Volume IV, Desember 2009

BMKG

MEGASAINS

Buletin Meteorologi, Klimatologi, Kualitas Udara dan Geofisika

Diterbitkan Oleh :
Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika
Jl. Raya Bukittinggi - Medan Km. 17, Palupuh, Kab. Agam, Sumatera Barat
http://gawkototabang.wordpress.com/

MEGASAINS

Buletin Meteorologi, Klimatologi, Kualitas Udara dan Geofisika

Volume IV, Desember 2009

Diterbitkan Oleh :
Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika
Jl. Raya Bukittinggi-Medan Km.17, Kab. Agam, Sumatera Barat
Telp. : +62 752 7446089, +62 752 7014157
Fax.: +62 752 7446449
email : inagaw_bktb@asiamail.com
http://gawkototabang.wordpress.com/

PENANGGUNG JAWAB
Drs. Herizal, M.Si.

REDAKTUR
Edison Kurniawan, S.Si, M.Si.
Sugeng Nugroho, S.Si.
Dra. Nurhayati, M.Sc.
Dr. Hamdi Rivai

REDAKTUR PELAKSANA
Carles Siregar, ST.
Agusta Kurniawan, M.Si.
Alberth C. Nahas, S.Si.
Firda Amalia Maslakah, S.Si.
Yosfi Andri

EDITOR
Asep Firman Ilahi

SEKRETARIAT
Irwin. A
Darmadi
Budi Setiawan

Gambar Sampul :
Danau di Atas, Solok
Sumatera Barat

MEGASAINS
Buletin MKKuG GAW Bukit Kototabang

Buletin Megasains ini diterbitkan oleh Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang sebagai media penuangan karya ilmiah yang bersumber dari kegiatan penelitian berbasis ilmu-ilmu meteorologi, klimatologi, kualitas udara dan geofisika (MKKuG).

Dewan redaksi membuka kesempatan bagi para pakar ataupun praktisi untuk dapat mengirimkan karya ilmiah, terutama yang berkaitan dengan ilmu-ilmu MKKuG.

Isi naskah harus asli dan belum pernah dipublikasikan, diketik menggunakan aplikasi MS Word dengan ketentuan panjang naskah antara 5 hingga 15 halaman ukuran A4; batas kiri 4 cm, batas kanan 3.17 cm, batas atas dan bawah 2.54 cm; satu kolom; judul ditulis menggunakan font Arial 12 pts, rata tengah, spasi tunggal, huruf kapital, dan cetak tebal; isi ditulis menggunakan font Arial 10 pts, rata kiri-kanan, dan spasi tunggal; tulisan disertai dengan abstrak 1 alinea, ditulis dengan font Arial 10 pts, cetak miring, spasi tunggal dan disertai minimal 3 kata kunci.

Redaksi berhak untuk mengubah isi naskah sepanjang tidak mengubah substansinya.

Isi naskah adalah sepenuhnya menjadi tanggung jawab penulis. Pemilihan naskah yang laik cetak adalah sepenuhnya hak redaksi

Naskah dikirimkan ke Alamat Redaksi:
PO BOX 11 Bukittinggi 26100
email: inagaw_bktb@asiamail.com;
edison_k@lycos.com

Dari Redaksi

Segala puji dan syukur kita panjatkan ke hadirat Allah SWT, karena berkat rahmat serta hidayah-Nya Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang untuk ketiga kalinya telah berhasil menerbitkan buletin Megasains Volume IV Desember 2009. Buletin ini merupakan representasi dari berbagai kegiatan ilmiah yang didasarkan pada kegiatan observasi dan analisis yang dilakukan selama ini.

Belum hilang dari ingatan kita bersama, gempa dengan kekuatan 7,6 SR telah mengguncang wilayah Sumatera Barat dan sekitarnya pada tanggal 30 September 2009. Persitiwa menyebabkan lebih dari 1000 orang tewas dan ratusan ribu lainnya mengalami luka berat maupun ringan. Selain itu kerugian materi yang tidak dapat terhitung jumlahnya, telah menambah penderitaan penduduk di Kota Padang dan sekitarnya. Kita berharap semoga peristiwa ini dapat menjadi renungan serta pelajaran yang berharga bagi kita di dalam memahami berbagai tanda-tanda dan geliat alam yang terjadi di sekitar kita. Kita juga berdoa semoga bagi seluruh masyarakat yang ditimpa musibah gempa tersebut dapat diberikan kekuatan serta kesabaran di dalam menata kehidupannya kembali.

Pada penerbitan kali ini, buletin Megasains memuat enam buah artikel yang terdiri dari beberapa hasil penelitian dari berbagai disiplin ilmu, yaitu klimatologi, meteorologi, dan fisika/kimia atmosfer, fisika-atmosfer. Seluruh staf redaksi berharap semoga hasil-hasil penelitian ini dapat meningkatkan mutu pelayanan MKKuG di masa depan dan mendorong setiap pegawai untuk melakukan berbagai kajian dan penelitian yang diharapkan dapat meningkatkan pengetahuan dan kinerja di dalam melaksanakan tugas-tugas operasional di lingkungan BMKG.

Dengan kerendahan hati redaksi menyadari bahwa mutu dari beberapa tulisan ini masih jauh dari sempurna. Oleh karena itu saran serta masukkan yang konstruktif dari berbagai pihak dapat dijadikan sebagai acuan untuk peningkatan kualitas penulisan di masa depan. Redaksi tentu sangat berharap semoga Allah SWT akan selalu memberikan kekuatan serta kemudahan bagi kesinambungan penerbitan buletin Megasains ini.

Bukit Kototabang, Desember 2009

Daftar Isi

halaman

Susunan Redaksi ii

Dari Redaksi iii

Daftar Isi iv

Penentuan *Radiative Forcing* dan *Annual Greenhouse Gases Index* (AGGI) dari Karbon Dioksida, Metana, dan Nitrous Oksida Hasil Pengukuran di Bukit Kototabang (*Alberth Christian Nahas dan Budi Setiawan*) 1-11

Satu Dekade Pengukuran Ozon Permukaan di SPAG Bukit Kototabang (*Asep Firman Ilahi dan Firda Amalia Maslakah*) 12-24

Trend Curah Hujan Ekstrim di kota Padang, 1970-2008 (*Sugeng Nugroho, Heron Tarigan, dan Eddy Sasmita*) 25-38

Potensi Energi Matahari Diterima di Permukaan Bumi di Sekitar Ekuator: Hasil Observasi di Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang Tahun 2008 (*Agusta Kurniawan*) 39-46

Efektifitas Anomali SPL di Samudera Indonesia Sebelah Barat Sumatera Terhadap Variabilitas Isotop ^{18}O (*Edison Kurniawan dan Yosfi Andri*) 47-55

Kaitan Indeks Nino 3.4 dengan Kondisi Curah Hujan di Bali (*Taryono dan Budi Setiawan*) 56-66

PENENTUAN *RADIATIVE FORCING* DAN *ANNUAL GREENHOUSE GAS INDEX* (AGGI) DARI KARBON DIOKSIDA, METANA, DAN NITROUS OKSIDA HASIL PENGUKURAN DI BUKIT KOTOTABANG

Alberth Christian Nahas dan Budi Setiawan
Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika

Abstract

Radiative forcing and Annual Greenhouse Gas Index (AGGI) are two parameters that can be used to indicate climate change phenomenon. Instead of using other responsive parameters that may vary over different places, these two parameters are useful tools that are independent upon the meteorological, geographical, and demographic variables. Applying these two parameters can be considered as a simple indication of the climate change.

Determination of radiative forcing and AGGI in Bukit Kototabang, as the place where the mixing ratio of greenhouse gases from the background air were measured, had been done.

Radiative forcing in Bukit Kototabang was determined by using three greenhouse gases monthly mixing ratio, which are carbon dioxide (CO_2), methane (CH_4), and nitrous oxide (N_2O). Determination was carried out by using specific equations that compared the mixing ratio of any given year of greenhouse gas measurement with the mixing ratio of the greenhouse gas on the pre-industrial revolution period. Result showed the radiative forcing of the all greenhouse gases increased, following the increment trend of their mixing ratios. The result are 1.634 ± 0.04 Wm^{-2}; 0.509 ± 0.003 Wm^{-2}; 0.168 ± 0.005 Wm^{-2} for CO_2, CH_4, and N_2O, respectively.

AGGI is another tool that can be used as the climate change indicator by using the radiative forcing measured on 1990 as its baseline. Chosing 1990 as the baseline year was happen to be the year that was taken by Kyoto Protokol as the standard mixing ratio of greenhouse gases observation. AGGI in Bukit Kototabang is 1.22, indicating roughly 22% increment from the baseline.

Keywords : *radiative forcing, annual greenhouse gas index, Bukit Kototabang*

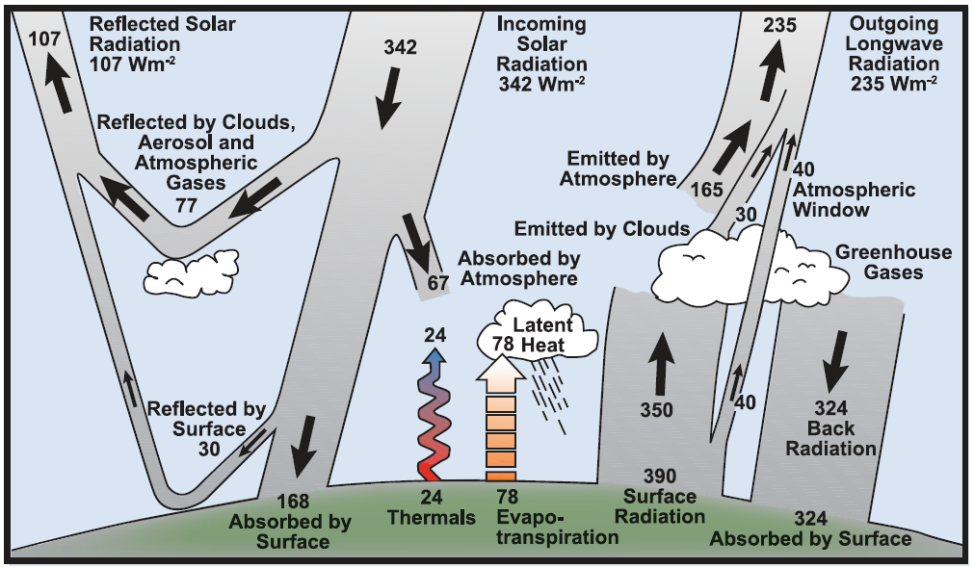
1. PENDAHULUAN

Perubahan iklim merupakan fenomena yang terjadi secara global. Namun demikian, dampak dari perubahan iklim tersebut tidak dirasakan secara seragam atau sama untuk semua tempat. Hal tersebut disebabkan respon tiap-tiap tempat terhadap adanya perubahan iklim berbeda. Untuk dapat menganalisis gejala terjadinya perubahan iklim maka ditentukan suatu parameter yang tidak menitikberatkan pada dampak yang dirasakan akibat adanya perubahan iklim. Salah satu parameter yang dapat digunakan adalah *radiative forcing*.

IPCC (2001) memberikan definisi *radiative forcing* perubahan iklim sebagai perubahan kesetimbangan energi radiasi matahari karena adanya sumber eksternal yang bersifat mendesak terhadap iklim. Perubahan tersebut dapat terjadi melalui perubahan pada radiasi matahari, albedo permukaan bumi, atau perubahan komposisi gas dan aerosol yang ada di atmosfer. Perubahan kesetimbangan yang disebabkan oleh beberapa faktor tersebut dapat menyebabkan terjadinya ketidakseimbangan energi radiasi matahari

yang berujung pada perubahan parameter-parameter iklim sehingga menghasilkan kesetimbangan iklim yang baru. Terciptanya kesetimbangan baru inilah yang disebut dengan perubahan iklim.

Kesetimbangan energi radiasi matahari diperoleh dari selisih nilai radiasi matahari yang masuk ke bumi melalui radiasi gelombang pendek dengan nilai radiasi matahari yang diemisikan oleh bumi dalam bentuk radiasi gelombang panjang. Apabila selisih nilai tersebut bernilai nol, maka kesetimbangan energi radiasi matahari tercapai. Jika selisih nilai tersebut bernilai positif, artinya lebih banyak energi radiasi matahari yang diserap, maka hal ini dinamakan dengan *positive feedback*. Dampak dari *positive feedback* adalah naiknya temperatur rata-rata permukaan bumi yang mengarah terhadap terjadinya pemanasan secara global (*global warming*). Sebaliknya, jika lebih banyak radiasi matahari yang diemisikan oleh permukaan bumi, maka hal ini disebut dengan *negative feedback* yang berdampak pada turunnya temperatur rata-rata permukaan bumi (*global dimming*).



Gambar 1. Estimasi kesetimbangan energi radiasi matahari rata-rata per tahun dalam Wm^{-2} (Kiehl and Trenberth, 1997; IPCC, 2007)

Gambar di atas memperlihatkan energi matahari yang masuk dan keluar. Dari gambar tersebut terlihat bahwa jumlah energi yang masuk sama dengaan jumlah energi yang keluar berada dalam kesetimbangan, yaitu sebesar 342 Wm^{-2}. Beberapa faktor yang memiliki peranan dalam menentukan kesetimbangan energi, yang disebut dengan *radiative forcing*, yaitu tingkat refleksifitas dari permukaan bumi (dikenal dengan albedo permukaan bumi), kemampuan atmosfer menyerap dan mengemisikan energi radiasi, keberadaan awan, dan komposisi gas rumah kaca memiliki kontribusi terhadap besarnya energi yang diserap maupun diemisikan. Gas rumah kaca memberikan kontribusi yang sangat besar karena dari total 390 Wm^{-2} energi radiasi yang diemisikan oleh permukaan bumi, 324 Wm^{-2} diantaranya akan dikembalikan ke permukaan bumi dan diserap oleh permukaan bumi. Oleh karena besarnya energi radiasi berkorelasi langsung dengan panas, maka semakin banyak energi radiasi yang diserap oleh permukaan bumi dan atmosfer, akan menyebabkan terjadinya peningkatan temperatur di permukaan bumi dan atmosfer. Demikian pula sebaliknya, jika energi radiasi yang diserap oleh permukaan bumi dan atmosfer berkurang, maka permukaan bumi dan atmosfer cenderung menjadi lebih dingin.

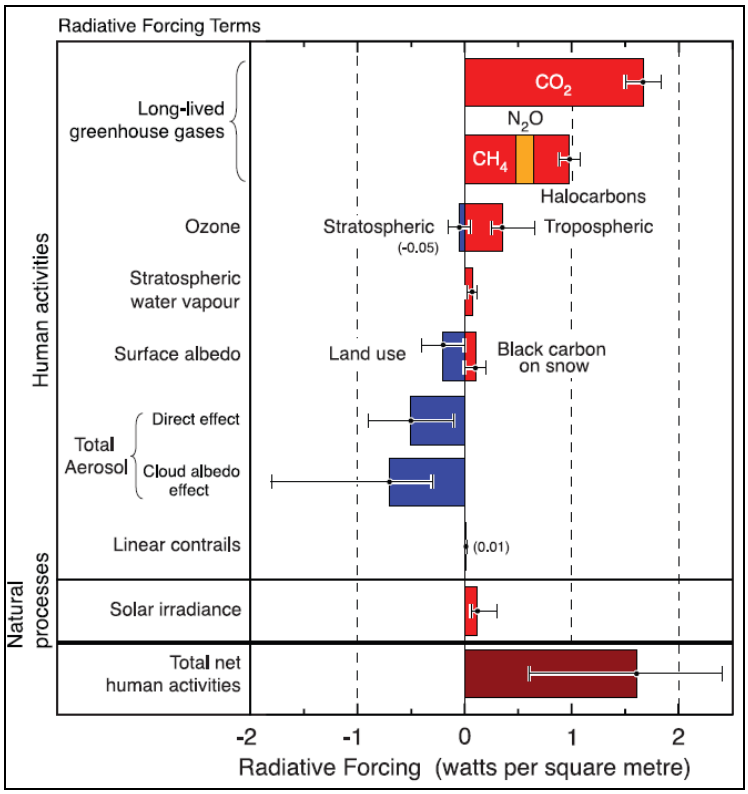
Selain sebagai kontributor terbesar pada sistem kesetimbangan energi, peranan gas juga ditentukan oleh karakteristiknya sendiri. Kemampuannya dalam menyerap dan mengemisikan radiasi yang berada dalam daerah sinar infra merah atau radiasi

gelombang panjang merupakan sifat utama dari gas ini yang berpengaruh besar dalam sifatnya sebagai *radiative forcing*. Selain itu, karakteristik lainnya yang sangat berpengaruh adalah waktu tinggalnya yang sangat lama di atmosfer. Lamanya waktu tinggal gas-gas ini menyebabkan peranannya sebagai *radiative forcing* selalu terjaga.

Tabel 1. Waktu tinggal beberapa gas rumah kaca di atmosfer

Gas	Waktu tinggal (tahun)
Karbon dioksida (CO_2)	~ 100
Metana (CH_4)	10
Nitrous oksida (N_2O)	120
Diklorodifluorometana (CFC-12)	102
Diklorotrifluoroetana (HCFC-123)	1.4
Sulfur heksafluorida (SF_6)	3200

Sumber: Jacob (1999)



Gambar 2. Komponen *radiative forcing* yang mempengaruhi iklim di bumi (IPCC, 2007)

Besarnya nilai *radiative forcing* dari beberapa komponen disajikan dalam Gambar 2. Pada gambar tersebut terlihat bahwa *radiative forcing* dibagi ke dalam dua kategori, yaitu *radiative forcing* yang disebabkan oleh aktivitas manusia (antropogenik) dan *radiative forcing* yang disebabkan oleh peristiwa alam. Selain itu, dari gambar di atas juga terlihat ada komponen yang memiliki *positive feedback, negative feedback,* maupun keduanya. Ozon yang terdapat di lapisan troposfer dan stratosfer memberikan respon yang berbeda dimana secara keseluruhan, ozon cenderung memberikan respon positif terhadap nilai *radiative forcing*. Sementara itu aerosol dapat memberikan *positive feedback* maupun *negative feedback*, tergantung dari karakteristiknya. Hal ini dikarenakan sifat aerosol yang dapat menyerap maupun menghamburkan energi radiasi. Namun secara umum, aerosol memberikan *negative feedback* terhadap *radiative forcing*. Gambar di atas juga mengindikasikan bahwa keberadaan gas rumah kaca di atmosfer merupakan komponen utama yang berpengaruh terhadap nilai *radiative forcing*.

Seperti halnya *radiative forcing*, AGGI juga dapat digunakan sebagai suatu parameter untuk perubahan iklim. Pembuatan indeks dengan dasar *radiative forcing* pada tahun 1990 yang dijadikan sebagai tahun *baseline* dalam perumusan Protokol Kyoto memudahkan untuk dilakukan pengamatan terhadap adanya peningkatan gas rumah kaca atau komponen *radiative forcing* lainnya. Selain itu, AGGI juga dapat dijadikan sebagai jembatan penghubung antara ilmu sains dengan disiplin ilmu lainnya (Hoffman *et al.*, 2006).

Pengukuran konsentrasi gas rumah kaca di Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang telah berlangsung sejak tahun 2004. Meskipun series data yang diperoleh masih dalam rentang waktu kurang dari 6 tahun, namun tren atau kecenderungan dari hasil pengamatan konsentrasi gas rumah kaca tersebut telah dapat teramati. Tujuan dari tulisan ini adalah untuk menentukan besarnya nilai *radiative forcing* dari gas rumah kaca yang diukur di Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang. Adapun gas rumah kaca yang akan dihitung nilai *radiative forcing*-nya antara lain karbon dioksida (CO_2), metana (CH_4), dan nitrous oksida (N_2O). Diperolehnya nilai *radiative forcing* dan AGGI akan melengkapi profil pengukuran konsentrasi gas rumah kaca di SPAG Bukit Kototabang.

2. METODOLOGI

2.1 Data

Data konsentrasi gas rumah kaca diperoleh dari hasil analisis dalam periode Januari 2004 sampai dengan Juni 2009 menggunakan *flask sampling* yang telah dijelaskan dalam Nahas, *et al*. (2008). Data yang digunakan merupakan data hasil rata-rata bulanan. Data konsentrasi rata-rata bulanan CO_2 global diperoleh dari website NOAA (ftp://ftp.cmdl.noaa.gov).

2.2 Pengolahan Data

Besarnya *radiative forcing* ditentukan dengan menggunakan persamaan yang diperoleh dari IPCC (2001) yang persamaannya dituliskan sebagai berikut:

Tabel 2. Persamaan untuk menentukan *radiative forcing* berdasarkan konsentrasi gas rumah kaca sebelum masa revolusi industri

Jenis Gas	Persamaan *Radiative Forcing*	Konstanta
CO_2	$\Delta F = \alpha \ln\left(\frac{C}{C_0}\right)$	$\alpha = 5.35$
CH_4	$\Delta F = \alpha\left(\sqrt{M} - \sqrt{M_0}\right) - (f(M,N_0) - f(M_0,N_0))$	$\alpha = 0.036$
N_2O	$\Delta F = \alpha\left(\sqrt{N} - \sqrt{N_0}\right) - (f(M_0,N) - f(M_0,N_0))$	$\alpha = 0.12$

Keterangan: $f(M,N) = 0.47 \ln [1 + 2.01\times10^{-5} (MN)^{0.75} + 5.31\times10^{-15} M(MN)^{1.52}]$

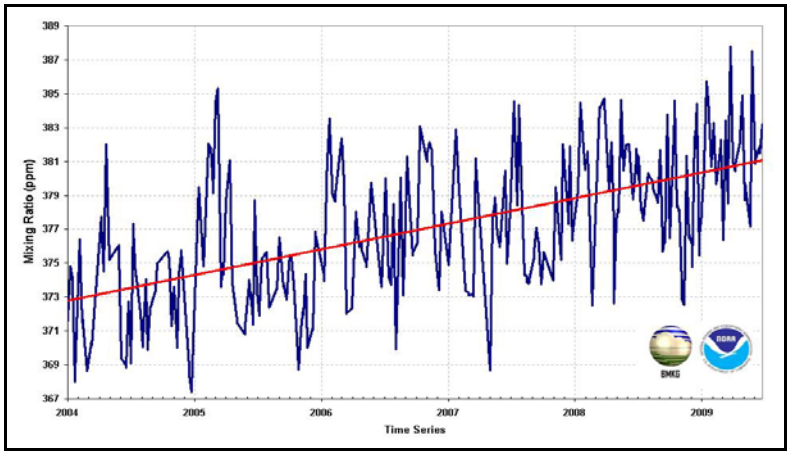
C = konsentrasi CO_2 (ppm)
M = konsentrasi CH_4 (ppb)
N = konsentrasi N_2O (ppb)
Angka 0 menunjukkan konsentrasi pada tahun 1750 (pra-revolusi industri)

Sumber: IPCC (2001)

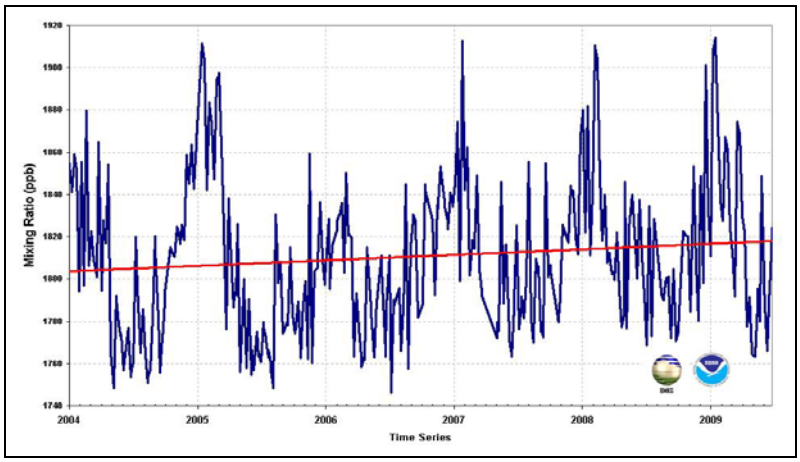
Besarnya nilai konsentrasi CO_2, CH_4, dan N_2O berdasarkan IPCC (2001) berturut-turut sebesar 278 ppm, 700 ppb, dan 270 ppb.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

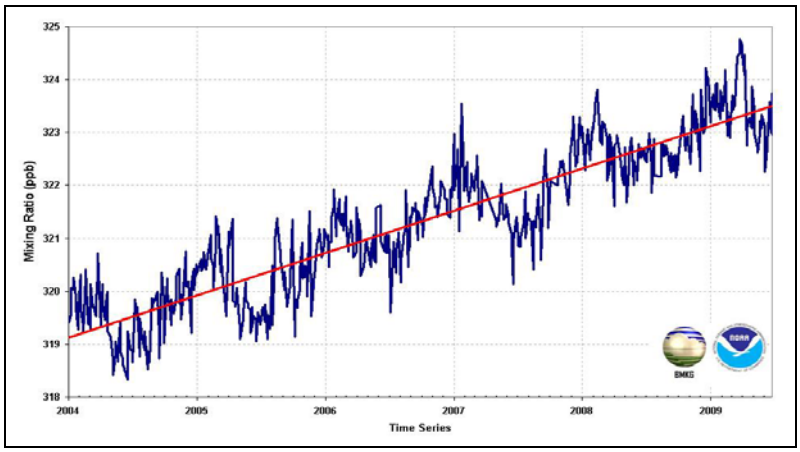
Besarnya nilai *radiative forcing* menyatakan besarnya selisih energi radiasi matahari yang masuk dan keluar. Meningkatnya konsentrasi gas rumah kaca menyebabkan makin banyak energi radiasi, terutama energi radiasi gelombang panjang yang tertahan di permukaan bumi. Konsentrasi gas rumah kaca yang terukur di Bukit Kototabang memperlihatkan kecenderungan terjadinya peningkatan.



