}$]. Schuepp dalam Robinson (1966) juga menyusun model atmosfer bening dengan kandungan ozon $\text{O}_3=0,34$ cm, *precipitable water* (w)=2,0 c, *turbidity* (B)=0 dan tekanan (p)=1000 mbar pada jarak bumi-matahari yang sebenarnya. Penyimpangan besaran-besaran dari nilai yang ditentukan dapat diartikan sebagai perubahan komposisi atmosfer terutama yang berkaitan dengan pelemahan sinar matahari. Tulisan ini disusun dengan tujuan untuk mengulas/mereview bilangan kebeningan dan aplikasinya di Bandung pada periode 1993-2002.

2 MENGHITUNG BILANGAN KEBENINGAN ATMOSFER

Bilangan kebeningan atmosfer dihitung dari perbandingan intensitas sinar matahari yang diukur di permukaan bumi terhadap intensitas sinar matahari ketika memasuki atmosfer bumi (*Top Of Atmosphere*, TOA). Intensitas matahari yang dihitung adalah intensitas radiasi global matahari, yaitu jumlah dari radiasi langsung (*direct*) dan radiasi *diffuse* (Iqbal, 1983). Dimaksud dengan radiasi langsung atau *direct* adalah radiasi matahari yang menuju permukaan bumi secara langsung pada bidang tegak lurus, sedangkan radiasi *diffuse* adalah bagian dari radiasi matahari yang dipantulkan dan dibiarkan kembali ke angkasa oleh permukaan bumi kemudian dikembalikan lagi ke permukaan bumi melalui hamburan oleh atmosfer.

Setelah menembus atmosfer bumi maka sinar matahari mengalami pelemahan akibat proses-proses yang terjadi, dan diantara proses-proses tersebut adalah penyerapan energi dan pemantulan, baik pemantulan balik maupun pembiasan. Sinar matahari yang dihitung di puncak atmosfer seringkali disebut sebagai *solar constant* atau konstanta matahari yang besarnya sangat bergantung pada jarak bumi terhadap matahari. Konstanta matahari didefinisikan sebagai jumlah energi matahari yang tiba di puncak atmosfer bumi (TOA) dalam arah tegak lurus terhadap sinar matahari datang pada jarak rata-rata bumi-matahari. Hasil pengamatan menggunakan satelit sejak 1978 menunjukkan bahwa konstanta matahari tidaklah bernilai tetap namun memiliki fluktuasi pada waktu-waktu tertentu. Fluktuasi ini memiliki variasi maksimum-minimum sebesar 0,1 (Chapman, 1987). Besaran umum yang digunakan adalah 1367 W/m^2 (Frolich & Brusca, 1981). Untuk menghitung intensitas TOA (I_0) maka digunakan persamaan yang diusulkan oleh Duffe and Beckman (1994) seperti pada persamaan (2-1).

$$I_0 = \frac{24 \times 3600}{\pi} I_{sc} \left[1 + 0,033 \cos \left(360 \frac{dn}{365} \right) \right] \left[\left(\frac{2\pi\omega}{360} \right) \sin\phi \sin\delta + \cos\phi \cos\delta \sin\omega_s \right] \quad (2-1)$$

Tabel 2-1: BILANGAN KEBENINGAN ATMOSFER (CN) menurut Utomo dkk (2004)

CN	Keadaan Atmosfer
0,0 – 0,5	Berawan atau mendung
0,5 – 0,7	Keruh
0,7 – 0,9	Biru buram
0,9 – 1,1	Biru
1,1 – 1,3	Biru sekali
> 1,3	Amat biru sekali (jarang dijumpai)

Menghitung sudut jam matahari ω_s menggunakan rumus yang diusulkan oleh Duffe & Beckman (1994) sebagai berikut

$$\omega_s = \cos^{-1}(-\tan\phi \tan\delta) \quad (2-2)$$

Sudut matahari dihitung menggunakan persamaan 2-3 yang dikutip dari Cooper dalam Foster, et.al. (2010)

$$\delta = 23,45 \sin \left(360 \frac{284+dn}{365} \right) \quad (2-3)$$

Dalam hal ini dn adalah *day number* yaitu urutan hari dalam satu tahun (1-365). *Day number* sering juga disebut sebagai *Julian Day*, dan ϕ adalah lintang setempat

Penghitungan bilangan kebeningan atmosfer biasanya dilakukan pada keadaan hari cerah tak berawan, untuk menghilangkan pengaruh awan yang dapat menyerap sinar matahari secara kuat. Penghitungan juga dilakukan pada saat matahari mencapai kulminasinya, atau memiliki sudut zenith yang terkecil dalam satu hari. Akibat dari kecilnya sudut yang dibentuk oleh sinar matahari ini maka lintasan optis sinar matahari menjadi terpendek dalam satu hari. Bilangan kebeningan atmosfer adalah bervariasi antara 0 hingga 1,3 dan menunjukkan tingkat kekotoran atmosfer. Bilangan kebeningan atmosfer yang tinggi menunjukkan bahwa atmosfer dalam kondisi yang bersih, dan sebaliknya atmosfer dalam kondisi kotor ditunjukkan oleh bilangan kebeningan atmosfer yang rendah. Tabel 2-1 menjelaskan klasifikasi kebeningan atmosfer dari bilangan kebeningannya.