Gambar 3. Konsentrasi CO_2 yang terukur di Bukit Kototabang, Januari 2004 – Juni 2009



Gambar 4. Konsentrasi CH_4 yang terukur di Bukit Kototabang, Januari 2004 – Juni 2009



Gambar 5. Konsentrasi N_2O yang terukur di Bukit Kototabang, Januari 2004 – Juni 2009

Garis berwarna merah memperlihatkan tren peningkatan konsentrasi CO_2, CH_4, dan N_2O yang terukur di Bukit Kototabang dalam periode 66 bulan. Dari ketiga gambar

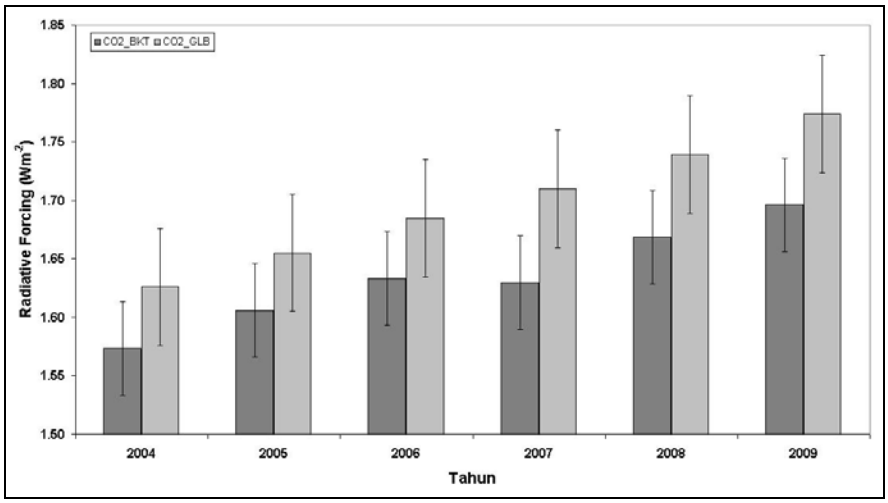
tersebut terlihat konsentrasi N_2O memperlihatkan peningkatan yang paling tinggi diantara gas lainnya.

Rerata konsentrasi CO_2, CH_4, dan N_2O yang terukur di Bukit Kototabang sampai dengan pertengahan tahun 2009 berturut-turut sebesar 381.7 ppm, 1824.5 ppb, dan 323 ppb. Dibandingkan dengan konsentrasi ketiga gas tersebut di masa pra-revolusi industri, terjadi peningkatan konsentrasi untuk CO_2 sebesar 37.3%, 160.6% untuk CH_4, dan 19.6% untuk N_2O. Hal ini berbeda dengan tren kenaikan konsentrasi gas rumah kaca seperti yang diperlihatkan pada gambar-gambar sebelumnya. CH_4 yang memperlihatkan peningkatan konsentrasi yang sangat signifikan dibandingkan dengan konsentrasi pada masa pra-revolusi industri sempat memasuki keadaaan dimana konsentrasinya berada dalam keadaan stabil pada akhir 1990-an sampai dengan awal tahun 2000-an (Dlugokencky *et al.*, 2003). Hal tersebut juga sempat terpantau dalam pengamatan gas tersebut di Bukit Kototabang dimana CH_4 memperlihatkan tren konsentrasi yang stabil (Nahas *et al*., 2008) meskipun tren tersebut tampaknya mulai berangsur berubah ke arah positif ketika memasuki tahun 2007.

Persamaan untuk menentukan besarnya *radiative forcing* untuk masing-masing gas rumah kaca mengindikasikan hubungan yang linier antara terjadinya kenaikan konsentrasi gas rumah kaca dengan peningkatan energi radiasi matahari yang tertahan di permukaan bumi (*radiative forcing* bernilai positif). Hal tersebut sejalan dengan kenyataan bahwa keberadaan gas rumah kaca di atmosfer akan meningkatkan kemampuan atmosfer menahan radiasi gelombang panjang sehingga semakin banyak energi radiasi yang tertahan di atmosfer bumi daripada energi radiasi yang diemisikan ke luar angkasa.

Karbon dioksida

Peningkatan konsentrasi CO_2 yang terukur di udara Bukit Kototabang menyebabkan terjadinya peningkatan nilai *radiative forcing*. Rerata nilai *radiative forcing* CO_2 selama 66 bulan pengukuran sebesar 1.634 ± 0.04 Wm^{-2}. Sedangkan besarnya rata-rata laju peningkatan (*growth rate*) *radiative forcing* CO_2 adalah 1.52% per tahun. *Radiative forcing* CO_2 disajikan dalam Gambar 6.



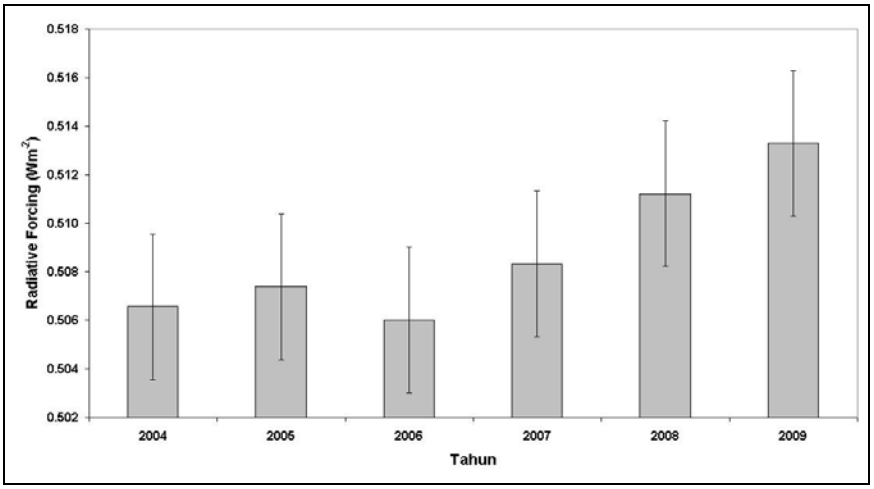
Gambar 6. *Radiative forcing* CO_2 yang dihitung dari hasil pengukuran konsentrasi CO_2 di Bukit Kototabang dan konsentrasi CO_2 rerata global

Gambar 6 memperlihatkan kecenderungan meningkatnya nilai *radiative forcing* dari CO_2 dari tahun 2004 sampai dengan pertengahan tahun 2009. Pengecualian terjadi pada tahun 2007 dimana terjadi penurunan *radiative forcing* yang disebabkan oleh penurunan konsentrasi CO_2. Gambar tersebut juga memperlihatkan perbandingan nilai *radiative forcing* CO_2 hasil pengukuran di Bukit Kototabang dengan nilai rerata globalnya. Seperti

halnya dengan konsentrasi, besarnya *radiative forcing* CO_2 di Bukit Kototabang masih berada rerata globalnya.

Metana

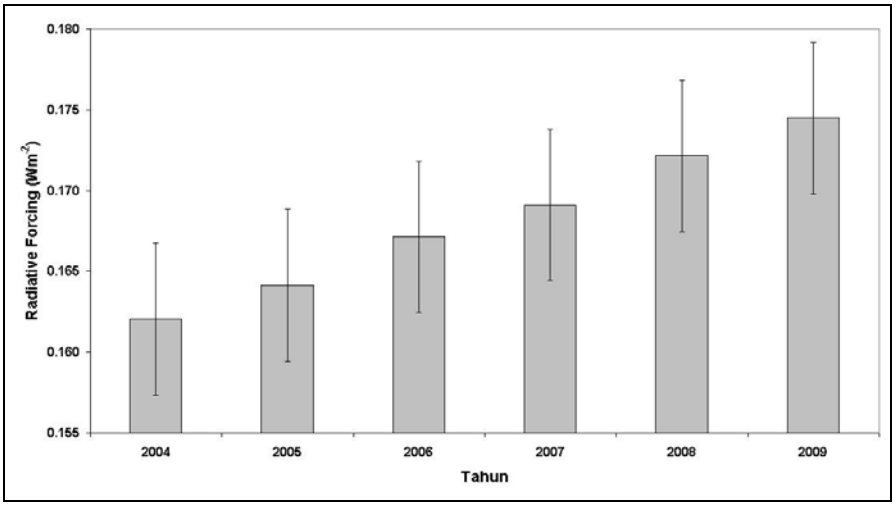
Perubahan tren konsentrasi CH_4 dari yang semula stabil menjadi ke arah positif terlihat dari nilai *radiative forcing* yang diperlihatkan oleh Gambar 7. Pada 3 tahun pertama pengukuran terlihat konsentrasi CH_4 berfluktuasi. Namun sejak tahun 2007, *radiative forcing* CH_4 terus mengalami kenaikan. Besarnya *radiative forcing* CH_4 secara rata-rata dari 5 ½ tahun pengukuran adalah sebesar 0.509 ± 0.003 Wm^{-2}. Laju peningkatan *radiative forcing* CH_4 setiap tahunnya sebesar 0.26%.



Gambar 7. *Radiative forcing* CH_4 yang dihitung dari hasil pengukuran di Bukit Kototabang

Nitrous oksida

Tidak seperti dua gas lainnya, nilai *radiative forcing* N_2O terus memperlihatkan tren kenaikan pada setiap tahunnya. Hasil perhitungan menunjukan *radiative forcing* N_2O sebesar 0.168 ± 0.005 Wm^{-2} dengan laju peningkatan sebesar 1.49% per tahun.



Gambar 8. *Radiative forcing* N_2O yang dihitung dari hasil pengukuran di Bukit Kototabang

Annual Greenhouse Gas Index

Nilai *radiative forcing* dari masing-masing gas rumah kaca dapat dikonversi menjadi suatu indeks yang disebut dengan *Annual Greenhouse Gas Index* (AGGI). AGGI merupakan suatu nilai yang diperoleh dari perbandingan antara total *radiative forcing* pada tahun tertentu dengan total *radiative forcing* yang didapat dari hasil pengukuran pada tahun 1990. Dipilihnya tahun 1990 karena tahun ini digunakan oleh *baseline* dalam Protokol Kyoto (Hoffman *et al.*, 2006). Nilai AGGI yang diperoleh dari hasil perhitungan *global radiative forcing* disajikan dalam Tabel 3 berikut.

Tabel 3. AGGI berdasarkan *global radiative forcing* yang dihitung dalam rentang periode 1979 – 2008

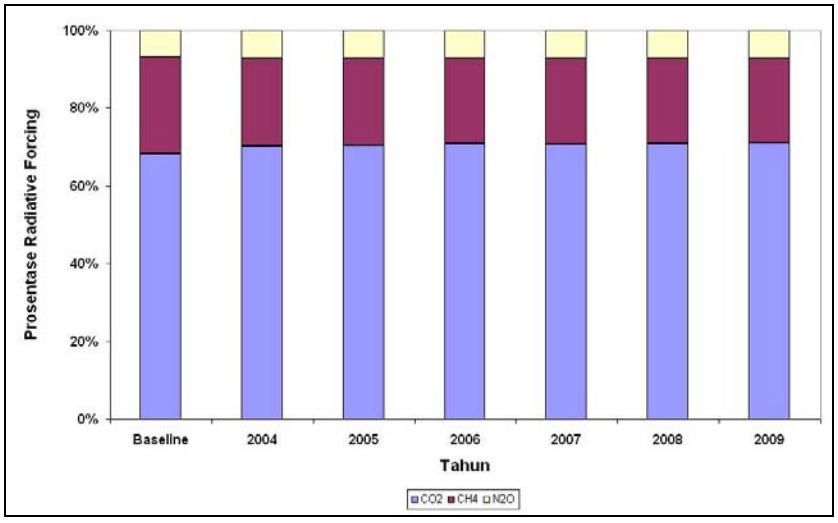
Tahun	Global Radiative Forcing (Wm^{-2})							AGGI
	CO_2	CH_4	N_2O	CFC12	CFC11	15-minor	Total	1990 = 1
1979	1.026	0.419	0.099	0.090	0.039	0.031	1.704	0.785
1980	1.056	0.426	0.100	0.094	0.041	0.033	1.750	0.806
1981	1.075	0.433	0.104	0.100	0.043	0.035	1.790	0.825
1982	1.086	0.440	0.107	0.106	0.045	0.038	1.822	0.840
1983	1.112	0.443	0.109	0.111	0.047	0.040	1.862	0.858
1984	1.137	0.446	0.111	0.115	0.050	0.043	1.902	0.876
1985	1.160	0.451	0.112	0.121	0.053	0.046	1.943	0.895
1986	1.182	0.456	0.116	0.128	0.055	0.049	1.986	0.915
1987	1.208	0.460	0.116	0.134	0.058	0.052	2.028	0.935
1988	1.247	0.464	0.120	0.140	0.061	0.056	2.088	0.962
1989	1.271	0.469	0.123	0.146	0.063	0.060	2.132	0.982
1990	*1.290*	*0.472*	*0.127*	*0.152*	*0.065*	*0.064*	*2.170*	*1*
1991	1.311	0.476	0.130	0.156	0.066	0.067	2.206	1.017
1992	1.321	0.480	0.131	0.159	0.067	0.072	2.230	1.028
1993	1.332	0.481	0.133	0.162	0.067	0.073	2.248	1.036
1994	1.353	0.483	0.135	0.164	0.067	0.075	2.277	1.049
1995	1.381	0.485	0.137	0.166	0.067	0.076	2.312	1.065
1996	1.407	0.486	0.140	0.168	0.067	0.078	2.346	1.081
1997	1.423	0.487	0.142	0.169	0.067	0.079	2.367	1.091
1998	1.463	0.492	0.145	0.170	0.066	0.080	2.416	1.113
1999	1.494	0.494	0.149	0.170	0.066	0.082	2.455	1.131
2000	1.512	0.494	0.151	0.171	0.066	0.083	2.477	1.141
2001	1.534	0.494	0.154	0.171	0.065	0.085	2.503	1.153
2002	1.564	0.494	0.156	0.171	0.065	0.087	2.537	1.169
2003	1.600	0.496	0.159	0.171	0.064	0.089	2.579	1.188
2004	1.626	0.496	0.161	0.171	0.064	0.090	2.608	1.202
2005	1.655	0.495	0.163	0.171	0.063	0.092	2.639	1.216
2006	1.685	0.495	0.166	0.170	0.062	0.095	2.673	1.232
2007	1.710	0.497	0.168	0.170	0.062	0.098	2.705	1.247
2008	1.739	0.500	0.171	0.169	0.061	0.100	2.740	1.263

Sumber: Hoffman *et al.* (2006) dan NOAA (2009)

Tabel di atas melibatkan lebih banyak komponen gas rumah kaca dalam perhitungannya. Akan tetapi, tabel di atas juga dapat digunakan sebagai dasar atau *baseline* untuk menentukan besarnya AGGI untuk komponen gas rumah kaca yang diukur di Bukit Kototabang. Dengan mengabaikan *radiative forcing* dari 15 komponen gas minor dan juga *radiative forcing* untuk CFC12 dan CFC11 yang nilainya konstan dan cenderung turun sejak tahun 2000. Nilai *global radiative forcing* untuk CO_2, CH_4, dan N_2O pada tahun 1990 berturut-turut sebesar 1.29, 0.472, dan 0.127.

Tabel 4. *Radiative forcing* CO_2, CH_4, dan N_2O periode 2004 – 2009 (data 2009 sampai dengan bulan Juni)

Tahun	Radiative Forcing (Wm^{-2})			Total
	CO_2	CH_4	N_2O	
baseline	*1.290*	*0.472*	*0.127*	*1.889*
2004	1.573	0.507	0.162	2.242
2005	1.606	0.507	0.164	2.277
2006	1.633	0.506	0.167	2.306
2007	1.630	0.508	0.169	2.307
2008	1.669	0.511	0.172	2.352
2009	1.696	0.513	0.174	2.383



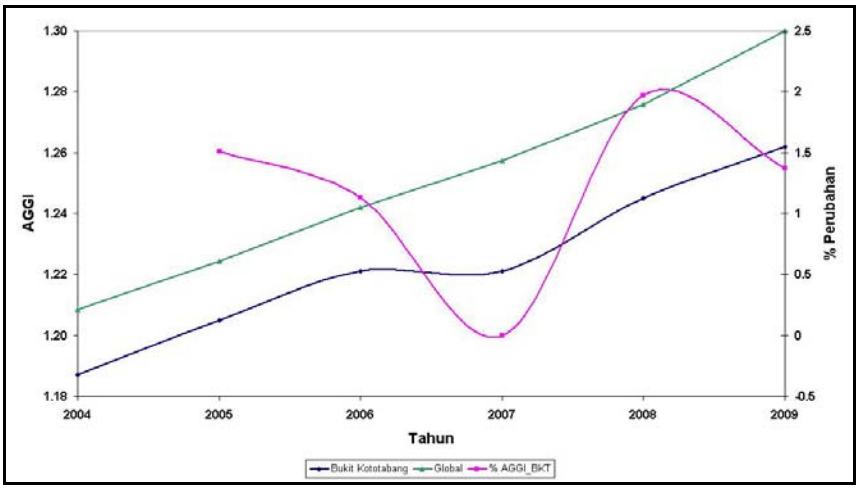
Gambar 9. Prosentase komponen *radiactive forcing* Bukit Kototabang

Jika dibandingkan dengan nilai *baseline*-nya, terdapat sedikit sekali perubahan terhadap prosentase komponen total *radiative forcing* Bukit Kototabang. Perbedaan yang terlihat adalah meningkatnya *radiative forcing* CO_2 yang dibarengi dengan turunnya *radiative forcing* CH_4. AGGI Bukit Kototabang diperoleh Untuk dengan membagi nilai total *radiative forcing* setiap tahunnya dengan *total radiative forcing* baseline. Hasilnya disajikan dalam Tabel 5 berikut.

Tabel 5. *Annual Greenhouse Gas Index* Bukit Kototabang

Tahun	AGGI	% perubahan
2004	1.187	
2005	1.205	+ 1.51
2006	1.221	+ 1.13
2007	1.221	0
2008	1.245	+ 1.97
2009	1.262	+ 1.37

Gambar 10 memperlihatkan adanya kecenderungan meningkatnya nilai AGGI meskipun pada tahun 2007 kurva AGGI menjadi datar karena tidak adanya perubahan total *radiative forcing* dari komponen yang digunakan dalam perhitungan. Pada tahun tersebut, perubahan *radiative forcing* CO_2 dan CH_4 mempunyai efek yang saling meniadakan.



Gambar 10. Tren AGGI Bukit Kototabang dan Global, serta % Perubahan AGGI Bukit Kototabang untuk periode 2004 – 2009 (data 2009 sampai dengan bulan Juni).
AGGI Global tahun 2009 diperoleh dari ekstrapolasi

AGGI Bukit Kototabang mengindikasikan adanya peningkatan konsentrasi gas rumah kaca sebesar ± 20% dibandingkan dengan konsentrasinya pada tahun 1990.

4. KESIMPULAN

Penentuan *radiative forcing* tiga gas rumah kaca yang diukur di Bukit Kototabang memperlihatkan tren peningkatan seperti halnya dengan meningkatnya konsentrasi dari masing-masing gas rumah kaca tersebut. Besarnya rerata *radiative forcing* gas rumah kaca Bukit Kototabang berturut-turut sebagai berikut: CO_2 = 1.634 ± 0.04 Wm^{-2}; CH_4 = 0.509 ± 0.003 Wm^{-2}; N_2O = 0.168 ± 0.005 Wm^{-2}.
AGGI Bukit Kototabang juga memperlihatkan tren peningkatan meskipun pada tahun 2007 dijumpai adanya kondisi dimana nilainya tidak mengalami perubahan. Besarnya AGGI Bukit Kototabang hasil pengukuran selama 5 ½ tahun adalah 1.22 atau lebih besar 22% daripada nilai *baseline*-nya.

5. DAFTAR ACUAN

Dlugokencky, E.J., S. Houweling, L. Bruhwiler, K.A. Masarie, P.M. Lang, J.B. Miller, and P. Tans. 2003. Atmospheric Methane Levels Off: Temporary Pause or a New Steady-State?. *Geophysical Research Letters 30 (19): 1-4*.

Hofmann, D.J., J.H. Butler, E.J. Dlugokencky, J.W. Elkins, K. Masarie, S.A. Montzka, and P. Tans. 2006. The Role of Carbon Dioxide in Climate Forcing From 1979 to 2004: Introduction of the Annual Greenhouse Gas Index. *Tellus 58B: 614-619*.

IPCC. 2001. *Third Assessment Report Working Group I: Scientific Basis Chapter 6: Radiative Forcing of Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

IPCC. 2007. *Fourth Assessment Report Working Group I: Scientific Basis Chapter 2: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Jacob, D.J. 1999. *Introduction to Atmospheric Chemistry*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.

Kiehl, J.T. and K.E. Trenberth. 1997. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of American Meteorological Society 78 (2): 197-208*.

Nahas, A.C., B. Setiawan, Herizal, E.J. Dlugokencky, T. Conway. 2008. Analisis Konsentrasi Metana Atmosferik di Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang. *Buletin Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Vol. 4 No. 3.*

NOAA. 2009. *Annual Greenhouse Gas Index*. http://esrl.noaa.gov/gmd/aggi/

SATU DEKADE PENGUKURAN OZON PERMUKAAN DI SPAG BUKIT KOTOTABANG

Asep Firman Ilahi dan Firda Amalia Maslakah
Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika

Abstract

Surface ozone monitoring at Global Atmosphere Watch Bukit Kototabang Station has been conducted since September 1996 by using TEI 49 Ozone Analyzer and TEI 49PS Ozone Calibrator. Since September 2006, surface ozone monitoring instrument is added with TEI 49C. In the range of the last 10 years, surface concentration is characterized by: 13.7 ppb of Mean; 12.3 ppb of Median; 2.3 ppb of Minimum Value; 67.3 ppb of Maximum Value; 6.4 of Standard Deviation; and 65 of Range.

Keywords: *surface ozone, ozone analyzer, Bukit Kototabang*

1. PENDAHULUAN

Ozon permukaan jumlahnya hanya ± 8 % dari keseluruhan konsentrasi ozon yang ada di atmosfer yaitu sekitar 10 - 30 ppb artinya setiap satu miliar molekul udara terdapat 10 - 30 molekul ozon. Jika konsentrasinya bertambah lebih dari 100 ppb, maka ozon akan sangat berbahaya terutama bagi manusia. Pada pemukiman padat penduduk, tingginya emisi NOx dan Hidrokarbon, akan mempercepat produksi ozon yang akan menimbulkan masalah polusi (Jacob, D.J., 1999).

Penelitian Bart Ostro et. al. di 95 kota besar di Amerika Serikat dari tahun 1987 hingga 2000 menemukan bahwa kenaikan 10 ppb pada minggu sebelumya berkaitan dengan 0,52% (0,27 – 0,77% pada interval kepercayaan 95%) kenaikan angka kematian harian. Hubungan antara ozon dan kematian ini tidak terbaurkan oleh suhu atau derajat kontrol musiman dan kecenderungan waktu yang lama. Resiko untuk umur >75 tahun atau orang yang mengidap Kardiovaskular dan saluran pernafasan lebih tinggi daripada total kematian untuk semua grup umur. Paparan ozon berkaitan erat dengan penurunan kekebalan dan respon terhadap benda yang bersifat oksidatif serta kemampuannya untuk mendorong produksi spesies oksigen radikal. (Surcel, D., et. al. 2004).

Diane R. Gold yang meneliti efek polutan PM10 dan ozon permukaan terhadap fungsi sistem pernafasan pada anak-anak di Barat Daya Mexico menjelaskan bahwa partikulat dan ozon keduanya memainkan peran pada penurunan fungsi paru-paru dan menaikkan symptom sistem pernafasan pada anak-anak.

Program World Meteorological Organization – Global Atmosphere Watch (WMO-GAW) merupakan bagian integral dari Global Climate Observing System (GCOS) yang diluncurkan oleh WMO, UNESCO/IOC, UNEP dan ICSU. Program GAW bergantung pada pengamatan perubahan komposisi kimiawi dan hubungannya dengan karakterisitik fisik atmosfer. GAW merupakan suatu jaringan kerjasama dari beberapa stasiun observasi, fasilitas terkait dan infrastruktur yang meliputi pengukuran serta aktifitas pengkajian ilmiah (GAW Report No. 97).

Data yang dihasilkan oleh stasiun monitoring GAW harus mempunyai kualitas tinggi dan terjamin agar bermanfaat bagi pengkajian perubahan komposisi atmosfer dan perubahan iklim global / regional, *longrange atmospheric transport* dan deposisi substansi yang berpotensi membahayakan di atas permukaan darat, sumber daya air dan ekosistem laut, serta gangguan pada siklus elemen kimiawi atmosfer global (Klausen, et.al. 2003).

1.1. Radiative Forcing

Dalam laporan IPCC tahun 2001 telah disepakati bahwa ozon permukaan termasuk ke dalam salah satu gas rumah kaca (Greenhouse gases) karena gas tersebut mempunyai nilai *Radiative Forcing* positif atau menyumbangkan kenaikan suhu pada permukaan. Pada permukaan (Stratosfer) ozon dihasilkan dari reaksi fotokimia NOx dan VOC (Volatile Organic Compunds). Di daerah latar (background) konsentrasi ozon permukaan umumnya bervariasi antara 0 – 70 ppb. Dari pengukuran yang ada konsentrasi O_3 permukaan di kawasan hutan yang belum terganggu di Amerika selatan berkisar antara 10 – 20 ppb (Gilge, 2001).

Istilah "*Radiative Forcing*" telah digunakan dalam penilaian IPCC dengan arti teknis spesifik untuk menunjukkan sebuah gangguan eksternal tertentu pada bujet energi radiatif dalam sistem iklim bumi yang membawa perubahan parameter iklim. *Radiative Forcing* adalah sebuah ukuran pengaruh dari "faktor" yang mengubah keseimbangan energi masuk dan energi keluar dalam sistem atmosfer bumi dan sebuah indeks penting dari "faktor" sebagai mekanisme perubahan iklim potensial. Pada laporan IPCC ini, nilai radiatif forcing adalah perubahan relatif terhadap kondisi era pra-industri yang ditetapkan pada 1750 dan ditetapkan dalam watts per square metre (W/m2).

Dalam istilah sederhana, *Radiative Forcing* adalah "laju perubahan energi per unit area pada suatu wilayah sebagai mana terukur pada puncak atmosfer". Dalam konteks perubahan iklim, istilah "forcing" dibatasi pada perubahan dalam keseimbangan radiasi sistem permukaan troposfer yang terganggu oleh faktor eksternal, dengan tanpa perubahan [ada dinamika stratosfer, maka tidak ada permukaan dan timbal balik troposfer dalam operasionalnya (seperti tidak terjadi efek sekunder karena perubahan gerak troposfer atau thermodinamika statisnya). *Radiative Forcing* secara lepas didefinisikan sebagai perubahan dalam jumlah irradiasi bersih pada batas atmosfer antara troposfer dan stratosfer (tropopause). Irradiasi bersih (*nett irradiation*) adalah perbedaan antara energi radiasi masuk dan energi radiasi yang keluar dalam sistem iklim dan disajikan dalam Watt per meter persegi (W/m^2). Perubahan ini dihitung berdasarkan nilai yang "tak terganggu", ditetapkan oleh *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) sebagai perbedaan terukur relatif terhadap periode tertentu. Untuk *Radiative Forcings* pada era industri, biasanya diambil tahun 1750 sebagai titik awal. Nilai *forcing* positif (energi masuk lebih) cenderung menghangatkan sistem, sementara nilai *forcing* negatif (energi keluar lebih) cenderung mendinginkan sistem. Kemungkinan sumber *Radiative Forcing* adalah perubahan dalam *insolation (incident solar radiation)*, atau efek variasi pada jumlah gas aktif secara radiatif dan keberadaan aerosol (http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative_forcing).

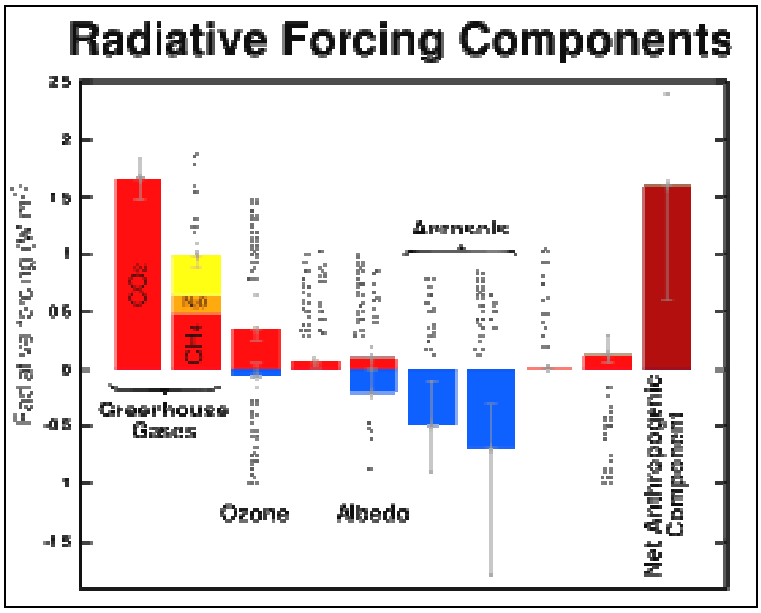
Radiative Forcing dapat digunakan untuk menaksir sebuah perubahan berikutnya dalam kesetimbangan suhu permukaan (ΔT_s) yang timbul. *Radiative Forcing* didapat dengan persamaan sebagai berikut :

$$\Delta T_s = \lambda \Delta F \quad \text{.....(2)}$$

Dimana λ adalah sensitifitas iklim, biasanya dalam unit $K/(W/m^2)$, dan ΔF adalah besaran *Radiative Forcing*. Biasanya nilai λ adalah $0.8°K/(W/m^2)$, yang memberi pemanasan 3°K untuk penggandaan CO_2. *Radiative forcing* lebih disebabkan oleh perubahan ∆m pada suatu massa gas rumah kaca X di atmosfer yang dihasilkan dari ketidak seimbangan flux bujet sistem radiasi bumi. Anggap model radiatif saat ini baik yang menggunakan data observasi maupun perkiraan dari semua variabel yang mempengaruhi bajet radiatif termasuk gas rumah kaca, awan, dan aerosol. *Radiative Forcing* dalam model penelitian biasanya dihitung dalam basis gangguan radiatif pada lapisan troposfer lebih pada lapisan puncak atmosfer.

Radiative Forcing relatif mudah dalam perhitungan kuantitasnya. Dengan menghitung *Radiative Forcing* yang berhubungan dengan perubahan dalam emisi spesies gas rumah kaca, kita dapat menaksir dan membandingkan efek iklim potensial dari gas-gas rumah kaca yang lain dan membuat membuat keputusan kebijakan dari hasil analisis

tersebut. Gambar di bawah ini diambil dari laporan terakhir *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) yang menggambarkan *Radiative Forcing* yang disebabkan oleh perubahan berbagai gas rumah kaca dan variabel atmosfer lain sejak tahun 1850.



Gambar 1. Komponen Radiative Forcings yang dikeluarkan IPCC 2005.

Ozon Troposfer mempunyai nilai *radiatif forcing* rata-rata 0.35 W/m² atau dalam range antara 0.25 – 0.65 W/m². sementara itu ozon stratosfer, walaupun bukan hasil aktifitas manusia, mempunyai nilai -0.05 W/m² [-0.15 – 0.05 W/m²]. (http://atoc.colorado.edu/~seand/headinacloud/?p=204) nilai ini tentu lebih kecil dari gas rumah kaca utama karbon dioxide yang mempunyai nilai rata-rata *Radiative Forcing* 1.66 W/m² dengan range antara 1.49 – 1.83 W/m² tetapi artinya telah memberi sumbangan positif terhadap pemanasan bumi.

Pengamatan *tropospheric surface ozone forcing* yang telah dilaksanakan pada sejumlah hari pada musim panas selama 3 tahun terakhir memperlihatkan bahwa rata-rata *forcing* permukaan sekitar 0.23 W/m^2. hal ini mengalih-bahasakan *Radiative Forcing* sekitar 0.3 W/m^2; sangat menarik untuk digaris-bawahi bahwa nilai ini konsisten dengan nilai 0.3 W/m^2, sebagaimana disebutkan dalam laporan IPCC 2001 (Evans, W. F. J., Trent University, Peterborough, Canada and C. R. Ferguson and E. Puckrin on *www.ams.confex.com/ams/84Annual/techprogram/paper_69301.htm***)**

Peningkatan konsentrasi ozon troposfer telah teramati pada dekade akhir masa industrialisasi dan pada daerah remote di belahan bumi Utara. Karena ozon menyerap baik sinar matahari maupun radiasi inframerah, beberapa studi menyangkut permasalahan iklim ozon troposfer telah dilaksanakan dalam model satu dan dua dimensi. *Ozone forcing* secara regional beraneka ragam dengan ciri-ciri berbeda antar belahan bumi dan bervariasi musiman kuat, puncak di belahan bumi Utara selama musim panas mencapai lebih 1 W/m^2 secara lokal. Sensitifitas simulasi menegaskan bahwa kontribusi utama pada *tropopause forcing* berasal dari perubahan yang terjadi pada troposfer tinggi. Perubahan konsentrasi ozon pada *planetary boundary layer* sekitar 10 kali kurang efisen daripada troposfer tinggi dalam syarat gangguan radiatif. (Chalita, S., D. A. Hauglustaine, H. Le treut and J. -F. Müller on *http://www.sciencedirect.com/ In climate science*).

2. RIWAYAT PENGUKURAN

2.1. 1996 – 1999

Pengukuran ozon di Stasiun Global Atmosphere Watch Bukit Kototabang dimulai sejak September 1996 dengan menggunakan TEI-49 Analyzer dan TE49PS Ozone Calibrator yang merupakan bagian bantuan Global Envoronment Facility (GEF)-WMO. Proses instalasi di laboratorium mendapatkan bantuan dari CSIRO Australia, mereka menambahkan alat pengecekan nilai zero dan span untuk kalibrasi periodik secara otomatis dengan menggunakan OMCS (Ozone Monitoring Calibration System).

Sistem didesain dengan penempatan inlet di dak atas dengan ketinggian dari permukaan tanah $\pm$ 7 meter. Inlet menarik udara ambien melalui sebuah filter debu dengan diameter pori-pori 10μ. Sebelum udara dimasukkan ke dalam analyzer, uap air dalam udara harus dipisahkan dengan menggunakan flask dalam refrigator (dehumidifyer). Air yang didapatkan ditampung dalam flask/botol dan secara periodik dibuang/dikosongkan.

Data yang dihasilkan dari analyzer masih berupa data analog, maka dibutuhkan suatu *analog to digital converter*. Data Taker DT50 dipasang sebagai interface antara alat TE49/49PS dengan komputer juga berfungsi sebagai penterjemah dari data analog ke digital serta sebagai media penyimpan data hasil pemantauan (logging). Proses review dan analisis data dilakukan secara offline dimana sebelumnya data diambil dari DT50 tersebut.

2.2. 1999 – 2001

Pada bulan Mei 1999 terjadi kerusakan pada OMCS sehingga menyebabkan alat ini tidak dapat beroperasi. Semenjak itu alat tidak beroperasi dan menunggu perbaikan, sehingga data ozon terjadi gap pada saat itu. WMO-WCC EMPA pertama kali datang berkunjung ke stasiun pada tahun itu, dan melihat infrastruktur serta peralatan monitoring yang rusak, mereka setuju untuk memberikan bantuan terhadap proses monitoring ke depannya.

2.3. 2001 – 2006

Tahun 2001 peralatan monitoring ozon diperbaiki oleh EMPA bersamaan dengan instalasi peralatan monitoring Karbon Monoksida di Stasiun. Monitoring ozon diteruskan tanpa OMCS tetapi dengan memberi jadwal interkomparasi secara periodik setidaknya sekali dalam 2 bulan. Semua peralatan TE49 dan TE49PS dikalibrasi oleh EMPA untuk mendapatkan nilai ketidak-pastian, presisi dan akurasinya.

2.4. 2006 – sekarang

Peralatan TE49 dan TE49PS yang dipergunakan selama ini telah berumur 10 tahun sejak peralatan ini diinstal di SPAG Bukit Kototabang yang menyebabkan alat ini kurang mempunyai presisi dan akurasi yang bagus. Disamping itu suku cadang yang diperlukan sudah tidak ada lagi dipasaran karena jenis ini sudah tidak diproduksi lagi (*discontinue*). Maka WMO/WCC EMPA Switzerland memandang perlunya pergantian / peremajaan peralatan monitoring ozon permukaan dengan alat yang lebih baru dan mempunyai presisi yang bagus.

Bulan Agustus 2006 EMPA mengirimkan alat sejenis namun mempunyai type yang berbeda yaitu TE49C dengan nomor seri 58547-318. bulan September 2006 alat ini mulai beroperasi dengan setting yang sama dan menggunakan inlet yang sama pula. Alat ini sebelumnya telah dikalibrasi di laboratorium EMPA dengan SRP#15. Pada tahun 2007 alat ini diinterkomparasi bersamaan dengan TE49 terhadap type 49PS, hasil yang ditunjukkan lebih baik daripada TE49.

Terlihat dari beberapa hasil audit yang dilakukan sejak tahun 1999 dan 2001, alat ini telah tercatat sebagai calibrator sejak 1996 namun sejak audit 2004 alat ini dikatakan relatif tidak stabil. Terlebih hasil audit tahun 2007 menunjukkan kinerja alat yang menurun dan salah satu rekomendasi menyatakan bahwa alat tersebut harus segera diganti dengan alat serupa yang baru dan lebih stabil guna memenuhi standar akurasi dan presisi pengamatan ozon di SPAG Bukit Kototabang. Ada penyimpangan besar antara refference dan noise alat berlebihan. Noise ini berasal dari pembacaan suhu yang salah pada rangkaian elektronik yang rusak (CNTRS 49-007). Penggantian terhadap alat ini dirasakan sangat mendesak (WCC-EMA Audit 07/01), oleh karena itu BMG Pusat telah membeli alat TE49iPS yang merupakan model terbaru Primary Standard untuk pengganti TE49PS ozone calibrator yang rusak.

3. METODE

Metode Pengukuran

Didalam jaringan monitoring ozon permukaan GAW, metode pengamatan -yang dianjurkan- didasarkan pada metode penyerapan sinar ultraviolet pada panjang gelombang 254 nm (Hg line) oleh molekul ozon (World Meteorological Organization /WMO), 2002, after Klausen, 2003), dan seluruh peralatan dalam rantai ketertelusuran (Gambar 1) memanfaatkan prinsip fisis ini. Kadar sinar UV yang terserap secara langsung bertautan dengan konsentrasi ozon sebagaimana diterangkan oleh hukum Beer-Lambert :

$$\frac{I}{I_0} = e^{-KLC} \quad \text{.....(1)}$$

Dimana :
K = koefisien penyerapan molekul, 308 cm^{-1} pada 0°C dan 1 atmosfer.
L = panjang sel pengukuran, 38 cm.
C = Konsentrasi Ozon dalam parts per million.
I = Intensitas sinar UV pada sampel dengan ozon (gas sampel).
I_0 = Intensitas sinar UV pada sampel tanpa ozon (gas referensi).

4. OBJEKTIFITAS QA/QC

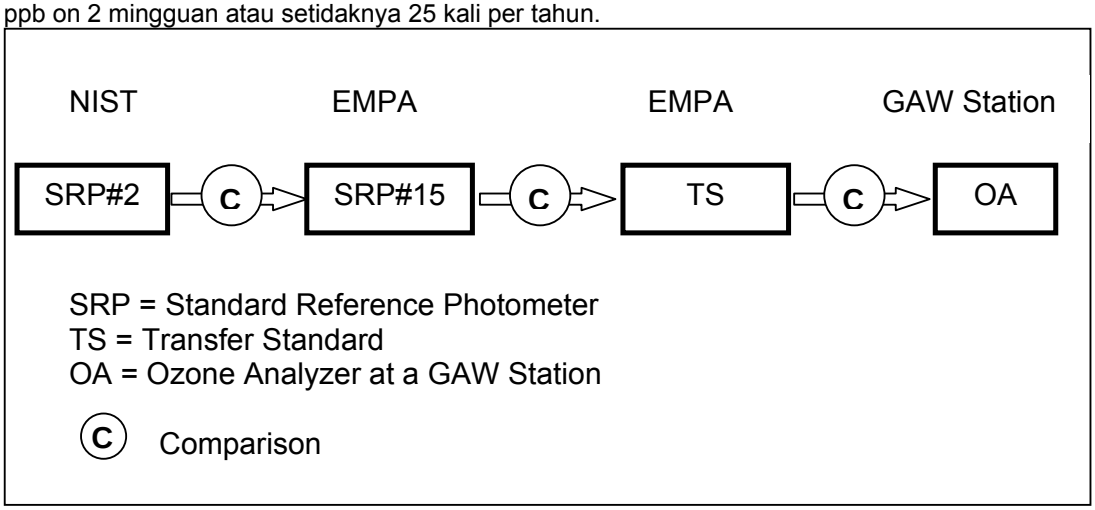
Objektifitas mutu data pengamatan ozon permukaan diatur dalam GAW Report No. 97: Ozon diukur dengan akurasi dan presisi ± 5% untuk nilai di atas 20 ppb dan ± 2 ppb dalam range ≤ 20 ppb. Sementara nilai target untuk maksimum ketidak-pastian (maxmimum *Uncertainty*) $U_{OA,max}$ dari ozon analyzer yang digunakan di stasiun menurut WMO/WCC No. 98/5 adalah :

Tabel 1. Maksimum ketidak-pastian ozone analyzer di stasiun GAW (rekomendasi EMPA)

	Sufficient	Good
≤ 20 ppb	2.1 ppb + 3 %	1.8 ppb + 2 %
> 20 ppb	1.3 ppb + 7 %	1.4 ppb + 4 %

Presisi dan akurasi ditentukan minimal sekali setahun melalui *Performance Audit* eksternal yang dilakukan oleh *Quality Assurance/Scientific Activity Center (QA/SAC)*. EMPA adalah WMO/GAW GAW World Calibration Center for Surface Ozone, Carbon Monoxide and Methane. Mandat yang diberikan oleh WMO adalah melaksanakan sistem dan performance audits pada stasiun-stasiun GAW Global setiap 2 – 4 tahun sekali tergantung pada kesepakatan bersama. EMPA sendiri telah terakreditasi sebagai Laboratorium Kalibrasi untuk alat pengukuran ozon menurut ISO/IEC 17025 dengan akreditasi nomor SCS 089 dari SCS Accreditation (Swiss).

Sebagai tambahan, akurasi ditentukan juga oleh interkomparasi oleh operator di stasiun sekali dalam 2 bulan dengan memasukkan nilai konsentrasi bervariasi dari ozone calibrator/generator type TE49iPS (primary standard) ke dalam instrument. Ozone calibrator ini tertelusur kepada *primary ozone standard* yang didesain oleh WMO/WCC EMPA. Presisi ditentukan oleh operator di stasiun dengan memasukkan sekitar 50 – 60 ppb on 2 mingguan atau setidaknya 25 kali per tahun.

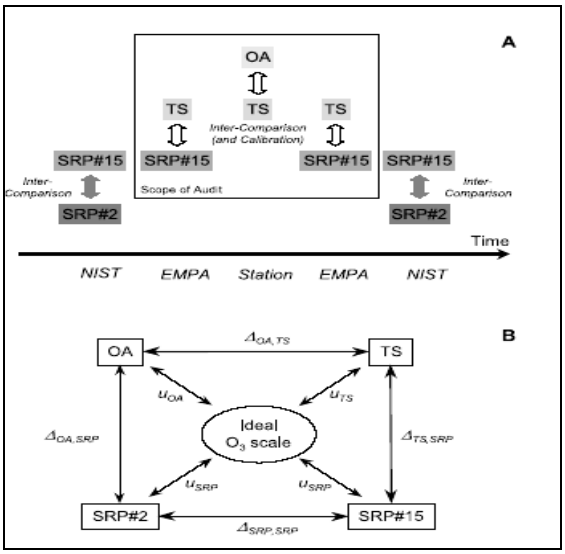


Gambar 2. Rantai jejak ozone intercomparison yang dilakukan oleh WMO-WCC EMPA (EMPA-WCC Report No. 98/5)

Kegiatan interkomparasi peralatan ozon dilaksanakan dengan mengikuti program/jadwal interkomparasi yang telah dibuat oleh WMO/WCC EMPA secara berkala dalam periode 2 tahunan. Hasil interkomparasi, kinerja alat, *Uncertainty* (u), dan rekomendasi lain tertuang dalam laporan Performance Audit Result yang dikeluarkannya setelah selesai proses audit. Selain itu, nilai *unbiased ozone volume mixing ratio* (X_{O3}) dan *taksiran combined standard Uncertainty* (u_{O3}) yang digunakan sebagai formula dalam mengkoreksi nilai ozon terukur yang sebenarnya, juga dilaporkan dalam hasil audit ini.

Proses Quality Assurance/Quality Control dilakukan secara *off-line* dengan bantuan *compiled-program* yang dieksekusi dalam software R. Program ini adalah hasil pengembangan WMO-WCC EMPA yang menggabungkan raw data 5 menitan, ke dalam satu sistem database. Raw data dibaca kemudian nilai konsentrasi dikonversi dengan faktor koreksi. Data hasil koreksi disimpan dalam file BKT.mdb tabel tbl_49C. Dalam tabel tersebut terdapat kolom data Ozon yang sudah terkoreksi beserta nilai *Uncertainty* dari tiap-tiap baris rekaman data. Data terkoreksi ini kemudian diolah dan digabungkan ke dalam format data harian dan bulanan.

Primary Ozone Standard dalam proyek GAW adalah desain UV-Photometer dan didistribusikan oleh U.S. National Institute of Standard and Technology (NIST) (GAW Report No. 97).



Gambar 3. Rantai ketertelusuran (traceability chain) untuk alat ozon permukaan pada jaringan Global Atmosphere Watch, menyatakan (a) variasi dan cakupan audit performance audit di stasiun dan (b) ketidakpastian dalam berbagai pengukuran/ interkomparasi. SRP: standard reference photometer, SRP: Standard Reference Photometer, TS: Transfer Standard, OA: Ozone Analyzer (Klausen, et.al. 2003)

Uncertainty Ozone Analyzer harus memenuhi kondisi yang diberikan oleh Tabel 1 di atas. Untuk mengecek kondisi ini maka diadakan komparasi antara Travel Standar (TS) dengan Ozone Analyzer (OA). Faktanya di lapangan menunjukkan bahwa TS sendiri mempunyai nilai *Uncertainty* juga dan harus menjadi perhatian. Jika *effective Uncertainty* dari OA tidak melebihi batas ambang yang diberikan Tabel 1, maka kuadrat jumlah ketidak-pastian dari OA dan TS harus tidak lebih besar dari nilai target :

$$U_{OA}^2 + U_{TS}^2 \le U_{OA,Max}^2 \quad \text{.....(3)}$$

$$U_{OA} \le \sqrt{U_{OA,Max}^2 - U_{TS}^2} \quad \text{.....(4)}$$

Persamaan (4) selanjutnya menentukan kriteria penilaian (Assessment Criteria) OA di stasiun:

$$AC_{OA} = \pm\sqrt{U_{OA,Max}^2 - U_{TS}^2} \quad \text{.....(5)}$$

Dari hasil Audit yang rutin dilakukan oleh WMO/WCC EMPA tercatat :

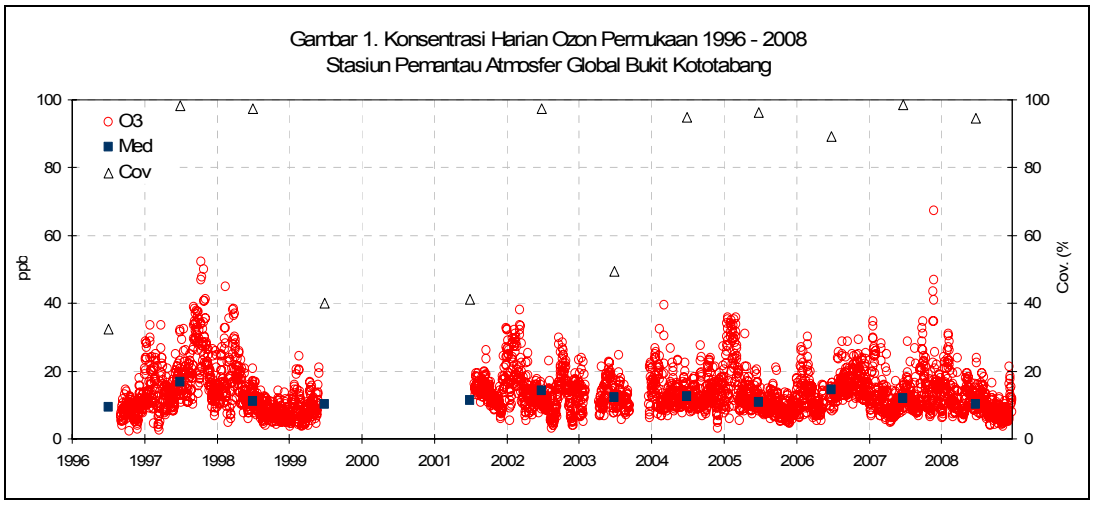
- 1999: TE49 = 0,958 x TE49C-PS – 0,2 ppb
- 2001: TE49 = 0,994 x TE49C-PS – 0,3 ppb
- 2004: TE49 = ([OA] + 3,11)/1,0288
- 2007: TE49C = ([OA] + 0,29)/1,007

5. HASIL DAN DISKUSI

Variasi tahunan:

Dalam kurun waktu 10 tahun terakhir pengamatan monitoring ozon troposfer di Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang, telah mendapatkan suatu timeseries data yang sangat panjang. Secara umum didapatkan ringkasan hasil pengamatan ozon di GAW Bukit Kototabang dengan Mean : 13,7 Median: 12,3 Min: 2,3 Max: 67,3 Range: 65 SD: 6,4. seperti terlihat pada Gambar 3 di bawah ini.