3 APLIKASI BILANGAN KEBENINGAN ATMOSFER

Bilangan kebeningan atmosfer yang dihitung dari rasio antara insolasi dan radiasi puncak atmosfer merupakan alat yang cukup penting dalam mengkarakterisasikan kondisi, atau mengklasifikasikan tipe atmosfer pada suatu daerah tertentu (Ideriah and Sulaeman, 1989). Bilangan kebeningan atmosfer di Bandung pada rentang waktu 1993-2002 berkisar 0,3 - 0,7 dan dapat diartikan bahwa kondisi atmosfer di atas Bandung cukup keruh dan tergolong berawan-keruh-biru-buram (Utomo & Haen, 2004). Kekeruhan tersebut dipengaruhi oleh CO, CO₂, debu, H₂O (awan) dan lain-lain. Hasil tersebut diperoleh dalam upaya melihat terjadinya penyimpangan kondisi atmosfer standar dengan cara membuat pemodelan matematis radiasi surya langit jernih.

Gambar 3-1 adalah deret waktu bilangan kebeningan atmosfer di Bandung pada 1993 s-d 2002 yang dirangkum dari hasil penelitian Utomo & Haen (2004). Tidak ada pola khusus yang terlihat kecuali naiknya bilangan kebeningan atmosfer pada saat musim kering, dan kembali menurun saat musim basah. Kebeningan atmosfer pada 1994 memiliki rentang nilai yang lebar (0,443-0,729), sedangkan rentang nilai terkecil terjadi pada 1999 (0,386-0,496). Rentang bilangan kebeningan atmosfer yang lebar dapat disebabkan oleh besarnya perubahan kerapatan

atmosfer dari waktu ke waktu yang disebabkan oleh perubahan konsentrasi senyawa-senyawa penyusun atmosfer secara signifikan. Beberapa senyawa penyusun atmosfer yang sangat berperan dalam melemahkan intensitas radiasi matahari di antaranya adalah debu, aerosol, dan uap air.

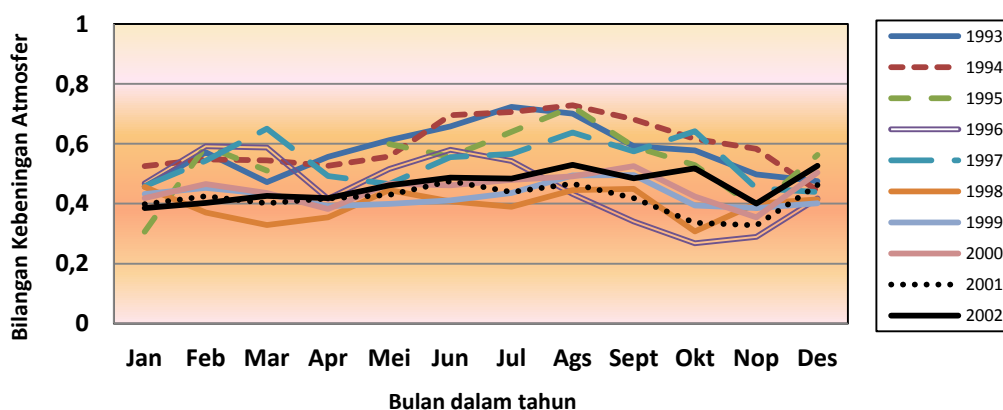
Di dalam melakukan pemodelan radiasi matahari, salah satu parameter penting yang perlu dihitung adalah konstanta Angstrom, yaitu sebuah konstanta dari persamaan regresi linier untuk memperkirakan radiasi global matahari (Angstrom, 1924) melalui indeks kebeningan atmosfer.