Median tahunan tertinggi dari sederet median tahunan tercatat pada tahun 1997, sementara median terrendah pada tahun 2008. nilai maksimum tercatat pada bulan November 2007 lebih disebabkan oleh gangguan lokal yaitu adanya kegiatan fisik di sekitar stasiun. Sementara pada tahun 1997 terdapat gangguan dari sirkulasi global yaitu periode El-nino. Pada tahun ini hampir di seluruh kawasan Indonesia terjadi kemarau panjang yang telah memicu terjadi kebakaran hutan yang hebat dan berlangsung lama di kawasan tropis Indonesia, kebakaran yang paling berpengaruh terhadap pengukuran kualitas udara di Kototabang diantaranya berasal dari pulau Kalimantan dan Pulau Sumatera itu sendiri.

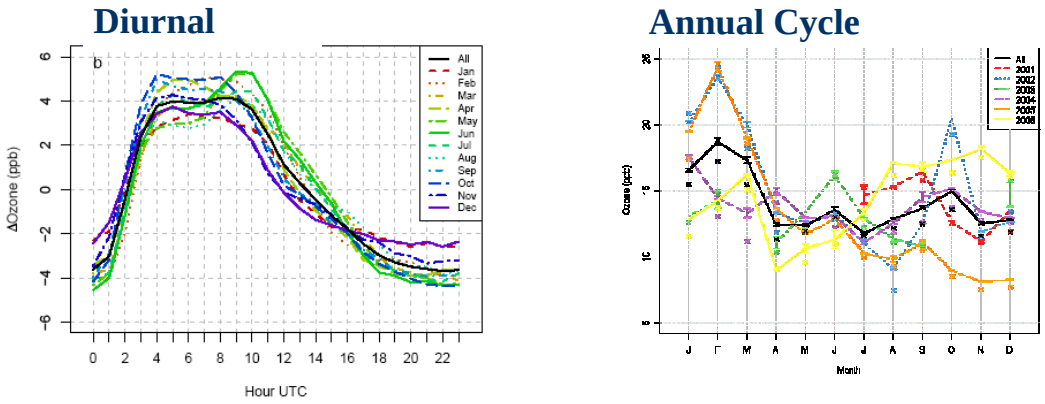


Gambar 4. Time series pengamatan ozon permukaan di Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang.

Variasi diurnal:

Siklus harian atau variasi diurnal dapat dilihat pada Gambar 4 di bawah. Pada pagi hari pertumbuhan lapisan campuran (mixing layer) menimbulkan produksi ozon bersih. Sementara pada siang hari proses Photostationary state memainkan peranan pemebentukan ozon secara alami. Pada malam hari pembentukan lebih banyak diakibatkan oleh deposisi Nitrogen baik dalam NOx maupun sink N_2O dari Stratosfer. Sementara laju cepat kenaikan ozon terjadi mulai adanya sinar matahari, yaitu mulai jam 7.00 pagi hingga pertengahan hari, kemudian menurun secara perlahan hingga pukul 15.00 dan penurunan cepat setelahnya hingga matahari terbenam.

Hal ini tentu saja tidak sejalan dengan hasil penelitian Ahammed et. al. pada pada daerah semi arid di India yang berbeda sekali iklim dan klasifikasi daerahnya. Ahammed menemukan bahwa level ozon tercatat tertinggi selama periode musim dingin dan musim panas, sementara terrendah pada periode monsun. Laju kenaikan ozon tertinggi sekitar 4,7 ppb/jam terjadi pada jam 09.00 waktu lokal, sementara besaran maksimum laju penurunan terjadi pada sore hari sangat kecil sekitar 3 ppb/jam. Ciri-ciri ini yang membedakan antara daerah urban dan rural karena laju besaran selama pagi dan sore lebih mirip pada daerah urban. Namun ciri-ciri fisik ozon dibelahan bumi manapun menunjukkan pola yang hampir sama baik di daerah kutub, semi arid maupun daerah tropis.



Gambar 5. Variasi Diurnal dan siklus tahunan ozon permukaan yang terpantau di Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang.

Trayektori

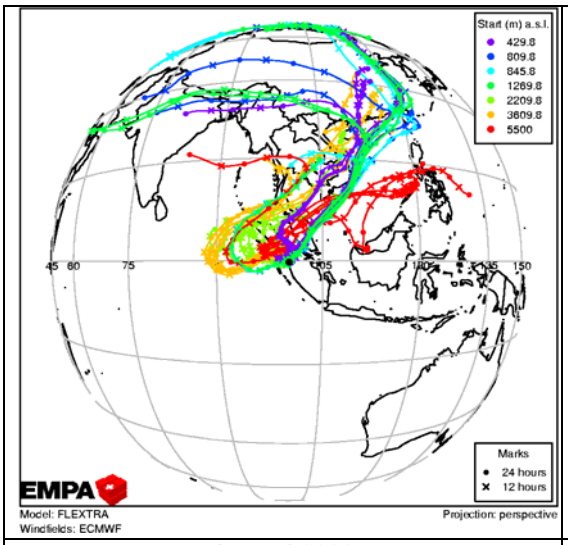
Bagaimanapun, sudah jelas bahwa ada hubungan satu sama lain antara arah dan kecepatan angin pada tempat-tempat khusus (tapi berubah dari tempat ke tempat) terhadap konsentrasi polusi udara yang dihasilkan (Dirks et. al., 2002) sebab kecepatan angin merupakan faktor signifikan yang mempengaruhi konsentrasi polutan (Comrie and Diem, 1999, after Margaret Peace). Bukit Kototabang sendiri terletak dekat ekuator dengan tipe iklim ekuatorial sangat dipengaruhi oleh Monsun, juga berada pada daerah pegunungan maka angin periodik pun ikut berperan dalam variasi diurnalnya.

Pada Gambar 5 di bawah ini merupakan sampel dari trajektory (jejak masa udara) yang dianalisis oleh EMPA dari model Flextra Trajectory dengan windfield dari ECMWF harian. Pada bulan Januari jejak masa udara terlihat dominan dari arah Timur Laut, sementara Pebruari dan Maret bervariasi dari Timur dan Barat. Saat itu musim kering atau curah hujan kurang terjadi di sekitar ekuator, biasanya musim kering dimanfaatkan petani, pemegang HPH untuk membakar ladang untuk dipersiapkan menjelang musim hujan pada bulan April. Tak heran pada masa ini konsentrasi polutan sangat tinggi baik long range trasnport dari wilayah Timur Sumbar maupun gangguan lokal.

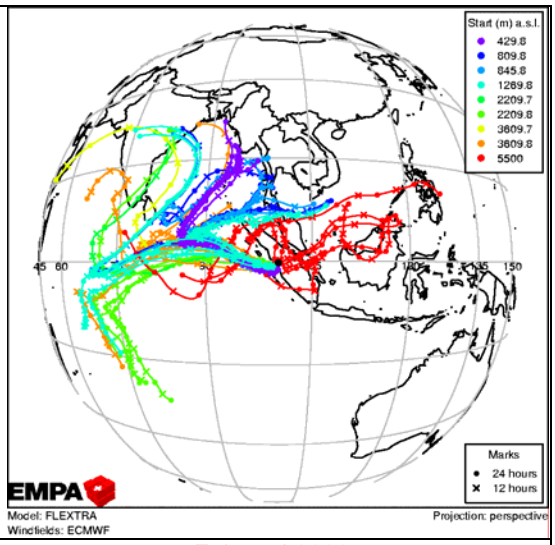
Bulan April, Mei dan Juni arah angin berubah menjadi Baratan, curah hujan biasanya tinggi yang berasal dari angin dari Tenggara membawa curah hujan di sekitar ekuator. Atmosfer ambien biasanya bersih dari polutan akibat adanya wash out.

Juli, Agustus, September curah hujan berkurang di sekitar ekuator, angin berhembus biasanya dari arah Selatan dan Tenggara. Polutan yang terdeteksi biasanya hanya berasal dari sumber lokal akibat dari pembakaran ladang setelah masa panen masyarakat.

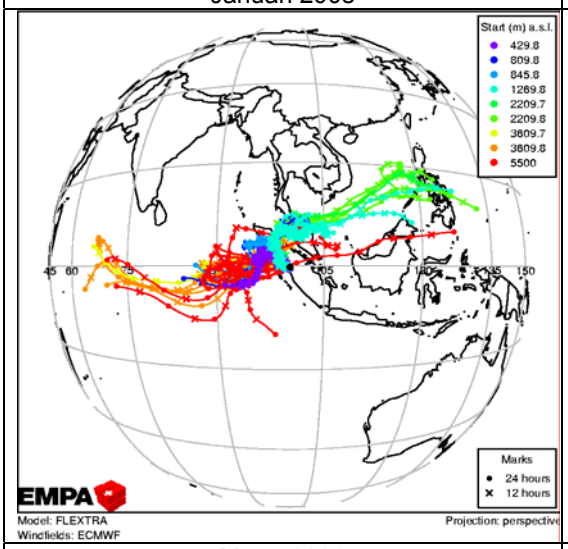
Okotber dan November angin bertiup masih dari Tenggara, sementara Desember angin bertiup sudah berubah lagi dari Timur Laut. Curah hujan biasanya tinggi menjelang akhir Oktober dan tinggi pada bulan November, Desember curah hujan kembali berkurang.



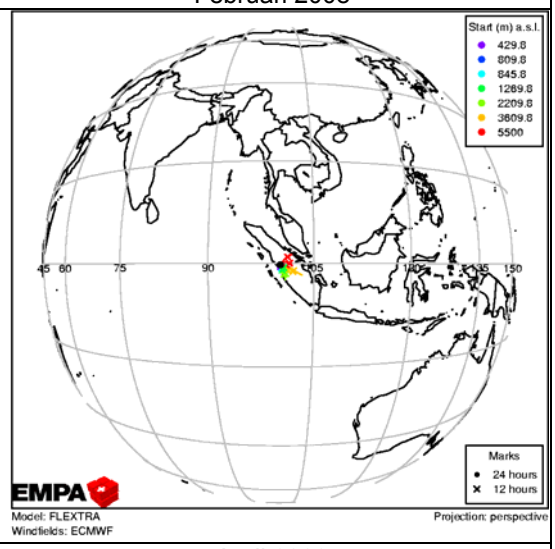
Januari 2008



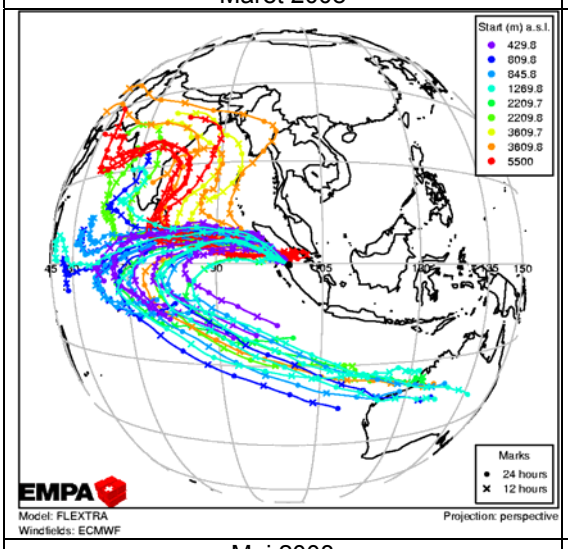
Februari 2008



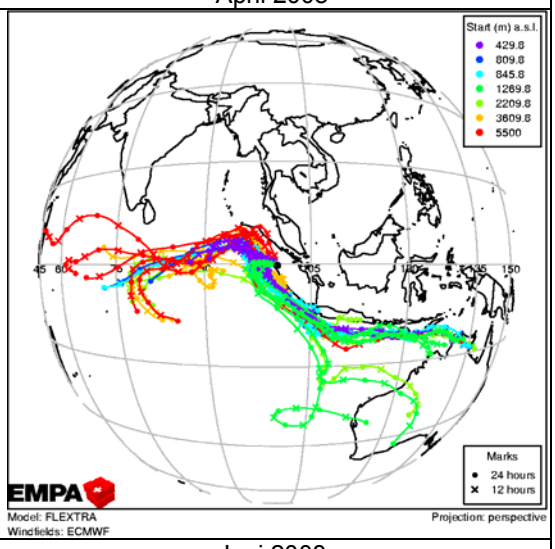
Maret 2008



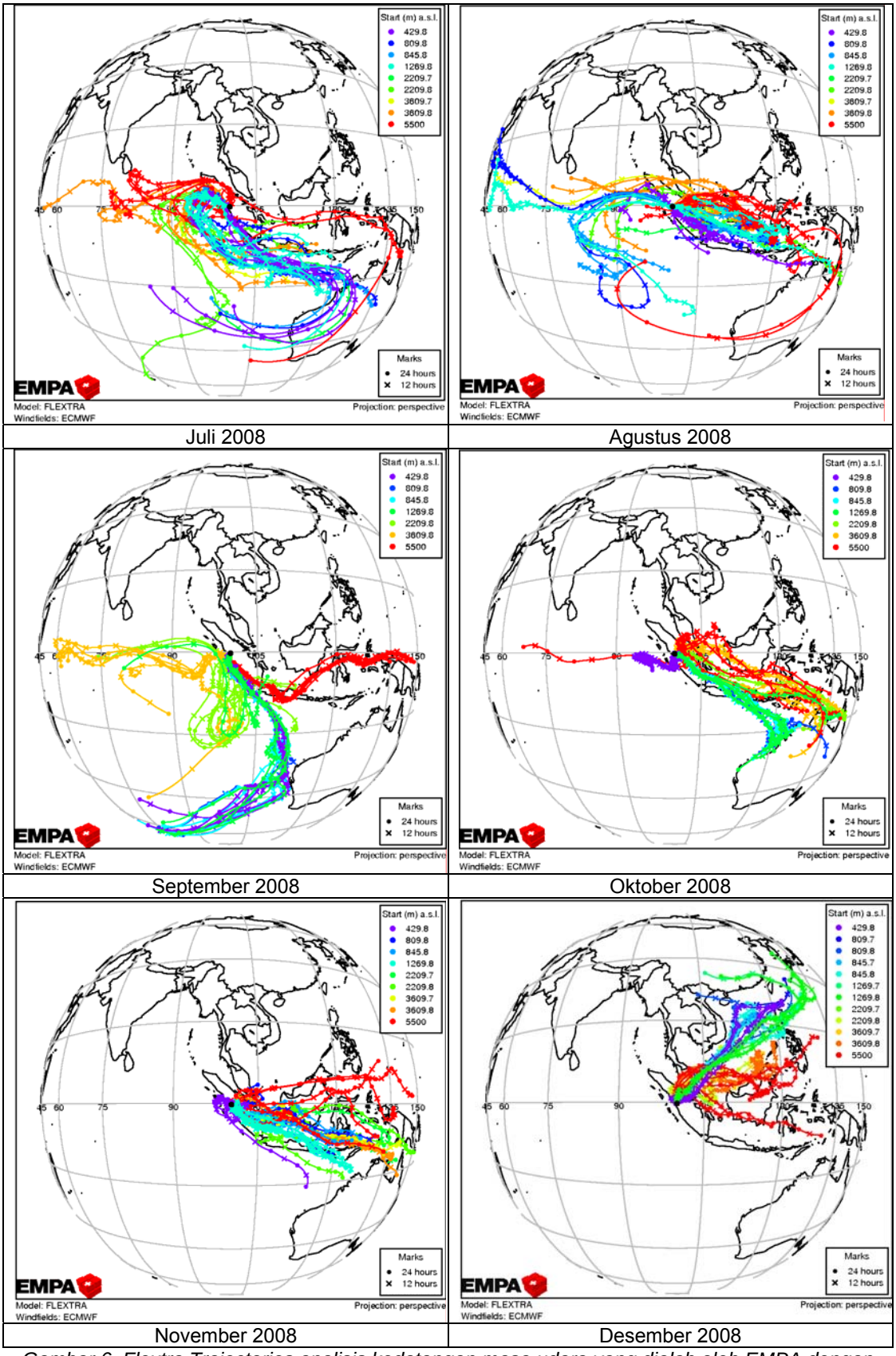
April 2008



Mei 2008



Juni 2008



Gambar 6. Flextra Trajectories analisis kedatangan masa udara yang diolah oleh EMPA dengan windfield ECMWF untuk lokasi Bukit Kototabang

6. KESIMPULAN

Ozon permukaan (stratospheric ozone) telah menyumbangkan *flux radiative forcing* positif terhadap pemanasan bumi. Keberadaannya di permukaan juga sangat membahayakan terhadap makhluk hidup. Dengan adanya pengukuran ozon akan menyediakan informasi dasar konsentrasi ozon permukaan sebagai rujukan kualitas udara nasional. Disamping itu memberi gambaran karakteristik sebagian komposisi kimia atmosfer pada hutan hujan Sumatera (Klausen et.al, 2008).

Manfaat lain dan tentu saja telah terjadi yaitu menaksir kontribusi polutan nasional terhadap skala global. Kontribusi data di WDCGG diharapkan merubah perspektif dunia luar terhadap sains Indonesia.

Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang memberikan peluang kepada saintis/akademisi untuk lebih mendalami pola transportasi polutan terutama di daerah Sumatera Barat. Dilain pihak, ozon permukaan merupakan salah satu dari lima parameter kualitas udara yang digunakan sebagai dasar menentukan Indeks Standar Polusi Udara (ISPU).

7. ACUAN

Ahammed, Y. N., R.R. Reddy, K. Rama Gopal, K. Narasimhulu, D. Baba Basha, L. Siva Sankara Reddy, T.V.R. Rao, *"Seasonal variation of the surface ozone and its precursor gases during 2001–2003, measured at Anantapur (14.628N), a semi-arid site in India"*, Atmospheric Research 80 (2006) 151–164

Bart Ostro, Rachel Broadwin, Michael Lipsett, *California EPA;California Department of Health Service*

Chalita, S., D. A. Hauglustaine, H. Le treut and J. -F. Müller on http://www.sciencedirect.com/ In climate science.

Evans, W. F. J., Trent University, Peterborough, Canada, C. R. Ferguson and E. Puckrin on *www.ams.confex.com/ams/84Annual/techprogram/paper_69301.htm*

EMPA-WCC, *"System and Performance Audit of Surface Ozon and Carbon Monoxide Global GAW Station Bukit Kototabang Report No 01/02, No 04/01, 07/01*".

GAW Report No. 97, Quality Assurance Project Plan (QAPjP) for Continuous Ground Base Ozone Measurements.

Gilge, S., Measurment Technique on Monitoring Surface Ozon, *Meteorologische Observatorium Hohenpeissenberg, Germany, 2001*

Gold, D. R., Andrew I. Damokosh, C. Arde Pope III, Douglas W. Dockery, William F. McDonnel, Paulina Serrano, Armando Retama, Margarita Castellejos, *"Particulate dan Ozone Pollutant Effect on the Respiratory Function of Children in Southwest Mexico City",* Department of Medicine, Birmingham and Women's Hospital and Harvard School and Environmental Epidemology, 1999.

Jacob, D. J., *"Introduction to Atmospheric Chemistry",* Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 1999.

Klausen, J., C. Zellweger, B. Buchmann, and P. Hofer, *"Uncertainty and bias of surface ozone measurements at selected Global Atmosphere Watch sites"*, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 108, NO. D19, 4622, doi:10.1029/2003JD003710, 2003

Klausen, J., C. Zellweger, S. Henne, A.F. Ilahi, C. Siregar, „*Surface Ozone and Carbon Monoxide Measurements at Bukit Koto Tabang – Achievements and Challenges*", GAW Related Activities Symposium, 2/3 August 2007 , BMG Jakarta

Surcel, D., Szanto Csaba, Mariana Botoc, Anica David, Aurel Mocan, Stela Ramboiu. "*Institute of Public Health",* Romania, 1999.

WMO-GAW No. 143, *"Global Atmosphere Watch Measurements Guide"*.

_____(anonimuous) on http://en.wikipedia.org/wiki/Radiative_forcing.

TREND CURAH HUJAN EKSTRIM DI KOTA PADANG, 1970-2008

Sugeng Nugroho[1)] Heron Tarigan[2)] dan Eddy Sasmita[3)]

1) Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
2) Balai Besar Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Wilayah I
3) Stasiun Meteorologi Tabing

Abstract

Climate change, as the major impact of the global warming, is commonly correlated with the increment of extreme precipitation number. IPCC predicted that the future climate would be even extreme with more variability. The aim of this study is to determine the extreme precipitation trend at Padang, in the period of 1970-2008. Precipitation data is processed using RClimDex, a software package with R language, developed by Climate Research Branch of Meteorological Service of Canada. Extreme precipitation index used in this study are Rx1day, Rx5day, Prcptot, CDD, CWD, R75, R125, SDII, R95p, and R99p which are part of extreme climate indexes from ETCCDMI. Result showed that for this period, precipitation at Padang, in terms of annual total precipitation, decreased whereas the precipitation intensity increased. Extreme precipitation trend happened at Padang is very likely linked with the variability of atmospheric circulation pattern on regional and global scale, such as ENSO, IOD, ISO, monsoon, and tropical cyclone.

***Keywords**: trend, extreme climate index, extreme precipitation*

1. Pendahuluan

Akhir-akhir ini iklim ekstrem semakin mendapatkan perhatian yang luas oleh amasyarakat karena iklim ekstrem mempunyai dampak yang sangat luas terhadap alam maupun kerugian yang besar oleh masyarakat, seperti terjadinya banjir, tanah longsor dan kekeringan yang hebat. Iklim ekstrim banyak dikaitkan dengan perubahan iklim akibat pemanasan global. Pemanasan global adalah fenomena dimana konsentrasi gas rumah kaca menghalangi pantulan energi sinar matahari dari bumi sehingga menyebabkan terjadinya kenaikan suhu bumi. Meskipun sedikit, kenaikan suhu ini mempunyai mata rantai dampak yang panjang terhadap unsur-unsur meteorologi-klimatologi, khususnya pada siklus air.

Peningkatan suhu bumi akibat pemanasan global akan menyebabkan daerah tropis menjadi lebih luas kesebelahnya atau terjadinya daerah tropis baru yang mengakibatkan jumlah hari hujan di wilayah ekuator menjadi berkurang akibat uap air yang berjumlah tetap terbagi pada daerah ekuator yang bertambah luas. Selain itu, juga akan terjadi peningkatan sirkulasi laut dan atmosfer yang disebabkan karena melimpahnya uap air dan energi baik yang ada di laut maupun di atmosfer. Peningkatan sirkulasi tersebut menunjukan pola kuatnya intensitas cuaca ektrim di daerah tropis. Dampak nyata dari peningkatan cuaca ekstrim adalah meningkatnya frekuensi dan intensitas terjadinya siklon tropis. (Edvin, 2007).

Siklon tropis dapat menyebabkan terjadinya curah hujan dengan sangat ekstrim, seringkali tercatat curah hujan yang terjadi dalam satu waktu dua berjumlah kali lipat curah hujan yang terukur dalam satu bulan dengan rata-rata kejadian setiap 5-6 tahun selama 67 tahun periode penelitian di wilayah bagian timur Massachusetts dan Appalachians (Easterling, et al. 2000) Sementara, di wilayah Australia (105^{O}-106^{O}), hasil observasi sejak tahun 1969 terdapat kecenderungan penurunan frekuensi terjadinya siklon tropis (Nicholls et al. 1998).

Gejala pemanasan global yang mengakibatkan perubahan iklim sudah terjadi dan tidak dapat dihindari (IPCC, 2007). Satu hal yang paling signifikan sebagai konsekuensi dari gejala pemanasan global akibat dari meningkatnya konsentrasi gas rumah kaca adalah akan meningkatkan magnitude dan frekuensi terjadinya hujan yang ekstrim, yang secara tidak langsung juga berpengaruh pada peningkatan tingkat kelembaban udara, meningkatnya aktivitas thunderstorm dan meluasnya aktivitas badai. Pada skenario pemanasan global, pada umumnya model-model klimatologi memprediksi adanya peningkatan terjadinya hujan ekstrim dalam sekala yang lebih luas (Houghton et al. 2001 dalam Joshi & Rajeevan, 2006)

Meningkatnya temperatur global diperkirakan akan menyebabkan perubahan-perubahan yang lain seperti naiknya permukaan air laut, meningkatnya intensitas fenomena cuaca yang ekstrim (termasuk di dalamnya adalah siklon tropis), serta perubahan jumlah dan pola presipitasi (Suryantoro, 2009).

Dalam beberapa tahun terakhir, penelitian tentang hujan ekstrim telah banyak dilakukan di beberapa wilayah Asia-Pasifik. Zhai et. al (1999), menyatakan bahwa secara jelas terlihat adanya trend kenaikan curah hujan di wilayah Cina barat laut bagian barat, sementara di wilayah Cina bagian utara terjadi hal sebaliknya. Tetapi secara keseluruhan wilayah Cina mengalami penurunan trend jumlah hari hujan dengan jumlah hujan harian lebih besar dari 10 mm, 50 mm dan 100 mm.

Kesimpulan penelitian Roy dan Balling (2004) tentang hujan ekstrim di wilayah India selama periode tahun 1910-2000; secara umum juga mengalami kenaikan frekuensi terjadinya hujan ekstrim, dengan wilayah-wilayah yang mengalami kejadian hujan ekstrim terkuat seperti di wilayah barat laut pegunungan Himalaya yang masuk di wilayah perbatasan Kasmir, lembah Deccan dan semenanjung India bagian selatan. Sementara kejadian yang sebaliknya terjadi dataran rendah Gangetic dan sebagian wilayah Uttaranchal. Pada penelitian sebelumnya, Rupa Kumar et al. (1992) menemukan adanya kenaikan trends jumlah curah hujan selama periode 187-1984 di wilayah pantai barat dan barat daya India. Sedangkan penurunan trend jumlah hujan terjadi Madhya Pradesh bagian timur.

Sementara itu, di Australia, penelitian yang sama dilakukan oleh Haylock dan Nicholls pada tahun 2000, dengan kesimpulan terjadinya penurunan frekuensi dan intensitas hujan ekstrim yang signifikan di barat daya Autralia Barat akan tetapi terjadi kenaikan yang signifikan kejadian hujan ekstrim di sebelah timur Australia. Kajian sebelumnya dilakukan oleh Suppiah dan Hennessy (1998) yang menyatakan sebagian besar wilayah Australia mengalami peningkatan kejadian hujan lebat sepanjang tahun, kecuali wilayah Australia bagian barat yang mengalami penurunan baik pada jumlah hari hujan maupun frekuensi terjadinya hujan lebat.

Kajian-kajian klimat ekstrim juga telah dilakukan untuk suatu wilayah tertentu, seperti wilayah Asia bagian tengah dan selatan (Klein Tank, et al, 2006), wilayah Timur Tengah (Zhang, et al, 2005), wilayah di negara-negara di Asia Selatan (Munir Sheikh, 2005) yang biasanya merupakan hasil dari workshop yang dikoordinasi oleh *Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices* (ETCCDMI), suatu team hasil bentukan *Commission on Climate Variability and Predictability* (CLIVAR) dibawah naungan WMO.

Sementara kajian tentang proyeksi perubahan suhu dan curah hujan di wilayah Indonesia dengan menggunkan pemodelan dan dihubungkan dengan beberapa skenario emisi dari IPCC (*Special Report on Emissions Scenario*; SRES) telah dilakukan antara lain oleh *Climatic Research Unit University of East Anglia, Norwich, UK*, yang menyatakan di waktu mendatang curah hujan tahunan akan meningkat di wilayah Indonesia, kecuali di Pulau Jawa dan pulau-pulau lain di bagian selatan wilayah Indonesia, dimana curah hujan menurun hingga 15%. Perubahan ini tampak jelas pada periode bulan Desember-Februari dimana bagian Sumatera dan Kalimantan menjadi 10%-30% lebih basah di

tahun 2080. Perubahan curah hujan periode Juni-Agustus secara umum lebih kecil, tetapi di beberapa daerah perubahannya negatif. (Hulme dan Sheard, 1999 dalam Gunawan, 2008).

Sedangkan menurut Susandi (2006) perubahan curah hujan akan bernilai negatif (anomali negatif) dengan penurunan curah hujan dari kondisi tahun 1990. Kondisi penurunan curah hujan ini akan semakin besar pada skenario A2/IPCC.
Sementara Ratag (2001 dalam Peace 2007), yang menyatakan perubahan iklim diprediksi menyebabkan peningkatan curah hujan 2% sampai 3% per tahun di Indonesia dengan peningkatan signifikan resiko terjadinya banjir.

Hasil taksiran IPCC kedepan, secara global iklim akan semakin ekstrim dan lebih variabel, sementara proyeksi perubahan iklim khususnya curah hujan di wilayah Indonesia yang telah dilakukan belum dapat menunjukan terjadinya perubahan-perubahan yang lebih rinci dan detil.sehingga belum dapat menggambarkan variabilitas maupun trend kondisi ekstrim yang mungkin terjadi. Untuk itu perlu dilakukan analisis secara khusus terhadap terjadinya iklim ekstrim, baik perubahan frekuensi terjadinya maupun intensitasnya dengan sekala yang lebih detil, dengan menggunkan series data hasil observasi di stasiun-stasiun pengamatan meteorologi/klimatologi. Pada penelitian ini akan dilihat trend curah hujan ekstrim yang terjadi di Kota Padang periode 1970-2008 dengan menggunkan indeks iklim ekstrim dari ETCCDMI.

2. Data dan Metodologi

2.1. Data dan Lokasi

2.1.1. Sumber Data

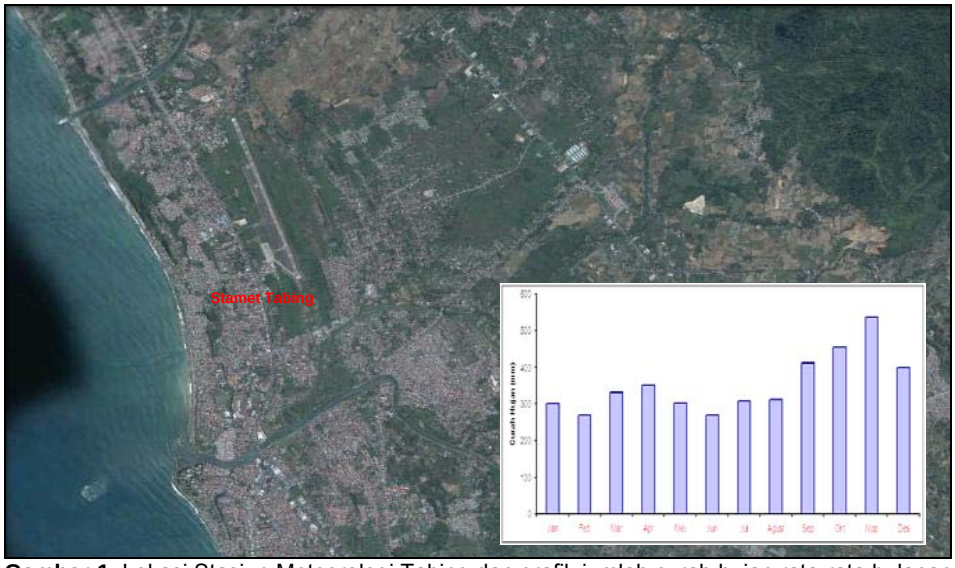
Data yang digunkan dalam analisis trend curah hujan ekstrem di Kota Padang merupakan data curah hujan harian hasil pengamatan hujan di Stasiun Meteorologi Tabing, periode tahun 1970 hingga 2008. Data merupakan hasil kompilasi arsip data curah hujan yang ada di Stasiun Meteorologi Tabing yang terkumpul di Balai Besar Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Wilayah I Medan.

2.1.2. Quality Control Data

Mengingat data hujan yang digunkan berasal dari beberapa sumber, maka untuk mejaga kebenaran dan keakuratan data yang telah dikumpulkan maka dilakukan *quality control* data untuk menghindari kesalahan yang mungkin terjadi dengan melakukan *cross check* dengan data yang ada di Stasiun Meteorologi Tabing.

2.1.3. Lokasi

Stasiun Meteorologi Tabing berada di Kota Padang, tepatnya di bandar udara Tabing, Kota Padang, Propinsi Sumatera Barat, dengan posisi geografi pada koordinat 0^{O} 53' LS dan 100^{O} 22' BT dan elevasi 3 m dpl. Curah hujan di Kota Padang termasuk dalam tipe ekuatorial, tipe hujan dengan dua puncak hujan yang terjadi pada bulan April dan Nopember dan jumlah hujan terkecil biasanya terjadi pada bulan Februari dan Juni (Gambar 1).



Gambar 1. Lokasi Stasiun Meteorologi Tabing dan grafik jumlah curah hujan rata-rata bulanan periode 1970-2008. (Sumber image : Google Earth, 2006)

2.2. Metodologi

Untuk menghitung trend indeks ekstrim digunakan software RClimDex, sebuah *package* software berbahasa R yang dikembangkan oleh *Climate Research Branch of Meteorological Service of Canada* untuk kepentingan ETCCDMI dengan focus utama untuk mendeteksi dan monitoring kejadian-kejadian iklim ekstrim dengan menggunkan data harian yang ada pada stasiun-stasiun meteorology/klimatologi (Zhang, et al, 2005). Software RClimDex dan dokumennya tersedia di http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI.

Pada software RClimDex, terdapat 27 indeks ekstirm inti sebagaimana yang direkomendasikan oleh ETCCDMI, namun karena dalam penelitian ini hanya akan menganalisa trend indeks hujan ekstrim saja, maka indeks yang digunakan hanyalah indeks-indeks yang berhubungan dengan curah hujan ekstim seperti yang terangkum dalam Tabel 1.

Dalam penelitian ini juga digunakan indeks R75 dan R125 yang mengacu pada laporan penelitian tentang trend hujan ekstrim di India oleh Joshi dan Rajeevan pada tahun 2006 yang menggunakan batasan curah hujan ≥ 75 mm per hari untuk mendiskripsikan hujan lebat (*heavy precipitation)* dan curah hujan ≥ 125 mm per hari sebagai hujan sangat lebat (very h*eavy precipitation)*

Tabel 1. Daftar Indeks Hujan Ekstrim

ID	Nama Indikator	Diskripsi	Satuan
Rx1day	*Max 1-day precipitation amount*	Jumlah curah hujan maksimum dalam 1 hari	milimeter
Rx5day	*Max 5-day precipitation amount*	Jumlah curah hujan maksimu dalam 5 hari	milimeter
PRCPTOT	*Annual total wet-day precipitation*	Total jumlah curah hujan tahunan pada hari basah (curah hujan ≥ 1 mm)	milimeter
CDD	*Consecutive Dry Days*	Jumlah hari terbanyak,ketika curah hujan < 1 mm secara berturut-turut	hari
CWD	*Consecutive Wet Days*	Jumlah hari terbanyak,ketika curah hujan ≥ 1 mm secara berturut-turut	hari

R75	*Heavy precipitation days*	Jumlah hari hujan, dengan curah hujan ≥ 75 mm	hari
R125	*Very heavy precipitation days*	Jumlah hari hujan, dengan curah hujan ≥ 125 mm	hari
SDII	*Simple daily intensity index*	Jumlah curah hujan tahunan dibagi dengan banyaknya hari hujan	mm/hari
R95p	*Very wet days*	Total jumlah curah hujan tahunan ketika curah hujan > percentile ke 95	milimeter
R99p	*Extremely wet days*	Total jumlah curah hujan tahunan ketika curah hujan > percentile ke 99	milimeter

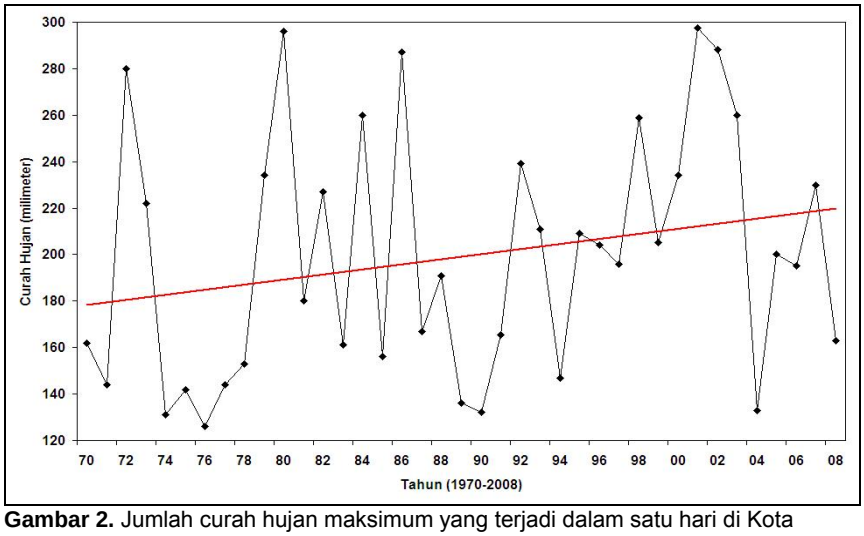
Sumber : Zhang dan Feng (2004); Zhang et al. (2005); Joshi & Rajeevan (2006)

3. Hasil

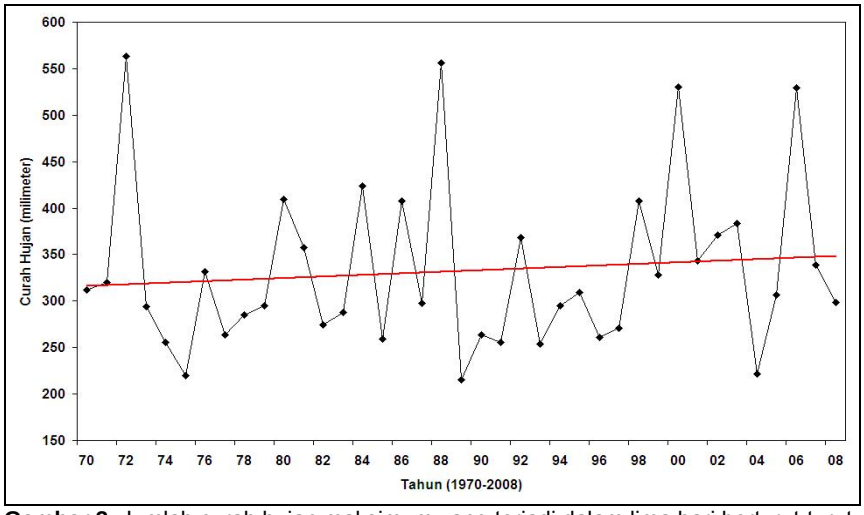
3.1. *Max 1-day precipitation* dan *Max 5-day precipitation*

Maximum 1-day precipitation (Rx1day) merupakan indeks yang menyatakan jumlah curah hujan tertinggi dalam satu hari setiap tahun, seperti terlihat pada Gambar 2. Pada gambar terlihat, selama periode 1970 hingga 2008 jumlah curah hujan maksimum dalam satu hari yang terjadi di Kota Padang mengalami trend yang positif dengan slope sebesar 1,407. Curah hujan tertinggi yang pernah terjadi di Kota Padang sebesar 297,6 mm yang terjadi pada tanggal 25 Juli 2001 dan yang tertinggi kedua sebesar 296,0 mm yang terjadi pada tanggal 24 Nopember 1980.

Trend yang hampir sama juga terjadi pada jumlah curah hujan maksimum yang terjadi dalam lima hari berturut-turut (*maximum 5-day precipitation*, Rx5day), namun dengan slope yang sedikit lebih rendah yaitu sebesar 1,083 (Gambar 3). Jumlah curah hujan tertinggi selama 5 hari berturut-turut di Kota Padang sebesar 563,0 mm yang terjadi pada tanggal 4 hingga 8 Mei 1972, tertinggi kedua sebesar 556,2 mm yang terjadi pada tanggal 20 hingga 24 Nopember 1988.

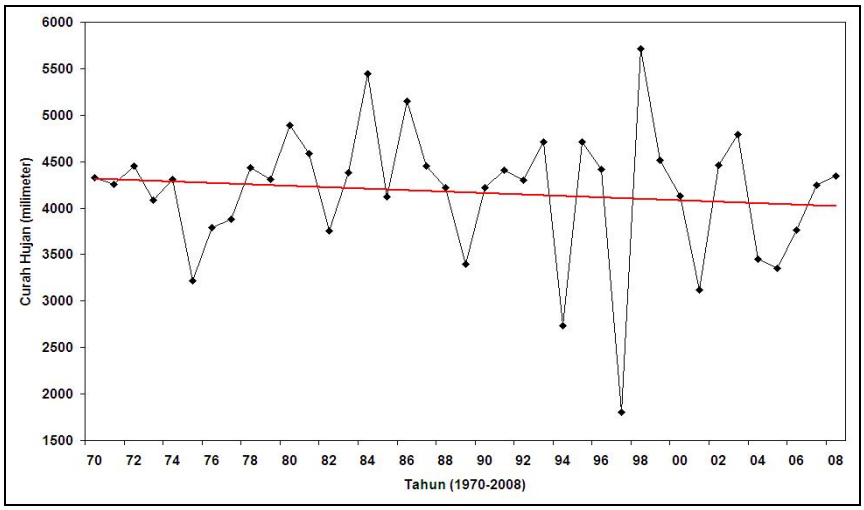


Gambar 2. Jumlah curah hujan maksimum yang terjadi dalam satu hari di Kota Padang, periode 1970-2008



Gambar 3. Jumlah curah hujan maksimum yang terjadi dalam lima hari berturut-turut di Kota Padang, periode 1970-2008

Annual total wet day precipitation

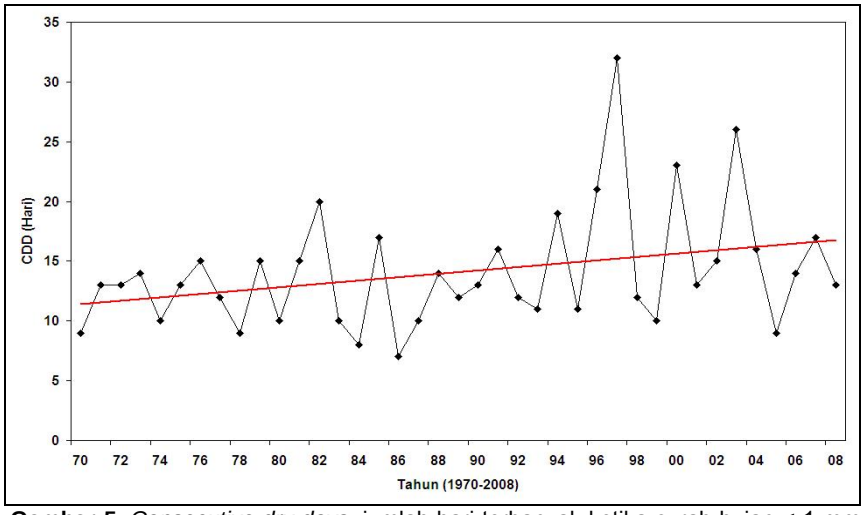


Gambar 4. Total jumlah curah hujan tahunan di Kota Padang, periode 1970-2008

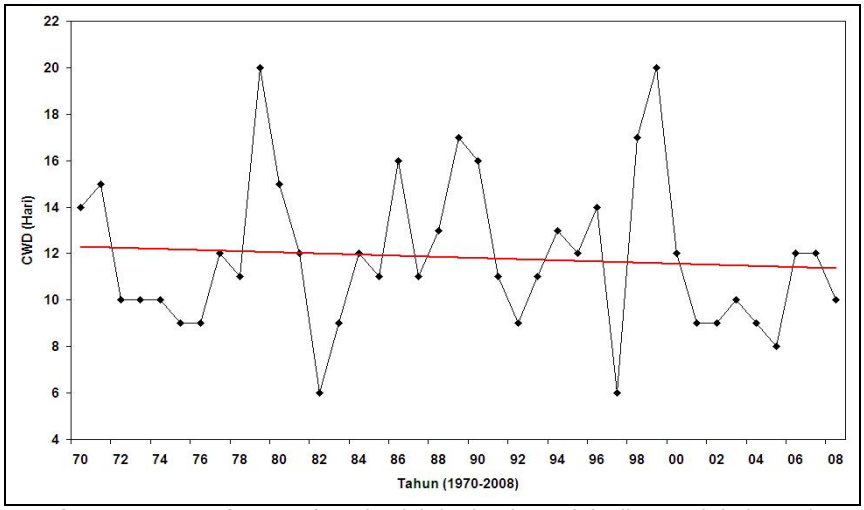
Pada Gambar 4 terlihat trend total jumlah curah hujan tahunan (*annual total wet day precipitation,* Prcptot) yang menurun di Kota Padang pada periode 1970-2008, dengan slope penurunan sebesar -1,456. Jumlah curah hujan tahunan di Kota Padang terendah terjadi pada tahun 1997 dengan jumlah sebesar 1804 mm dan tertinggi terjadi pada tahun 1998 dengan jumlah hujan sebesar 5713 mm.

Consecutive dry days dan *Consecutive wet days*

Consecutive dry days (CDD) didiskripsikan sebagai jumlah hari terbanyak ketika curah hujan kurang 1 mm secara berturut-turut atau secara mudah disebut sebagai hari tanpa hujan. Grafik CDD Kota Padang periode 1970-2008 seperti terlihat pada Gambar 5. Dari gambar tersebut terlihat kenaikan trend dari jumlah hari tanpa hujan di Kota Padang dengan slope kenaikan sebesar 0,222. Hari tanpa hujan terlama di Kota Padang pada periode 1970-2008 terjadi pada tahun 1997 selama 32 hari secara berturut-turut, mulai tanggal 6 September hingga 7 Oktober 1997.



Gambar 5. *Consecutive dry days,* jumlah hari terbanyak ketika curah hujan < 1 mm secara berturut-turut di Kota Padang, periode 1970-2008



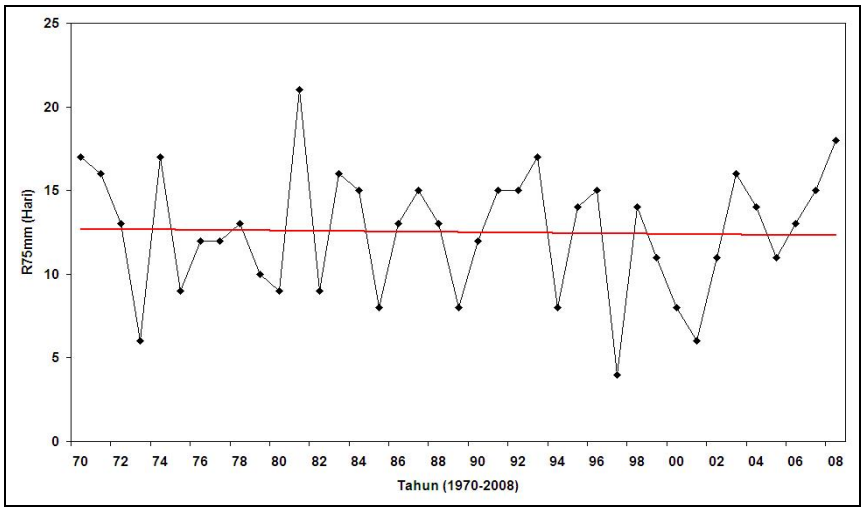
Gambar 6. *Consecutive wet days,* jumlah hari terbanyak ketika curah hujan ≥ 1 mm secara berturut-turut di Kota Padang, periode 1970-2008

Bila trend jumlah tanpa hujan di Kota Padang periode 1970-2008 meningkat, hal yang sebaliknya terjadi untuk *consecutive wet days* (CWD), yaitu banyaknya hari ketika curah hujan yang terjadi berjumlah ≥ 1 mm secara berturut-turut atau secara mudah disebut sebagai hari hujan. Seperti yang terlihat pada Gambar 6, jumlah hari hujan di Kota Padang pada periode 1970-2008 mengalami penurunan dengan slope sebesar -0.025, dengan jumlah hari hujan terbanyak terjadi pada tahun 1979 dan 1999 sebanyak 20 hari hujan secara berturut-turut, yaitu pada tanggal 23 Oktober hingga 11 Nopember 1979 dan tanggal 18 Nopember hingga 7 Desember 1999.

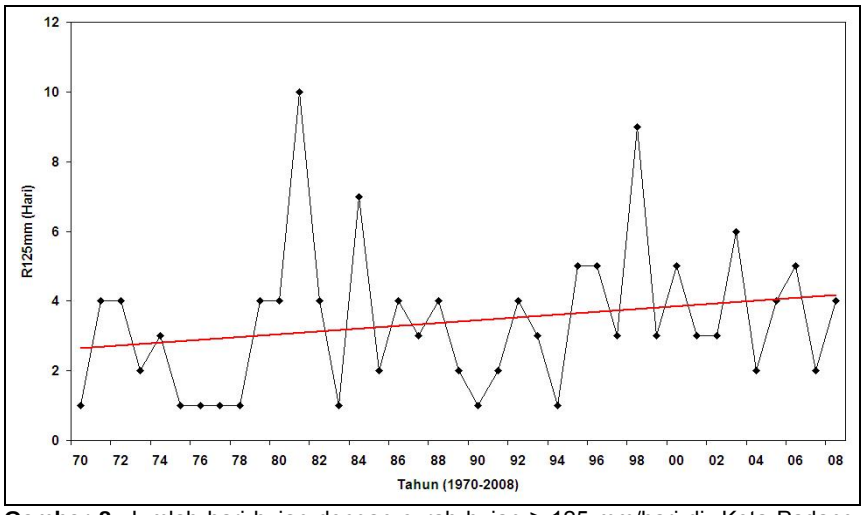
Heavy precipitation days dan *Very heavy precipitation days*

Trend hujan lebat (*heavy precipitation days*, R75), yaitu hari hujan dengan curah hujan ≥ 75 mm per hari di Kota Padang pada periode 1970-2008 sekilas terlihat tidak mengalami perubahan, meskipun sebenarnya trend tersebut mengalami penurunan dengan slope sebesar -0,01 (Gambar 7). Banyaknya hujan lebat terbanyak di Kota padang pada periode tersebut terjadi pada tahun 1981 sebanyak 21 hari dan paling sedikit sebanyak 4 hari yang terjadi pada tahun 1997.