$$\frac{H_h}{H_0} = a + b \frac{n}{N} \quad (3-1)$$

Indeks kebeningan atmosfer yang didefinisikan sebagai $K_T = \frac{H_h}{H_0}$, merupakan koefisien transmisi atau transmitansi atmosfer, dan digunakan pada pengukuran variasi radiasi matahari (Liu and Jordan, 1960; Babatunde and Aro, 1990). H_h adalah radiasi global matahari pada permukaan mendatar, sedangkan H_0 adalah radiasi matahari puncak atmosfer dan bergantung pada lintang dan bujur. N adalah rata-rata bulanan dari jumlah lama penyinaran matahari harian, dan n adalah rata-rata bulanan dari kemungkinan lama penyinaran matahari (disebut juga sebagai panjang siang). a dan b merupakan konstanta Angstrom. Lama

penyinaran matahari pada suatu lokasi bergantung pada topografi lokasi dan keadaan meteorologi setempat, misalnya kebeningan atmosfer, ketinggian di atas permukaan laut (*mean sea level*), kandungan uap air di atmosfer, suhu udara, tekanan, kelembapan, arah angin, dan lain-lain (Khalil and Fathy, 2008). Analisis kebeningan atmosfer di Sokoto, North Western, Nigeria, dilakukan dalam kaitannya untuk menghitung energi potensial matahari dalam penerapan sel matahari sebagai energi listrik alternatif. Hasilnya memberikan tingkat kepercayaan sebesar 95% dan 99% (Gana, et.al, 2014).

Dalam kaitannya dengan pelemahan energi matahari yang disebabkan oleh awan, maka pernah dilakukan penelitian kaitan matematis antara indeks perawanan dan bilangan kebeningan atmosfer di beberapa kota di Nigeria. Dalam penelitian tersebut diperoleh kesimpulan bahwa hubungan antara indeks penutupan awan dan bilangan kebeningan atmosfer di beberapa kota di Nigeria adalah lebih dipercaya keakuratannya dibandingkan dengan lama penyinaran matahari (Augustine & Nnabuchi, 2009). Model atmosfer yang diperoleh tersebut dapat diaplikasikan pada lokasi lain yang memiliki karakter klimatologi yang menyerupai dengan keempat kota yang dipilih tersebut.



Gambar 3-1: Variasi tahunan bilangan kebeningan atmosfer 1993-2002 di Bandung. Sumber: Utomo, dkk., (2004)

Karena indeks kebeningan atmosfer sangat dipengaruhi oleh kondisi penutupan awan, maka pemilihan hari dengan tingkat penutupan awan yang kecil perlu dipertimbangkan secara seksama. Selain menahan laju sinar matahari yang menuju permukaan bumi, awan juga meningkatkan radiasi *diffuse* yang bergantung pada nilai keefektifan awan dalam memantulkan kembali radiasi *diffuse* menuju permukaan bumi. Sebuah lubang kecil pada awan dapat secara signifikan meningkatkan insolasi sehingga menaikkan juga bilangan kebeningan atmosfer. Untuk perhitungan yang lebih akurat maka perlu dipertimbangkan juga penggunaan indeks perawanan (Bennet, 1969).

Model indeks kebeningan atmosfer juga pernah digunakan di Thailand untuk memperkirakan radiasi global matahari di lima lokasi pengamatan yang berbeda. Model ini menggunakan hubungan antara indeks kebeningan atmosfer bulanan dan lama penyinaran matahari bulanan yang telah dinormalisasikan, dan digunakan untuk menentukan koefisien regresi yang menggunakan lima persamaan yang berbeda yaitu persamaan linier, kuadratis, linier-logaritmis, logaritmis, dan pangkat n . Hasilnya menunjukkan bahwa persamaan linier dan persamaan pangkat n merupakan bentuk terbaik di lokasi yang berbeda (Waewsak and Chancham, 2010). Data yang digunakan adalah data pengamatan selama 10 tahun yaitu periode tahun 1995-2004.

4 PENUTUP

Pemodelan radiasi matahari menggunakan bilangan kebeningan atmosfer umumnya dikaitkan dengan lama penyinaran matahari ternormalisasi. Model radiasi matahari menggunakan bilangan kejernihan atmosfer telah banyak dibangun oleh para peneliti dunia dan menunjukkan kemampuan yang cukup baik dalam memprediksi budget radiasi matahari. Pusat Sains

dan Teknologi Atmosfer LAPAN saat ini sedang memperluas cakupan pengukuran radiasi global matahari secara *in-situ* dengan menambah lokasi pengamatan yang dapat mewakili daerah lintang utara dan selatan. Perluasan jaringan pengamatan radiasi matahari ini dimaksudkan untuk membangun model radiasi matahari untuk mendukung pengembangan model iklim Indonesia.