Namun trend terjadinya hujan sangat lebat (*very heavy precipitation days,* R125), yaitu hari hujan dengan curah hujan ≥ 125 mm/hari di Kota Padang pada periode tersebut mengalami kenaikan dengan slope sebesar kenaikan sebesar 0,049 (Gambar 8). Jumlah hari hujan sangat lebat paling banyak terjadi pada tahun 1981 dan 1998 masing-masing sebanyak 10 dan 9 hari, sedangkan paling sedikit terjadi di tahun 1970, 1975, 1976, 1977, 1978, 1983, 1990 dan 1994 masing-masing sebanyak 1 hari terjadinya hujan lebat.



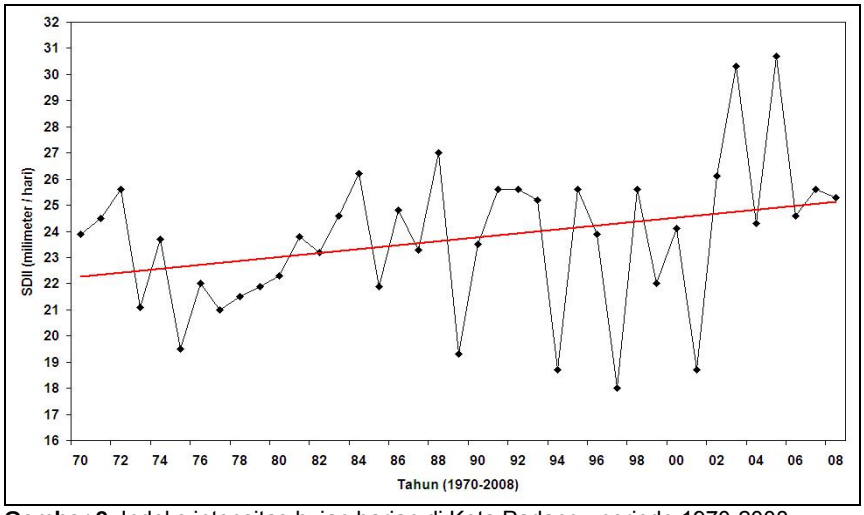
Gambar 7. Jumlah hari hujan dengan curah hujan ≥ 75 mm/hari di Kota Padang, periode 1970-2008



Gambar 8. Jumlah hari hujan dengan curah hujan ≥ 125 mm/hari di Kota Padang, periode 1970-2008

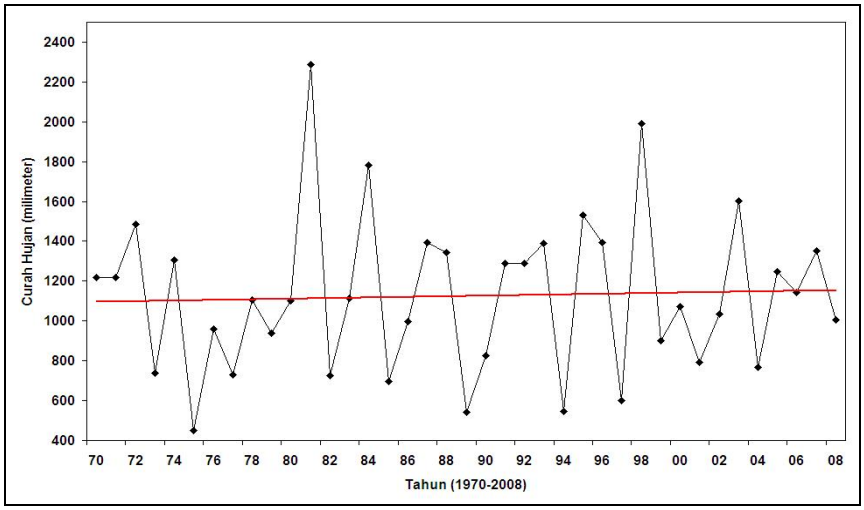
Simple daily intensity index

Indeks intensitas hujan harian (*Simple daily intensity index*, SDII) merupkan hasil bagi antara jumlah curah hujan tahunan dibagi dengan jumlah hari hujan. Pada Gambar 9 terlihat trend SDII di Kota Padang periode 1970-2008 yang meningkat dengan slope kenaikan sebesar 0,076. Intensitas hujan harian tertinggi terjadi pada tahun 2005 sebesar 30,7 mm/hari dan tahun 2003 dengan intensitas sebesar 30,63 mm/hari dan terendah terjadi pada tahun 1997 dengan intensitas sebesar 18 mm/hari.



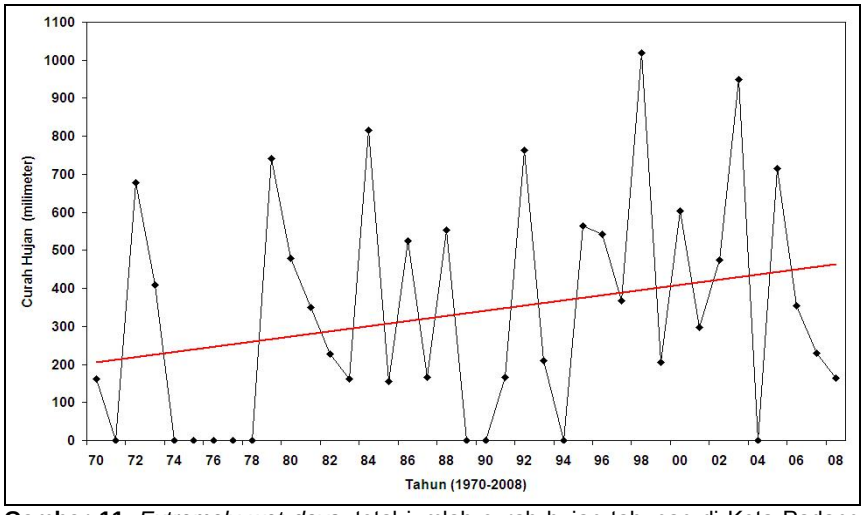
Gambar 9. Indeks intensitas hujan harian di Kota Padang , periode 1970-2008

Very wet days dan *Extremely wet days*



Gambar 10. *Very wet days,* total jumlah curah hujan tahunan di Kota Padang, ketika curah hujan > percentile ke 95, periode 1970-2008

Climate Extreme Index mendefinisikan suatau hari dikatakan sangat basah (*very wet days,* R95p) dengan jumlah curah hujan tahunan yang berada pada area yang lebih besar dari percentile ke 95, sedangkan hari ekstrim basah (*extremely wet days*, R99p) dengan jumlah curah hujan tahunan yang berada pada area yang lebih besar dari percentile ke 99. Pada Gambar 9 terlihat trend grafik hari yang sangat basah yang terjadi di Kota Padang, periode 1970-2008 yang naik dengan slope sebesar 1,6344. Jumlah curah hujan tahunan dengan kategori R95p terjadi pada tahun 1981 dengan jumlah hujan sebesar 2288 mm dan pada tahun 1998 dengan jumlah hujan sebesar 1989 mm. Sedangkan jumlah hujan terendah pada kategori ini terjadi pada tahun 1975 dengan jumlah hujan 450 mm. Sementara itu trend kenaikan dengan nilai slope yang lebih besar terjadi pada indeks ekstrim basah (Gambar 10), dengan slope sebesar 6,8402. Jumlah curah hujan tahunan terbesar pada kategori R99p ini terjadi pada tahun 1998 sebesar 1020 mm.



Gambar 11. *Extremely wet days,* total jumlah curah hujan tahunan di Kota Padang ketika curah hujan > percentile ke 99, periode 1970-2008

4. Diskusi

Secara sederhana, kenaikan suhu bumi sebagai akibat dari pemanasan global akan menyebabkan curah hujan yang turun di daerah tropis cenderung berkurang, dengan curah hujan menjadi lebih lebat, tetapi dalam periode waktu yang lebih pendek atau dengan kata lain intensitas hujan yang turun menjadi lebih lebat. Curah hujan di Kota Padang selama periode 1970-2007, cenderung mengikuti trend tersebut. Analisis-analisis trend indeks hujan ekstrim yang menunjukan hal tersebut antara lain:

Trend jumlah curah hujan tahunan (prcptot) di Kota Padang pada periode tersebut cenderung mengalami penurunan. Kecenderungan penurunan jumlah curah hujan di daerah tropis ini disebabkan karena bertambah luasnya daerah tropis atau terbentuknya daerah tropis baru sementara jumlah uap air sebagai pembentuk curah hujan jumlahnya relative tetap, seperti hasil analisis Edvin (2007) yang telah dikemukakan sebelumnya.

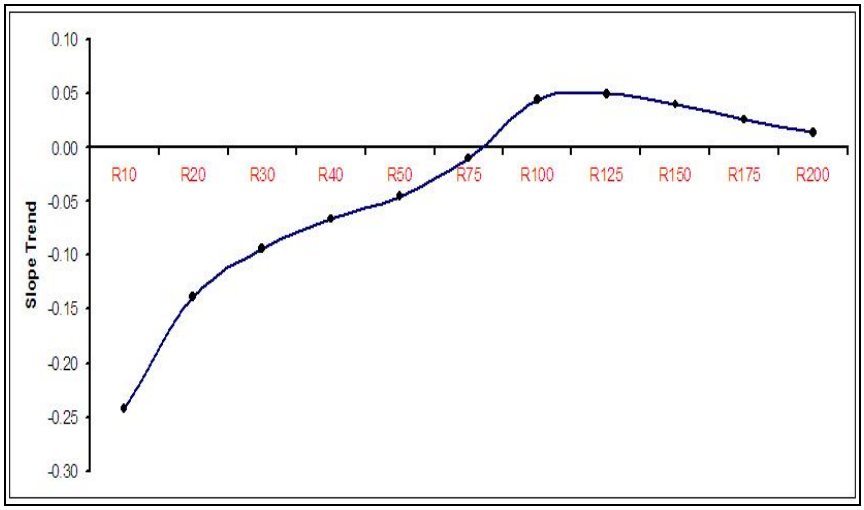
Pada periode tersebut, penurunan curah hujan tahunan sangat signifikan terjadi pada saat munculnya fenomena atmosfer global; dipole mode event positiv (IOD+) tahun1994 dan El Nino tahun 1997, yang pada dasarnya kedua fenomena atmsfer global tersebut menggambarkan pengaruh suhu permukaan laut, khususnya yang berada di Samudera Hindia terhadap curah hujan di wilayah Sumatera Barat pada umumnya dan di Kota Padang pada khususnya. (Nugroho, 2003; Nugroho, 2005).

Hasil analisis trend Rx1day yang lebih besar dari Rx5day menunjukan adanya kecenderungan curah hujan yang turun akan lebih banyak terakumulasi pada waktu 1 hari dibandingkan waktu yang lebih lama (5 hari). Sementara slope trend indeks R75 yang cenderung negatif, sedangkan trend indeks R125 dan indeks SDII yang positif menunjukan curah hujan yang cenderung semakin lebat, namun waktunya semakin singkat atau dengan kata lain intensitas curah hujan yang turun cenderung semakin tinggi.

Analisis lain yang juga memperkuat pernyataan tersebut adalah dengan membuat semacam trend banyaknya jumlah hari hujan dengan intensitas tertentu, misalnya pada saat curah hujan ≥ 10 mm/hari (R10), ≥ 20/hari mm (R20), dan seterusnya hingga jumlah hari hujan pada saat curah hujan ≥ 200 mm/hari (R200), seperti yang terlihat pada Gambar 11.

Pada gambar terlihat slope trend R10 hingga R75 masih berada dibawah garis nol atau bernilai negatif. Slope mulai bernilai positif setelah intensitas curah hujan sedikit lebih

besar dari 75 mm/hari (sekitar 76 mm/hari) dan slope tertinggi terjadi antara R100-R125. Hal ini berarti bahwa curah hujan dengan intensitas 10 mm/hari hingga 75 mm/hari yang terjadi di Kota Padang pada periode 1970-2008 cenderung semakin berkurang terjadi, sedangkan curah hujan dengan intensitas lebih besar dari 75 mm/hari cenderung sering terjadi dengan intensitas yang paling sering terjadi di Kota Padang pada periode tersebut adalah curah hujan dengan intenitas 100 mm/hari dan 125 mm/hari.



Gambar 11. Slope trend jumlah hari hujan pada R10 hingga R200

Indeks lain juga mengidikasikan hal tersebut, juga dapat dilihat dari trend indeks CDD yang naik dan CWD yang turun. Pasangan indeks CDD dan CWD menggambarkan bahwa hujan yang terjadi cenderung terakumulasi pada satu waktu sehingga curah hujan menjadi lebih lebat. Kecenderungan hujan yang terjadi terakumulasi pada satu waktu juga dapat dilihat pada trend indeks *extremley wet days* (R99p) yang cenderung naik dengan slope yang lebih besar dibandingkan dengan trend indeks very wet days (R95p).

Curah hujan lebat dan sangat lebat (ekstrim) yang terajadi di wilayah tropis biasanya disebabkan karena adanya kondisi atmosfer di sekitar wilayah tersebut yang tidak normal (terjadi gangguan atmosfer), antara lain pada saat terjadinya siklon tropis. Pada saat terjadi siklon tropis, awan akan lebih banyak berada pada daerah dengan dinamika atmosfer yang tinggi, yaitu disekitar jalur siklon. Namun karena waktu hidup siklon yang rata-rata hanya sekitar 4 hingga seminggu, menyebabkan terjadinya variabilitas mingguan yang ekstrim. (Edvin, 2007). Hasil penelitian Suryantoro (2009), menunjukan adanya korelasi sebesar -0,4618 antara reflektivitas curah hujan maksimum dengan anomali suhu permukaan laut (*sea surface temperature anomaly, ssta*) pada saat terjadi siklon tropis dengan Rosie di Samudera Hindia pada tanggal 22 April 2008.

Fenomena atmosfer regional/global yang diduga juga berpengaruh terhadap curah hujan adalah fenomena osilasi atau variasi intra musiman (*intra seasonal oscilaltion*; ISO atau *intra seasonal variation*; ISV). Suatu pola musim adakalanya mengalami periode "active" dan "break". Periode “active” dan “break” tersebut tidak terjadi secara acak melainkan membentuk suatu pola variasi di dalam sistem musiman. Pada saat periode “active” curah hujan terukur pada bulan tertentu bisa mencapai tiga kali lipat curah hujan historisnya. Hal ini terjadi karena sebenarnya di daerah tropis seperti Indonesia ada faktor lain selain musim, yaitu osilasi Madden Julian (MJO: Madden Julian oscillation). (Seto, 2002; Seto, 2004; Suryantoro, 2004), dengan periode osilasi 30 hingga 60 hari.

Jones, et al (2004), dalam penelitiannya mengenai hubungan antara MJO dan prakiraan tentang potensial terjadinya hujan ekstrim menyatakan bahwa secara analisis statistik mengindikasikan ketepatan prakiraan terjadinya hujan ekstrim akan lebih tinggi pada saat

terjadinya MJO terutama di beberapa daerah tropis di Afrika, Samudera Hindia, Indonesia, Pasifik bagian barat, dan Amerika Selatan. Sementara di daerah subtropik dan bebrapa wilayah lintang menengah di Pasifik Utara, bagian barat Amerika Utara dan Samudera Atlantik Utara juga menunjukan peningkatan prediksi hujan ekstrim selama MJO aktif. Hasil penenlitian tersebut juga menunjukan frekuensi terjadinya hujan ekstrim lebih tinggi terjadi di Samudera Hindia, Indonesia dan Samudear Pasifik bagian barat selama akibat adanya anomali konvektivitas selama periode MJO.

Dari hasil analisis hubungan data *real-time multivariate MJO index* (RMM index) terhadap terjadinya hujan di Kota Padang periode 1975-2005 dapat diketahui bahwa MJO akan lebih berpengaruh terhadap kejadian hujan di Kota Padang saat berada di phase 2, 3 dan 4. Pada phase-phase tersebut, pada bulan Maret/April dan Oktober/Nopember pengaruh MJO terhadap jumlah kejadian hujan lebih jelas terlihat. Sedangkan pengaruhnya terhadap frekuensi terjadinya hujan lebat (>50 mm/hari) dan perbandingan jumlah hujan terhadap rata-ratanya terlihat berpengaruh di setiap bulan. (Nugroho, 2009)

Perubahan-perubahan indeks curah hujan ekstrim yang terjadi di Kota Padang tidak terlepas dari adanya variabilitas pola sirkulasi atmosfer pada sekala yang lebih luas (regional/global), yang diduga berhubungan dengan gejala pemanasan global yang terjadi akibat semakin meningkatnya konsentrasi gas-gas rumah kaca yang ada di atmosfer. Pola sirkulasi atmosfer sekala regional/global yang turut berpengaruh terhadap terjadinya curah hujan ekstrim di wilayah Sumatera Barat pada umumnya dan Kota Padang pada khususnya antara lain ENSO, IOD, ISO, dan terjadinya siklon tropis. Perlu adanya kajian lanjutan untuk memahami hal tersebut.

5. Kesimpulan dan Saran

5.1. Kesimpulan

Dari hasil pengolahan data dan diskusi diatas, dapat diambil beberapa kesimpulan sebagai berikut:

1). Trend indeks-indeks curah hujan ekstrim di Kota Padang periode 1970-2008, menunjukan adanya kecenderungan jumlah curah hujan tahunan di Kota Padang pada periode tersebut yang semakin berkurang.

2). Terdapat indikasi bahwa curah hujan yang turun di Kota padang pada periode tersebut cenderung terakumulasi pada satu waktu sehingga curah hujan yang terjadi cenderung semakin tinggi intensitasnya.

3). Nilai trend indeks curah hujan ekstrim dapat digunakan untuk melihat kecenderungan curah hujan akan terjadi di Kota Padang di waktu yang akan datang.

4). Curah hujan ekstrim yang terjadi di Kota Padang tidak terlepas dari adanya variabilitas pola sirkulasi atmosfer pada sekala yang lebih luas (regional/global)

5.2. Saran

Perlu adanya kajian lanjutan untuk memahami hubungan antara pemanasan global, perubahan iklim, variabilitas pola sirkulasi atmosfer sekala regional/global yang turut berpengaruh terhadap terjadinya curah hujan ekstrim di suatu wilayah.

6. Ucapan Terimaksih

Ucapan terimaksih disampaikan denganhormat kepada Ibu Dra. Noerhayati, M.Sc (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, BMKG, Jakarta), DR. A.M.G. Klien Tang (Royal Netherlands Meteorological Institute, KNMI, De Bilt, Netherland), DR. Lisa V. Alexander (School of Geography and Environmental Science, Monash University, Autralia) yang secara bersama-sama telah menyelenggarakan International Workshop on

Data Rescue (DARE) di Bogor pada tanggal 7-11 Desember 2009 dan sebagai lecture dalam symposium tersebut.

7. Daftar Pustaka

Anonim., 2007. Indonesia dan perubahan iklim: status terkini dan kebijakannya. PT. Pelangi Energi Abadi Citra Enviro (PEACE).

Aldrian, E., 2007. Perubahan iklim global dan dampak terhadap iklim benua maritim di laut dan di daratan. Prosiding Jurnal Club Tahun 2007. Badan Meteorologi dan Geofisika. ISBN:978-979-1241-11-3

Easterling, D.R., J.L. Evans, P. Ya. Groisman, T.R. Karl, K.E. Kunkel and P.Ambenje, 2000. Observed variability and trends in extreme climate events : a brief review. Bulletin of the American Meteorological Society.

Gunawan, D., 2008. Simulasi iklim regional untuk mendukung aksi adaptasi sektoral menghadapi perubahan iklim. Prosiding Jurnal Club Tahun 2008. Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika. ISBN:978-979-1241-13-7

Joshi, V.R. and M. Rajeevan, 2006. Trends in precipitation extremes over India. NCC Research Report. National Climate Centre. India Meteorological Departement.

Jones, C., Duane E. W., K. M. Lau, and W. Stern. 2004. Global Occurrences of Extreme Precipitation and the Madden–Julian Oscillation: Observations and Predictability. Journal of Climate. American Meteorological Society.

Haylock, M., and Neville Nicholls, 2000.Trends in extreme rainfall indices for an update high quality data set for Australia, 1910-1998. International Journal of Climatology, 20, 1533-1541.

Klein Tang, A.M.G., et al., 2006. Changes in daily temperature and precipitation extremes in central and south Asia. Journal of Geophys Research, 111, D16105, doi:10.1029/2005JD006316.

Nugroho, S., 2003. Kaitan El Nino 1997 Terhadap Tingkat Kekeringan dan Musim di Sumatera Barat, Jurnal Meteorologi dan Geofisika Vol. 4 No. 2, Edisi April-Juni 2003

Nugroho, S., 2005. Distribusi Curah Hujan di Sumatera Barat pada Saat Dipole Mode Even Positif, Jurnal Meteorologi dan Geofisika Vol. 5 No. 3, Edisi Juli-September 2005

Nugroho, S., 2009. Pengaruh MJO terhadap terjadinya hujan di Kota Padang. Buletin Megasain vol. III, September 2009. Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang.
Roy, S.S., and R.C. Balling (2004). Trends in extreme daily rainfall indices in India. International Journal of Climatology, 24, 457-466.

Nicholls, C. Landsea, and J. Gill, 1998. Recent trends in Australian regional tropical cyclone activity. Meteor Atmos. Phys., 15, 197-212.

Rupa Kumar, K., pant, G.B., Parthasarathy, b. And Sontakke, N., 1992. Spatial and sub-seasonal pattern of the long-term trends of India summer monsoon rainfall. International Journal of Climatology, 12, 257-268.

Seto, Tri Handoko, 2002. Pengamatan Osilasi Madden Julian Dengan Radar Atmosfer Equator (EAR) Di Bukit Tinggi Sumatera Barat. Jurnal Sains & Teknologi Modifikasi Cuaca, Vol. 3, No. 2, hal.: 121-124.

Seto, T.H., 2004. Musim hujan di Indonesia, istilah yang sudah harus ditinggalkan. Harian Kompas terbitan tanggal 12 Oktober 2004.

Suppiah, R., and K. Hennessy, 1998. Trends in seasonal rainfall, heavy rain-days, and number of dry days in Australia 1910-1990. International Journal of Climatology, 18, 1141-1155.

Suryantoro, Arief. 2004. Fenomena MJO/ISO dan Hubungannya dengan Pola Aktivitas Awan Konvektif dan Curah Hujan di Lampung, Sumatera Selatan dan Aceh. Jurnal Meteorologi dan Geofisika, Vol. 5, No. 4, Desember 2004, BMG, Jakarta. ISSN : 1411-3083, hal.:30-45

Suryantoro, A., 2009. Pemanasan global dan hubungannya dengan siklon tropis observasi radar presipitasi satelit TRMM. Abstrak makalah pada Seminar Nasional Penelitian, Pendidikan dan Penerapan MIPA, tanggal 16 Mei 2009 di FMIPA-UNY Yogyakarta

Susandi, A.,2006. Bencana perubahan iklim global dan proyeksi perubahan iklim Indonesia. www.armisusandi.com

Zhang, X., and Feng Yang, 2004. RClimDex User Manual. Climate Research Branch, Environment Canada, Downsview, Ontario, Canada

Zhang, X., et al., 2005. Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003. Journal of Geophys Research, 110, D22104, doi:10.1029/2005JD006181.

Zhai, P., Anjian Sun, Fumin Ren, Xiaonin Liu, Bo Gao and Qiang Zhang, 1999. Changes of climate extremes in China. Climatic Changes, 15, 203-218. Kluwer Academic Publishers.

POTENSI ENERGI MATAHARI DITERIMA DI PERMUKAAN BUMI DI SEKITAR EKUATOR: HASIL OBSERVASI DI STASIUN PEMANTAU ATMOSFER GLOBAL BUKIT KOTOTABANG TAHUN 2008

Agusta Kurniawan
Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika

Abstract

Determination of solar energy potency received on the Earth's surface around the equator had been done. Global solar radiation data from Bukit Kototabang on 2008 is used as the representation. Solar energy is yielded as the result of global solar radiation times sunshine duration. Intensity of daily solar energy potency is 2672.514 KJ day^{-1} m^{-2} 4329.368 KJ month^{-1} m^{-2}. Minimum intensity of solar energy occurred in December (1527.568 KJ month^{-1} m^{-2}) while the maximum occurred in May (4329.368 KJ month^{-1} m^{-2}).

***Keywords** : potency, equator, Bukit Kototabang, global solar radiation*

1. PENDAHULUAN

Seiring dengan pertumbuhan penduduk dunia, maka konsumsi energi semakin meningkat. Penggunaan energi fosil antara lain minyak bumi, batu bara telah meningkatkan pencemaran dan banyak isu-isu lingkungan hidup. Untuk memenuhi kebutuhan energi yang terus meningkat tersebut dan mengurangi dampak lingkungan mulai dilirik berbagai energi alternatif yang terbaharukan. Potensi energi terbarukan yang ramah lingkungan, antara lain: panas bumi, energi air, energi angin, energi samudera dan energi matahari.

Salah satu energi terbaharukan yang potensial untuk dikaji dan berwawasan lingkungan adalah energi matahari. Ada beberapa pertimbangan yang menyebabkan energi matahari diperhitungan: pertama, Matahari merupakan sumber penghidupan bagi makhluk di dunia, semua rantai makanan di bumi ini bersumber dari matahari. Kedua, potensi energi matahari yang dapat dikatakan tak terbatas, Radiasi matahari merupakan radiasi gelombang elektromagnetik yang dihasilkan melalui proses fusi inti (nuklir), di mana hidrogen diubah menjadi helium. Selama proses fusi tersebut, sebagian massa diubah menjadi energi. Radiasi yang dipancarkan berupa gelombang elektromagnetik dengan 73,5 juta watt tiap m2 pada permukaan matahari. Dengan jarak rata-rata matahari-bumi sejauh 150 juta km, radiasi yang sampai di puncak atmosfer rata-rata sebesar 1367 Wm^{-2}. Ketiga, Indonesia merupakan negara tropis yang berada di sekitar garis katulistiwa, sehingga sepanjang tahun akan mengalami penyinaran matahari terus-menerus Di daerah equator tropik, tingkat radiasi matahari yang sangat tinggi berlangsung sepanjang tahun, karena elevasi matahari tinggi.

Tulisan ini berusaha untuk menunjukkan seberapa besar potensi radiasi matahari di permukaan bumi di daerah ekuator dengan menggunakan data observasi Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang. Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang merupakan salah satu stasiun pengamatan referensi udara bersih dari 24 stasiun pemantauan udara bersih yang ada di dunia saat ini. Secara geografi Stasiun PAG Bukit Kototabang terletak pada 100.32 bujur timur, 0.20 lintang selatan dan pada ketinggian 864.5 meter di atas permukaan laut. Besarnya potensi radiasi matahari didapatkan dari pengukuran radiasi matahari global dikalikan dengan lama penyinaran matahari.

2. METODE

Untuk mengukur potensi radiasi matahari digunakan dua data, yaitu Intensitas radiasi matahari global dan lama penyinaran matahari. Potensi yang dimaksud pada tulisan ini adalah intensitas radiasi matahari global dikalikan dengan lama penyinaran matahari, atau secara matematis sederhana dirumuskan:

$$\textbf{Potensi Radiasi Matahari} = I_g \times d$$

Dimana I_g : Intensitas radiasi matahari global
d : lama penyinaran matahari

Pengamatan radiasi matahari global yang diterima permukaan bumi di Stasiun Pengamat Atmosfer Global Bukit Kototabang menggunakan piranometer produksi Eplley. Piranometer tipe Eppley QPSP (*quartz spectral pyranometer*) Eppley PSP merupakan alat pengukur tingkat radiasi langsung dengan sensitivitas $\pm$ 0,7% pada suhu 20 - 40°C. Alat ini mempunyai detektor 50 sambungan termophile yang dilapisi lak parson hitam dengan sensitivitas 9,03 V/Wm^{-2} dan impedansi 650 Ω. Di dalam kaca konsentrik setengah lingkaran dengan diameter 7,6 mm dari kaca sodalime dapat mentransmisikan sinar matahari dengan panjang gelombang antara 0,32 sampai 4,2 μm. Output dari masing masing instrumen adalah beda potensial (mV), yang disimpan dalam data logger CR10 berupa data rata-rata beda potensial (mV) tiga menitan. Sehingga data flux radiasi matahari luaran dari masing-masing instrumen diperoleh sesuai dengan rumus berikut :

$$\textbf{Fluks Rad. Matahari} = \underset{(mV)}{\textbf{Output Inst.}} \times \underset{(Wm^{-2}/mV)}{\textbf{Sensitivitas}}$$

Lama Penyinaran matahari merupakan ukuran penyinaran matahari (jam) selama 1 hari. Lama penyinaran matahari diukur dengan alat Campbell Stokes, suatu bola gelas pejal dengan diameter sekitar 10 cm, dan bertindak sebagai lensa untuk memusatkan sinar matahari yang datang. Sebuah pias yang mudah terbakar diletakkan dibawah bola gelas tersebut. Pias tersebut terbuat dari bahan yang bisa terbakar jika terkena sinar matahari dengan intensitas minimum 2 W/m^2.

Ada tiga jenis yang digunakan dan pemasangannya tergantung terhadap waktu (posisi matahari terhadap lokasi stasiun), pias tersebut adalah:

- Pias Lengkung Pendek dipasang pada 12 April sampai dengan 2 September (matahari berada di belahan bumi utara).
- Pias Lurus dipasang pada 11 Maret sampai 11 April dan 3 September sampai 14 Oktober (matahari berada di sekitar katulistiwa).
- Pias Lengkung Panjang 15 Oktober sampai dengan 28 atau 29 Februari (matahari berada di belahan bumi selatan).

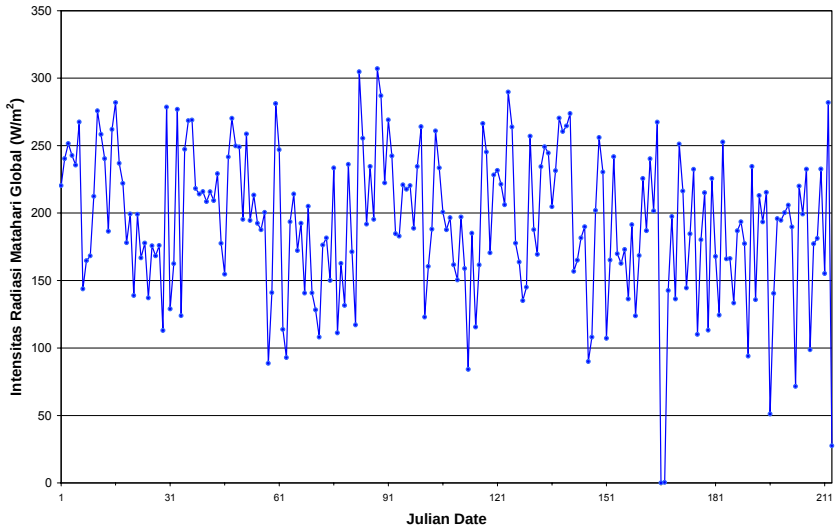
Pias dari alat Cambell Stokes tersebut terbakar membentuk pola garis tertentu. Dari panjang garis tersebut, diubah menjadi data secara kuantitatif dengan ketentuan sebagai berikut: setiap satu jam pada pias dibagi menjadi 10 bagian, dan matahari terbit dari jam 6 pagi dan tenggelam pada jam 18.

Dengan menggabungkan data radiasi matahari global dengan lama penyinaran matahari dapat diperoleh potensi radiasi matahari di permukaan bumi di sekitar ekuator.

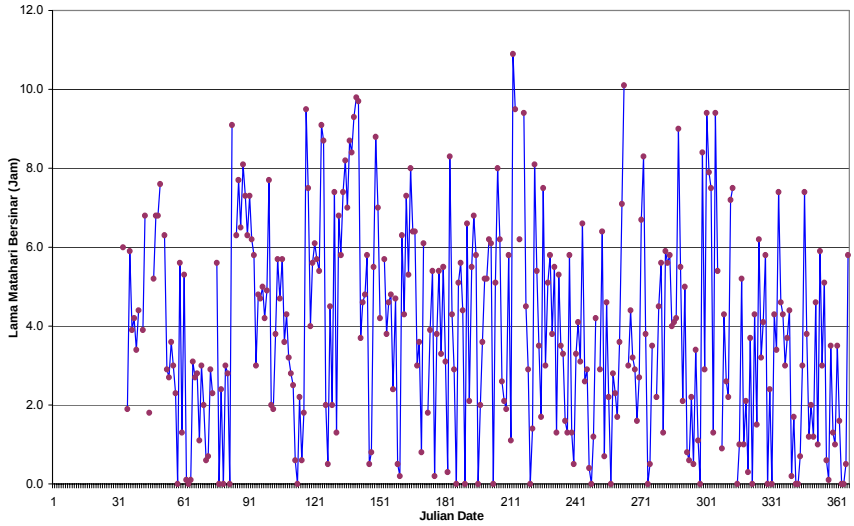
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Selama periode tahun 2008 (lihat gambar 1), rata-rata radiasi matahari global harian hasil pengukuran dengan Eppley PSP yang diterima permukaan bumi Bukit Kototabang, dengan rata-rata sebesar 190,35 Wm^{-2} dengan nilai maksimum harian sebesar 307,04 Wm^{-2} terjadi pada Julian Date 88 atau pada tanggal 28 Maret 2008, nilai minimum harian

sebesar 0,3375 Wm^{-2} terjadi pada Julian Date 167 atau pada tanggal 15 Juni 2008, dan dengan nilai standar deviasi sebesar 54,32 Wm^{-2}, dimana ada 6 hari dalam satu tahun data tidak tersedia, yaitu pada Julian Date 165,166, 168, 275, 281 dan 282.



Gambar 1. Intensitas Radiasi Matahari Global 2008 hasil observasi di Bukit Kototabang
(Catatan : Julian Date 1 = 1 Januari 2008, 2 = 2 Januari 2008)



Gambar 2. Lamanya penyinaran matahari 2008 hasil observasi di Bukit Kototabang
(Catatan : Julian Date 1 = 1 Januari 2008, 2 = 2 Januari 2008,...., 366 = 31 Desember 2008)

Secara diurnal, radiasi matahari global (jam-jaman) digolongkan dari bulan Januari sampai Desember, dapat dituliskan pada tabel berikut ini:

Tabel 1. Intensitas Radiasi Matahari Global Bulanan

Bulan	Intensitas Radiasi Matahari Global (W/m^2)			
	Max	Min	Stdev	Rata-rata
Jan	755.3516	0.106452	276.9908	204.8009
Feb	794.3621	0.003448	302.833	212.2657
Mar	652.0419	0.106452	246.0635	189.9253
Apr	747.16	0.483333	287.0011	195.4807
Mei	800.5517	0.196774	287.3014	207.3452
Jun	666.2433	1.527586	247.414	171.0495
Jul	647.6167	0.125806	250.2576	180.031
Agu	703.0806	0.351613	257.0807	190.9989

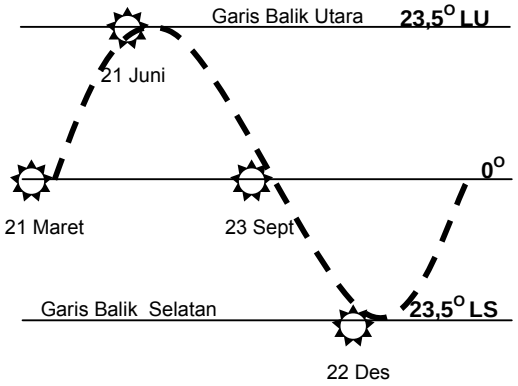
Sep	732.6793	0.34	278.2637	197.6076
Okt	694.3	0.166667	263.051	195.6538
Nov	708.11	0.206667	248.6009	185.3474
Des	656.6194	0.477419	237.483	176.8019

Lamanya penyinaran matahari 2008 hasil observasi di Bukit Kototabang (lihat gambar 2), data yang tidak tersedia selama tahun 2008 ada 48 hari, yaitu pada julian date 1 sampai 31, 32, 34, 41, 44, 46, 51, 75, 84, 152, 172, 214, 216, 251, 264, 277, 307, 314. Dari data 2008 yang tersedia, nilainya bervariasi dari nilai minimum 0 jam (pias terpasang tidak terbakar sama sekali) berarti selama seharian penuh cuaca mendung/tertutup awan, sampai nilai maksimum 10,9 jam dicapai pada julian date 212 atau pada kalender masehi 30 Juli 2008. Nilai minimum 0 jam teramati berjumlah 23 hari, yaitu pada julian date 58, 63, 77, 79, 82, 113, 186, 190, 196, 203, 220, 248, 257, 274, 298, 315, 322, 329, 331, 342, 343, 363, 364.

Tabel 2. Lama Penyinaran Matahari Bulanan (jam)

Bulan	Lama Penyinaran Matahari (jam)			
	Max	Min	Stdev	Rata-rata
Jan	N/A	N/A	N/A	N/A
Feb	7.6	0.0	2.1	4.2
Mar	9.1	0.0	2.9	3.4
Apr	9.5	0.0	2.2	4.1
Mei	9.8	0.5	2.9	5.8
Jun	8.0	0.2	2.2	4.0
Jul	10.9	0.0	2.8	4.5
Agu	9.4	0.0	2.4	4.0
Sep	10.1	0.0	2.5	3.3
Okt	9.4	0.0	2.9	4.1
Nov	7.5	0.0	2.4	3.2
Des	7.4	0.0	2.1	2.4

Untuk memvalidasi data hasil observasi kedua alat tersebut (Campbell Stokes dan Eppley QPSP) digunakan sudut deklinasi matahari untuk menghitung kapan posisi matahari tepat di atas bukit kototabang. Sudut deklinasi matahari adalah besarnya sudut kemiringan sumbu rotasi bumi relatif terhadap bidang orbit bumi. Saat posisi matahari di atas bukit Kototabang maka diasumsikan lama penyinaran matahari akan maksimum dan lama penyinaran matahari akan maksimum pula.



Gambar 3. Gerak semu harian matahari

Posisi sumbu rotasi bumi ketika berputar mengelilingi matahari akan memunculkan efek gerak semu matahari. Gerak semu matahari merupakan kedudukan peredaran matahari yang dilihat dari bumi selama sepanjang tahun. Adanya gerak semu tersebut

menyebabkan matahari seolah-olah akan bergerak dan berubah secara periodik selama setahun.

Pada tanggal 21 Maret dan 23 September, matahari akan melintas tepat di atas garis khatulistiwa (koordinat 0^{O}). Sementara itu pada tanggal 21 Juni, matahari akan melintas di garis balik utara matahari (koordinat 23.5° LU), Serta pada tanggal 22 Desember, matahari akan melintas tepat di atas garis balik selatan matahari (koordinat 23.5° LS).

Bukit Kototabang terletak pada koordinat 0,20 LS, untuk mengetahui hari yang tepat saat matahari di atas bukit kototabang, digunakan persamaan matematika sederhana:

$$\mathbf{Y = 23{,}5 \sin X}$$

Dimana : Y : kedudukan koordinat lintang
X : hari ke- dihitung dari posisi matahari tepat di garis katulistiwa (23 September/21 Maret)

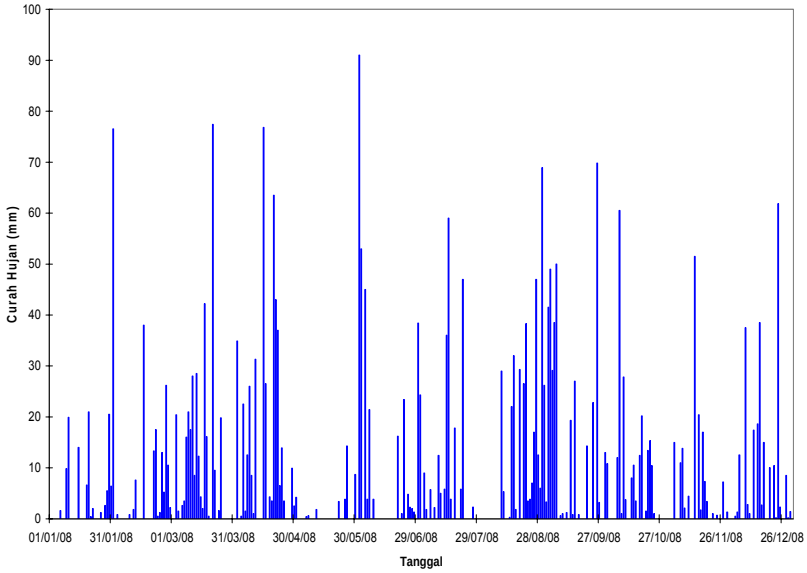
Dari persamaan itu, maka matahari akan tepat di atas Bukit Kototabang dapat dihitung:

$$\mathbf{X = Arc \sin (Y/23{,}5)}$$

Diketahui Y: 0,20 LS
X = Arc Sin (0,20/23,5)
X = Arc Sin 0,0085
X = 0,48 ≈ 0 hari

Matahari tepat di atas bukit Kototabang pada 21 Maret dan 23 September. Pada tanggal 21 Maret 2008, intensitas radiasi matahari global harian sebesar 304,74 W/m^2, sedangkan lama penyinaran matahari sebesar 2,8 jam. Pada tanggal 23 September 2008, intensitas radiasi matahari global harian sebesar 188,65 W/m^2, sedangkan lama penyinaran matahari sebesar 3,2 jam. Namun ternyata Intensitas radiasi matahari global harian maksimum terjadi pada tanggal 28 Maret 2008 sebesar 307,04 Wm^{-2}, dan lama penyinaran maksimum sebanyak 10,9 jam pada 30 Juli 2008. Perbedaan itu terjadi karena masih ada beberapa parameter lain yang sangat berpengaruh terhadap penerimaan radiasi matahari global di permukaan bumi dan lama penyinaran matahari. Parameter tersebut antara lain: parameter meteorologi (kelembaban, kecepatan dan arah angin, dll), konsentrasi aerosol dan konsentrasi gas-gas di atmosfer.

Penulis mencoba mensubstitusi parameter-parameter lain tersebut dengan data hujan Bukit Kototabang (lihat gambar 4). Data tersebut diambil dari log book pengamatan cuaca manual terbatas. Dengan asumsi saat terjadi hujan, maka awan menutupi langit sehingga intensitas matahari semakin kecil dan lama penyinaran matahari semakin pendek.



Gambar 4. Data Hujan Harian 2008 di Bukit Kototabang

Matahari mencapai di sekitar bukit Kototabang pada bulan Maret dan September, oleh karena itu digunakan data curah hujan 2008 (Tabel3) untuk melihat pengaruh parameter lainnya pada intensitas radiasi matahari global dan lama penyinaran matahari.

Pada bulan Maret 2008, curah hujan rata-rata bulanan mencapai 16.66 mm dimana ada 11 hari tidak terjadi hujan, maksimum curah hujan pada 21 Maret 2008 sebesar 77,4 mm, sedangkan minimum curah hujan sebesar 0,5 mm pada 19 Maret 2009. Saat Matahari tepat diatas Bukit Kototabang ternyata curah hujan maksimum/langit tertutup awan.

Tabel 3. Curah Hujan Bulanan (mm)

Bulan	Curah Hujan Bulanan (mm)			
	Max	Min	Stdev	Rata-rata
Jan	0.0	0.0	0.0	0.0
Feb	7.6	0.0	2.1	4.2
Mar	9.1	0.0	2.9	3.4
Apr	9.5	0.0	2.2	4.1
Mei	9.8	0.5	2.9	5.8
Jun	8.0	0.2	2.2	4.0
Jul	10.9	0.0	2.8	4.5
Agu	9.4	0.0	2.4	4.0
Sep	10.1	0.0	2.5	3.3
Okt	9.4	0.0	2.9	4.1
Nov	7.5	0.0	2.4	3.2
Des	7.4	0.0	2.1	2.4

Sedangkan pada bulan September 2008,curah hujan rata-rata bulanan sebesar 21.4 mm, dimana ada 12 hari yang tidak terjadi hujan, maksimum curah hujan sebesar 69,8 mm pada 26 September 2008, minimum sebesar 0,6 mm pada 8 september 2008. Pada tanggal 21 September, 24 September, 26 September 2008 terjadi hujan deras, berarti selama beberapa hari saat matahari diatas bukit Kototabang tertutup awan. Dengan kata lain, intensitas radiasi matahari global dan lama penyinaran matahari tidak bisa terukur maksimum saat matahari diatas Bukit Kototabang.

Dari penjelasan tersebut di atas, maka potensi energi matahari di sekitar ekuator dibagi menjadi dua, yaitu potensi matahari rata-rata harian dan rata-rata bulanan. Potensi

radiasi matahari dapat diperoleh dari rata-rata penerimaan radiasi matahari global harian dikalikan dengan rata-rata lama penyinaran matahari harian dalam satu tahun.

Potensi energi matahari rata-rata harian di permukaan bumi di sekitar ekuator pada 2008 sebesar 190,35 Watt m^{-2} dengan waktu penyinaran matahari harian 3,9 jam.

Dan jika diubah menjadi Joule $hari^{-1}m^{-2}$ menjadi

= 190,35 Joule $detik^{-1}m^{-2}$ x 3,9 jam x 3600 detik jam^{-1}
= 2672514 Joule $hari^{-1}m^{-2}$
= 2672.514 Kjoule $hari^{-1}m^{-2}$

Sedangkan untuk mengetahui potensi energi matahari di permukaan bumi di sekitar ekuator, rata-rata bulanan dengan cara yang sama=

Intensitas radiasi global rata-rata bulanan x rata-rata lama penyinaran matahari bulanan.

Tabel 4. Potensi Energi Matahari Bulanan di Permukaan Bumi Di Sekitar Ekuator

Bulan	Rata-rata		
	Intensitas Radiasi Matahari Global (W/m^2)	**Lama Penyinaran Matahari (jam)**	**Potensi Energi Matahari Bulanan Di Permukaan Bumi Di Sekitar Ekuator ($KJ\ month^{-1}\ m^{-2}$)**
Jan	204.8009	N/A	N/A
Feb	212.2657	4.2	3209.457
Mar	189.9253	3.4	2324.686
Apr	195.4807	4.1	2885.295
Mei	207.3452	5.8	4329.368
Jun	171.0495	4.0	2463.113
Jul	180.031	4.5	2916.502
Agu	190.9989	4.0	2750.384
Sep	197.6076	3.3	2347.578
Okt	195.6538	4.1	2887.85
Nov	185.3474	3.2	2135.202
Des	176.8019	2.4	1527.568

Besarnya potensi potensi energi matahari bulanan di permukaan bumi di sekitar ekuator, minimum terjadi di bulan Desember 2008 sebesar 1527.568 KJ $bulan^{-1}$ m^{-2} dan maksimum terjadi di bulan Mei 2008 sebesar 4329.368 KJ $bulan^{-1}$ m^{-2}. Jika diperhatikan Potensi matahari bulanan ternyata tidak seiring dengan pergerakan semu matahari, hal itu dapat dijelaskan karena adanya faktor/parameter lain yang berpengaruh dominan pada lama penyinaran matahari.

4. KESIMPULAN

Dari penjelasan diatas maka dapat diambil kesimpulan sebagai berikut:

1. Potensi energi matahari rata-rata harian di permukaan bumi di sekitar ekuator pada 2008 sebesar 190,35 Watt m^{-2} dengan waktu penyinaran matahari harian 3,9 jam atau sebesar 2672.514 Kjoule $hari^{-1}m^{-2}$
2. Sedangkan Besarnya potensi potensi energi matahari bulanan di permukaan bumi di sekitar ekuator, minimum terjadi di bulan Desember 2008 sebesar 1527.568 KJ $bulan^{-1}$ m^{-2} dan maksimum terjadi di bulan Mei 2008 sebesar 4329.368 KJ $bulan^{-1}$ m^{-2}.

5. DAFTAR ACUAN

Agusta Kurniawan dan Yosfi Andri, 2008, Pengamatan Radiasi Matahari, Awan dan Lama Penyinaran Matahari di Bukit Koto Tabang Peride April-Juni 2008, Buletin GAW Bukit Kototabang, edisi II,

Anang, 2008,Menganalisa Mengapa Cuaca Begitu Panas Di Bulan Oktober Di Pulau Jawa, http://anangku.blogspot.com/

Log Book Pengamatan Cuaca Manual Terbatas, 2008, SPAG Bukit Kototabang

EFEKTIFITAS ANOMALI SPL DI SAMUDERA INDONESIA SEBELAH BARAT SUMATERA TERHADAP VARIABILITAS ISOTOP ^{18}O

Edison Kurniawan dan Yosfi Andri
Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika

Abstract

Daily rainfall and stable isotope $\delta^{18}O$ were observed from April to December in 2001 at Global Atmosphere Watch (GAW) Bukit Kototabang, West Sumatera, Indonesia. Using both type Isotope Circulation Model (ICM) and Colored Moisture Analysis (CMA), the origin of rainwater was estimated by Ichiyanagi et. al (2002). Based on heat flux process, the effectively of Sea Surface Temperature (SST) anomaly plays an important role in atmosphere process. The modification is used to achieve the influence of SST anomaly related to rainfall at GAW. The SST anomaly data used from SST NOAA/NDIES Global Analysis. On period I+V (1 January-17 February and after 19 December 2001), the coefficient correlation between SST anomaly and rainfall is 0.909.It means that the conclusions about the transfers of latent heat and sensible heat between the sea and the atmosphere over the Indian Ocean are clear. On the other hand, the coefficient correlation between SST anomaly and rainfall on period II+IV (18 Februari-11 April 2001 and 10 October-18 December 2001) and III (12 April-30 September 2001) as follows are 0.0185 and 0.1343. These results showed that not only SST anomaly influence the precipitation water process, but the other parameters, such as wind speed and heat capacity plays important role in the atmosphere.

***Keywords** : stable isotope, ICM, CMA, SST anomaly, precipitation water*

1. PENDAHULUAN

Isotop stabil (δ^2H, $\delta^{18}O$) di dalam proses presipitasi telah digunakan secara luas sebagai indikator pada temperatur dan presipitasi di dalam siklus hidrologi global. Araguas-Araguas et. al (1998) telah mendiskusikan variabilitas spasial dan temporal dari rata-rata bulanan jangka panjang pada komposisi isotop stabil dari presipitasi yang terjadi di wilayah Asia Tenggara dan Pasifik sebelah barat.

Mereka dapat membedakan wilayah yang memiliki respon komposisi isotop terhadap jumlah presipitasi yang terjadi, hal ini dikarenakan sumber dari massa udara dikaitkan oleh aktifitas monsoon dan pergerakan musiman *Inter Tropical Convergence Zone* (ITCZ).