Penghitungan bilangan kejernihan atmosfer untuk Kota Bandung 1993-2002 menunjukkan bahwa atmosfer di atas Kota Bandung sudah tergolong ke dalam kriteria langit cukup keruh (0,3-0,7), sehingga LAPAN seharusnya dapat melakukan pemantauan bilangan kebeningan atmosfer ini secara terus-menerus dengan cara membangun model radiasi matahari langit bersih (*clear sky*). Manfaat lain model ini adalah dapat menjadi alat/*tools* dalam mengkaji potensi energi matahari sebagai alternatif penghasil energi listrik skala rumah. Selain itu, model radiasi matahari juga dapat menjadi pelengkap dalam model sirkulasi global iklim dunia, khususnya untuk daerah Indonesia.

UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terima kasih disampaikan kepada Yth. Bpk. Drs. Sri Kaloka Prabotosari atas diskusi ilmiah selama penyusunan makalah ini.

DAFTAR RUJUKAN

- Augustine, C., M.N. Nnabuchi, 2009. *Correlation of Cloudiness Index with Clearness Index for Four Selected Cities in Nigeria*, The Pacific Journal of Science and Technology, Vol 10, Number 2, 568-573.
- Angstrom, A., 1924. *Solar and terrestrial radiation*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol 50, No 210, 121-125.
- Babatunde, E. B., Aro, T.O., 1990. *Characteristics Variation of Total Solar Radiation at Ilorin, Nigeria*, Nig. J. Of Solar Energy. Vol 9. 157-173.

- Bennet, I. I., 1969. *Correlation of Daily Insolation with Daily Total Cloud Cover and Percentage of Possible Sunshine*, Solar Energy, 12 (3). 391-393.
- Chapman, A., 1987. *Ann. Rev. Astro. and Astrophys*, 25, 633.
- Duffe, J.A. and Beckman, W.A., 1994. *Solar Engineering of Thermal Process*, John Wiley, New York, U.S.A 2nd pp 234-367.
- Foster, R., M. Ghassemi, A. Cota, 2010, *Solar Energy, Renewable Energy and the Environment*, CRC Press, USA, pp. 12.
- Frolich, C. And Brusca, R. W., 1981. *Solar Physics*, 74, 209.
- Gana, N. N., Jitendra K. Rai., Musa Momoh, 2014. *Angstrom Constants for Estimating Solar Radiation in Sokoto, North-Western, Nigeria*, International Jurnal of Scientific & Engineering Research, Vol. 5, Issue 1, 1636-1647.
- Hoesin, H., 1983. *Penelitian ketersediaan tenaga matahari di Indonesia*, Laporan Teknis Lembaga Fisika Nasional-LIPI, Bandung.
- Hoesin, H., Isril Haen, 1983. *Proses Radiasi Matahari di Atmosfer dan Peramalan Irradiasi Matahari Normal, Global di Daerah Tropis*, Prosiding Seminar Nasional Penelitian Dirgantara, LAPAN, Bandung.
- Ideriah FJK, Sulaeman SO, 1989. *Sky condition at Ibadan during 1975-1980*, Solar Energy 43(6), 325-330.
- Iqbal, M., 1983. *An Introduction to Solar Radiation*, Academi Press, New York, NY.
- Khalil, S.A., A.M. Fathy, 2008. *An Empirical Method for Estimating Global Solar Radiation Over Egypt*, Acta Polytechnica, vol 48, No 5.
- Kuye, A., Jagtap, S.S., 1992: *Analysis of solar radiation data for Port Harcourt, Nigeria*, Solar Energy, vol. 49(2), pp.139-145.
- Liu, B.Y., R.C. Jordan, 1960. *The Interrelationship And Characteristic Distribution Of Direct, Diffuse, and Total Radiation*, Solar Energy, 4(3): 1-19.
- Okogbue, E.C., Adedokun, J.A., 2002b. *Characterization of sky conditions over Ile-Ife, Nigeria based on 1992-1998 solar radiations observations*, Meteorogische Zeitschrift, Germany, vol 11 no 6, pp.419-423.
- Robinson, N., 1966, *Solar Radiation*, Elsevier Publishing Co, Amsterdam, pp.185-159.
- Utomo, Y.S., Isril H., Haslizen H., 2004. *Pemodelan Matematis untuk Analisis Radiasi Surya di Permukaan Bumi Daerah Khatulistiwa (15°LS - 15°LU)*, Prosiding Seminar Nasional Rekayasa Kimia dan Proses 2005. Jurusan Kimia Fakultas Teknik Universitas Diponegoro Semarang.
- Waewsak, J., C. Chancham, 2010. *The Clearness Index Model for Estimation of Global Solar Radiation in Thailand*, Thammasat Int. J. Sc. Tech., Vol 15, No 2. Pp.54-61.