Datta et. al (1991) telah mendiskusikan variasi temporal komposisi isotop stabil pada presipitasi yang terjadi di New Delhi dengan menggunakan metode statistik. Mereka menemukan bahwa variabilitas $\delta^{18}O$ dalam jangka panjang sangat dipengaruhi oleh intensitas dan distribusi curah hujan dan juga pergerakan trayektori dari massa udara.

Ichiyanagi et. al (2003) menjelaskan jumlah rata-rata bulanan presipitasi dalam jangka panjang dan $\delta^{18}O$ menunjukkan korelasi negatif yang kuat dan variabilitasnya pada bulan Mei dipengaruhi oleh sistem kopel ENSO-Monsoon.

Hanya beberapa studi mendiskusikan variabilitas komposisi isotop dari proses presipitasi dengan menggunakan data isotop (i.e. Ichiyanagi et. al (2004) di Thailand & Njitchoua et. al di Kamerun, Afrika).

Seperti diketahui proses presipitasi sangat erat kaitannya terhadap proses interaksi laut-atmosfer. Sehingga efektivitas pemanasan permukaan laut, khususnya di Samudera Hindia sebelah barat Sumetera menjadi faktor utama. Di dalam paper ini, akan dijelaskan tentang efektivitas pemanasan Suhu Permukaan Laut di Samudera Indonesia sebelah barat Sumatera terhadap variabilitas isotop $\delta\ ^{18}O$. Tujuannya adalah untuk mengetahui seberapa jauh anomali SPL mempengaruhi pembentukan curah hujan di wilayah Sumatera Barat.

Keberadaan Samudera Indonesia yang berbatasan langsung dengan Pulau Sumatera memberikan pengaruh yang besar terhadap pembentukan fenomena cuaca di sekitarnya. Suhu Permukaan Laut (SPL) merupakan parameter dari keadaan laut yang berperan dalam aktivitas cuaca. Besarnya penguapan berkaitan dengan SPL dan kondisi atmosfer di atasnya. Penentuan ini dapat dicari dengan menggunakan formulasi dasar dari *heat flux* pada permukaan laut dan banyaknya uap air yang terdapat di udara. SPL di sekitar Sumatera Barat berkisar antara 28-30^{o}C, dan tertinggi terjadi pada sekitar bulan Juni (Anonim, 2004). Dengan suhu sebesar itu, laut di sekitar Sumatera Barat memiliki potensi yang cukup tinggi terhadap aktivitas cuaca.

Menurut Gill, A.E, (1982), *heat flux* pada permukaan laut (Q_s) sangat bergantung pada kecepatan angin (u), beda antara suhu permukaan laut dan permukaan atmosfer di atasnya, ($T_s - T_a$) serta kapasitas panas udara per satuan volume ($\rho_a c_p$). Persamaan (1) dapat menunjukkan hubungan tersebut.

$$Q_s = c_H.u.(T_s - T_a).(\rho_a c_p) \qquad (1)$$

dimana c_H adalah konstanta yang tak berdimensi, nilainya berkaitan dengan kondisi stabilitas udara (Gill, A.E, 1982). Nilai c_H = 0.83 x 10^{-3} untuk keadaan udara stabil dan 1.10 x 10^{-3} untuk keadaan udara yang tidak stabil. Kedua konstanta tersebut dikenal sebagai Bilangan Stanton. *Heat Flux* yang ditunjukkan oleh persamaan (1) pada hakekatnya berwujud panas laten yang dibawa oleh uap air. Proses tersebut dikenal sebagai laju penguapan. Laju penguapan yaitu massa air yang teruapkan per satuan luas per satuan waktu dan sebanding dengan kelembaban spesifik. Persamaan (2) memperlihatkan cara menentukan laju penguapan.

$$Q_s = \rho_a.c_E.u.(q_s - q_a) \qquad (2)$$

Dengan ρ_a adalah rapat massa udara, c_E adalah bilangan Dalton yang besarnya 1.5 x 10^{-3}, u adalah kecepatan angin pada ketinggian anemometer ; q_s adalah kelembaban spesifik pada permukaan laut dan q_a adalah kelembaban spesifik pada paras standar (ketinggian 1000 hPa). Persamaan (2) menunjukkan bahwa makin tinggi SPL dan makin rendah suhu di lapisan atmosfer, maka daya penguapan akan semakin besar.

Pada hakekatnya atmosfer merupakan fluida yang mudah bergerak, sehingga perubahan suhu atau temperatur selain disebabkan oleh radiasi penyinaran matahari, juga berkaitan dengan suhu pada lingkungan tersebut. Perubahan suhu total akan mengikuti dimensi ruang dan waktu seperti yang ditunjukkan oleh Persamaan (3).

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + U.\nabla T$$
$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u\frac{\partial T}{\partial x} + u\frac{\partial T}{\partial y} + w\frac{\partial T}{\partial z} \qquad (3)$$

dimana,

$\frac{\partial T}{\partial t}$ = perubahan suhu lokal

$u\frac{\partial T}{\partial x} + u\frac{\partial T}{\partial y}$ = perubahan suhu karena adveksi

$w\frac{\partial T}{\partial y}$ = perubahan suhu vertikal

Proses perpindahan panas dari laut ke atmosfer menimbulkan pendinginan dimana besarnya sebanding dengan besarnya penguapan yang terjadi. Laju penguapan yang merupakan representasi perpindahan panas dari lautan ke atmosfer sebesar 1 m per tahun atau sekitar 3 mm per hari. Namun demikian kondisi ini tidak menyebabkan uap air di atmosfer tidak terus bertambah.

Berdasarkan perhitungan Watt I.E.M (1995), jumlah uap air yang dapat menjadi curah hujan (*precipitable water*) memiliki ketebalan 23 mm. Dengan demikian waktu tinggal (*residence time*) uap air di dalam atmosfer bumi dapat mencapai 7 hari atau 23 mm dibagi dengan 3 mm. Sehingga persamaan (1) dan (2) dapat menunjukkan ada keterkaitan antara anomali SPL terhadap pembentukan curah hujan di suatu wilayah.

2. METODE

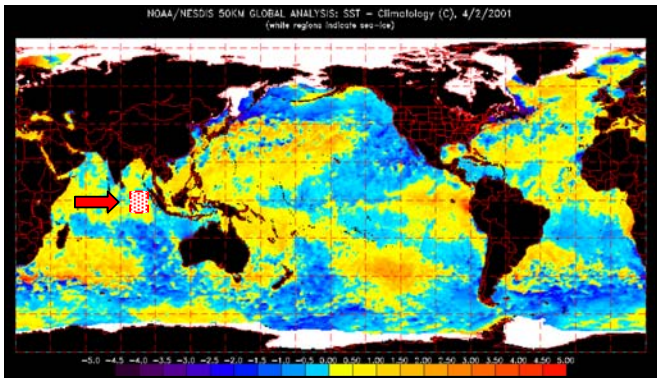
Data isotop dari hasil presipitasi harian diambil dari Stasiun Pemantau Atmosfer Global/SPAG (0.12^o LS, 100.19^{o}BT) di Bukit Kototabang dari Agustus hingga Desember 2001 dan Jambi (1.36^{o}LS, 103.37^{o}BT) di sisi timur Pulau Sumatera dari April hingga Desember 2001 dan dilakukan analisa.

Baik δ^2H dan δ^{18}O dari hasil presipitasi diukur dengan menggunakan sebuah spectrometer massa MAT-252 di Pusat Penelitian Ekologi Universitas Kyoto, Jepang. Kesalahan analitik dari seluruh prosedur mencapai ± 1.5 ‰ dan ± 0.1 ‰ untuk δ^2H dan δ^{18}O. Komposisi isotop dari hasil presipitasi disimulasikan dengan menggunakan : Model Sirkulasi Isotop jenis-Rayleigh (*Isotop Circulation Model* / ICM) yang dikembangkan oleh Yoshimura et. al (2003).

Sedangkan sumber air hujan dijejaki dengan menggunakan metode *Colored Moisture Analysis* (CMA) dengan menggunakan skema transport air oleh Yoshimura et. al (2004). CMA dapat menunjukkan bagaimana air yang berasal dari wilayah tertentu dapat mengalami proses perpindahan dan percampuran.

Model global berada di dalam ruang grid 2,5^o x 2,5^o dan memiliki satu lapisan vertikal. Perhitungan sirkulasi air membentuk keseimbangan air di atmosfer (Oki, et. al., 1995) dengan skema *upstream* pada setiap titik grid untuk setiap langkah waktu. Model NCEP/NCAR atmosfer global dari data re-analisis (Kalnay et. al, 1996), termasuk *precipitable water*, fluks vertikal (zonal dan meridional), presipitasi dan evaporasi digunakan untuk menghitung keseimbangan air di atmosfer. Variabel-variabel reanalysis enam jam-an digunakan untuk studi ini.

Penelitian akan difokuskan pada efektivitas anomali suhu permukaan laut yang secara ilmiah memiliki korelasi terhadap instensitas curah hujan dan juga pengaruhnya terhadap variabilitas δ^{18}O yang terjadi di SPAG. Untuk suhu permukaan laut diambil dari data *SST NOAA/NDIES Global Analysis* di sekitar wilayah Samudera Hindia sebelah barat Sumatera yang berpusat di 95^{o}BT dan 0^o (Lihat Gambar 1). Periode pengamatan dilakukan mulai April hingga November 2001. Tujuan dari penelitian ini pada hakekatnya adalah untuk mengetahui seberapa jauh pengaruh dari anomali suhu permukaan laut terhadap pembentukan curah hujan dan variabilitas δ^{18}O di wilayah SPAG dan sekitarnya.



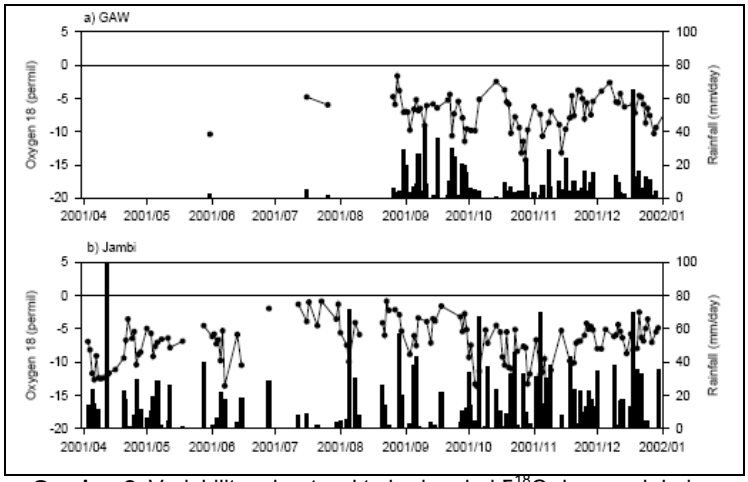
Gambar 1. Anomali SPL dari SST NOAA/NDIES Global Analysis
(Sumber : NOAA)

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1. VARIABILITAS HARIAN

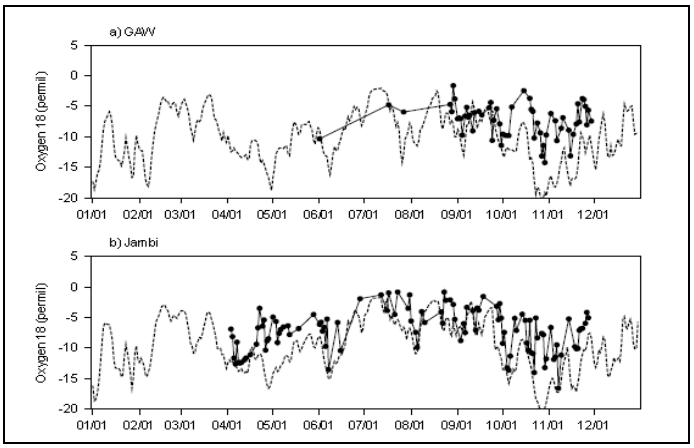
Observasi curah hujan dan isotop $\delta^{18}O$ dari April hingga Desember 2001 di SPAG (GAW) dan Jambi ditunjukkan pada Gambar 2. Isotop $\delta^{18}O$ berkisar dari -15‰ hingga 0 ‰ pada kedua stasiun. Hanya Stasiun Jambi menunjukkan trend variabilitas musiman dari $\delta^{18}O$.

Pada Stasiun Jambi ada trend peningkatan isotop dari April hingga Agustus dan dari November hingga Desember, namun ada trend penurunan pada Agustus hingga Oktober.Sedangkan di stasiun SPAG menunjukkan adanya trend penurunan dari September hingga November dan trend peningkatan dari November hingga Desember. Namun sebuah peningkatan yang terjadi secara tiba-tiba berlangsung pada akhir Oktober di stasiun SPAG. Dari hasil tersebut menunjukkan bahwa variablitas curah hujan harian diantara dua stasiun memiliki perbedaan yang jelas.



Gambar 2. Variabilitas deret waktu harian dari $\delta^{18}O$ dan curah hujan di GAW dan Jambi pada periode April hingga Desember 2001
(Sumber : Ichiyanagi, et. al, 2002)

Hasil simulasi dan obesrvasi isotop $\delta^{18}O$ yang disimulasikan dengan menggunakan metode ICM berada pada posisi *underestimate* untuk Oktober hingga November di stasiun GAW dan untuk Mei di stasiun Jambi (Gambar 3). Sedangkan variabilitas harian yang dihasilkan tampaknya cukup baik pada dua stasiun. Koefisien korelasi diantara keduanya adalah 0,56 dan 0,70 untuk stasiun GAW dan Jambi.



Gambar 3. Deret waktu dari variasi harian $\delta^{18}O$ dibandingkan antara hasil simulasi dan observasi pada stasiun GAW dan Jambi tahun 2001. (Sumber : Ichiyanagi, et. al, 2002)

Yoshimura et. al (2003) menunjukkan bahwa variabilitas jangka pendek isotop dari hasil presipitasi di Thailand selama tahun 1998 & 1999 juga menunjukkan hasil yang baik.

Dari penjelasan di atas, ICM dapat mensimulasikan komposisi isotop dari hasil presipitasi dengan baik, sehingga asal air hujan dapat diterka dengan menggunakan metode CMA yang merupakan skema transport ICM.

3.2. ASAL AIR HUJAN

Analisis CMA digunakan untuk mengestimasi asal air hujan selama tahun 2001 pada dua stasiun di P. Sumatra. Wilayah asia dibagi ke dalam lima kelompok, yaitu IDO (Samudera Indonesia), JVS (Laut Jawa), PFO (Samudera Pasifik), LND (Daratan) dan OTS (Lain-lain). Pada LND mengindikasikan penguapan yang berasal dari Indocina, Pulau Sumatera dan wilayah daratan Asia Tenggara.

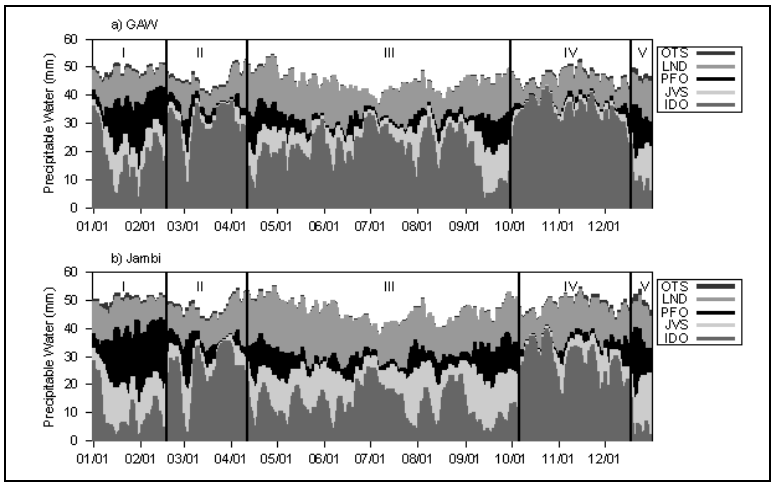
Pengamatan *Precipitable Water* (PW) selama tahun 2001 dibagi ke dalam 5 periode (Lihat Tabel 1).

Tabel 1. Periode Pengamatan PW

No.	Stasiun / Periode 2001	I	II	III	IV	V
1.	GAW	1 Jan-17 Feb	18 Feb – 11 April	12 April – 30 Sep	10 Okt – 18 Des	Setelah 19 Des
2.	Jambi	1 Jan-17 Feb	18 Feb – 11 April	12 April – 6 Okt	7 Okt – 18 Des	Setelah 19 Des

Sedangkan Gambar 4 dan Tabel 2 menjelaskan asal PW dari tiap kelompok wilayah yang dihitung melalui CMA. Pada Periode I stasiun GAW dan Jambi masing-masing menunjukkan nilai mixing ratio 27% dan 34% berasal dari PFO (Samudera Pasifik). Sedangkan pada periode II dan IV stasiun GAW dan Jambi masing-masing menunjukkan nilai mixing ratio 70% dan 55% berasal dari IDO (Samudera Indonesia).

Yang menarik rasio PW tahunan yang berasal dari PFO dan LND hampir sama di kedua stasiun. Peningkatan terjadi dari November hingga Desember dengan mengamati isotop $\delta^{18}O$ yang ditunjukkan oleh kedua stasiun tersebut. Hasil akhir memeprlihatkan bahwa hampir seluruh PW berasal dari IOD hanya pada periode IV, dimana trend isotop pada kedua stasiun hampir sama.



Gambar 4. Nilai Precipitable Water di GAW dan Jambi
(Sumber : Ichiyanagi, et. al, 2002)

Tabel 2. Asal PW di GAW dan Jambi

	GAW					JAMBI				
	IDO	JVS	PFO	LND	OTS	IDO	JVS	PFO	LND	OTS
I+V	878	535	790	616	70	478	778	1012	656	78
(%)	30	19	27	21	3	16	26	34	22	2
II+IV	4009	304	308	1009	107	3299	659	498	1462	113
(%)	70	5	5	18	2	55	11	8	24	2
III	3551	1267	852	2194	41	2256	2043	1147	2687	37
(%)	45	16	10	28	1	27	25	14	33	1
Annual	8439	2106	1950	3819	219	6034	3481	2657	4805	228
(%)	51	13	12	23	1	35	20	16	28	1

Sumber : Ichiyanagi, et. al, 2002

3.3. SUHU PERMUKAAN LAUT

Proses penguapan yang terjadi di atas permukaan laut erat kaitannya terhadap proses pemanasan atau anomali dari Suhu Permukaan Laut (SPL). Efektivitas anomali SPL yang secara fisis memiliki korelasi terhadap instensitas curah hujan dan juga pengaruhnya terhadap variabilitas $\delta^{18}O$ yang terjadi di SPAG/GAW.

Data suhu permukaan laut diambil dari *SST NOAA/NDIES Global Analysis* di sekitar wilayah Samudera Hindia sebelah barat Sumatera yang berpusat di 95^{o}BT dan 0^{o} Periode pengamatan dilakukan mulai April hingga November 2001. Tujuan dari penelitian ini pada hakekatnya adalah untuk mengetahui seberapa besar pengaruh dari anomali suhu permukaan laut terhadap pembentukan curah hujan dan variabilitas $\delta^{18}O$ di wilayah SPAG dan sekitarnya.

Berdasarkan persamaan (1) dan (2) menunjukkan bahwa pelepasan panas ke atmosfer yang merupakan representasi dari proses penguapan sangat bergantung pada SPL dan kecepatan angin. Disamping itu SPL sangat berkaitan erat terhadap pembentukan *precipitable water* di atmosfer dan selanjutnya bermuara terhadap terjadinya curah hujan.

Uji statistik dengan menghitung koefisien korelasi melalui persamaan regresi dilakukan dengan menghitung nilai r antara intensitas curah hujan dengan anomali SPL di Samudera Indonesia sebelah barat Sumatera (95^{o}BT dan 0^{o}). Perhitungan nilai r dibedakan ke dalam tiga kelompok besar, sesuai dengan Tabel 2, yaitu :

a) Periode I+V (1 Jan-17 Feb dan Setelah 19 Des 2001)

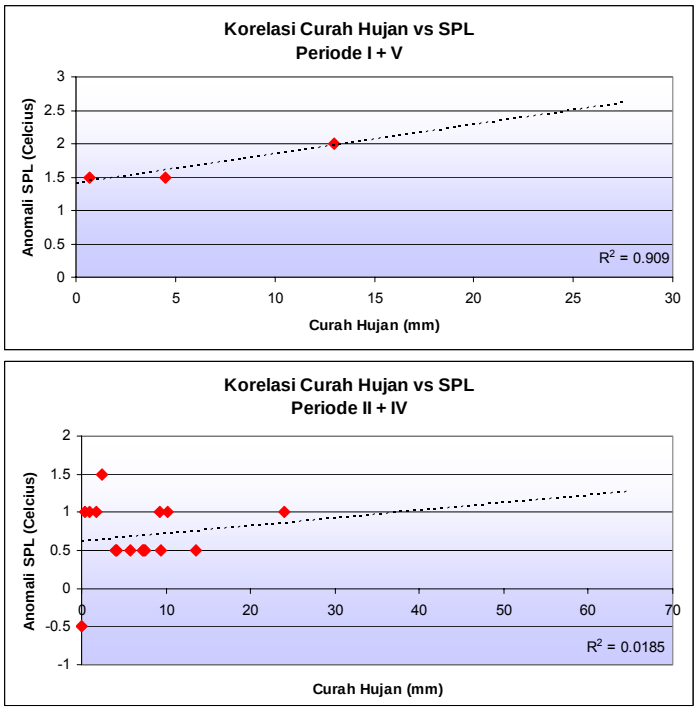
b) Periode II + IV (18 Feb – 11 April dan 10 Okt – 18 Des 2001)
c) Periode III (12 April – 30 Sep 2001)

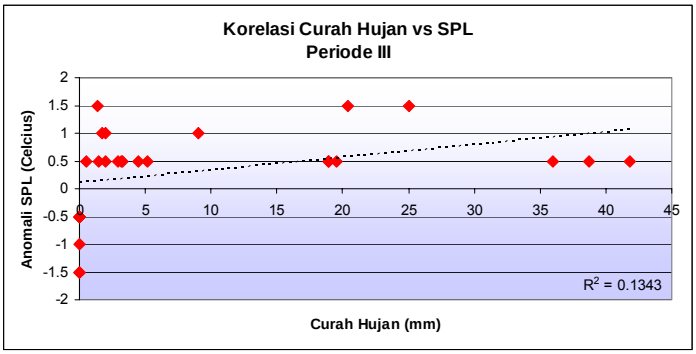
Gambar 5, menunjukkan bahwa korelasi antara curah hujan terhadap anomali SPL di Samudera Indonesia sebelah barat Sumatera pada periode I + V menunjukkan hasil yang besar dimana nilai R^2 = 0.909. Sedangkan untuk Periode II + IV dan III, nilai R^2 masing-masing 0.0185 dan 0.1343. Hasil ini menunjukkan bahwa pada periode I + V, hubungan antara nilai latent heat sangat kuat dipengaruhi oleh anomali SPL. Sedangkan untuk parameter lainnya, seperti kecepatan angin dan kapasitas panas tidak terlalu dominan. Artinya dengan kenaikan SPL dapat berpengaruh besar terhadap pembentukan *precipitable water* yang merupakan cikal bakal pembentukan hujan.

Sedangkan untuk periode II + IV dan III, nilai R^2 yang relatif lebih rendah dibandingkan periode I + V memperlihatkan bahwa anomali SPL tidak terlalu berperan di dalam pembentukan *precipitable water*. Kondisi ini juga dapat dikaitkan dengan semakin lemahnya kecepatan angin di atas permukaan laut.

Yang menarik disini, jika hasil diatas dikaitkan dengan hasil yang ditunjukkan pada Tabel 2, Periode I + V memiliki prosentase yang kecil dibandingkan Periode II + IV dan III. Hanya 30% menunjukkan bahwa PW berasal dari Samudera Indonesia, sedangkan 70% sisanya berasal dari berbagai sumber. Adapun pada Periode II + IV, prosentasi terbesar PW justru berasal dari Samudera Indonesia (70%). Sedangkan pada Periode III, asal PW dari Samudera Indonesia juga menunjukkan prosentase yang terbesar yaitu 45%.

Kondisi ini dapat diartikan bahwa meskipun prosentase asal PW paling kecil pada Periode I + V,namun efektivitas pemanasan yang terjadi telah memberi pengaruh yang kuat terhadap pembentukan PW. Sebaliknya baik pada periode II + IV dan III, meskipun nilai prosentasenya cukup besar, namun efektivitas pembentukan PW tidak hanya disebabkan oleh anomali SPL, namun ada faktor-faktor lain yang perlu mandapat perhatian, seperti kecepatan angin ataupun kapasitas panas di atmosfer.





Gambar 5. Korelasi Curah Hujan dengan Suhu Permukaan Laut Pada Periode I+V, II+IV dan III

4. KESIMPULAN

Berdasarkan variabilitas isotop ^{18}O yang diolah dengan ICM (*Isotop Circulation Model*) dan CMA (*Colored Moisture Analysis*), Ichiyanagi et. al (2002) dapat menunjukkan bahwa sekitar 51 % *precipitable water* yang mempengaruhi curah hujan di wilayah Stasiun Pemantau Atmosfer Global / GAW pada periode I+V, II+IV dan III berasal dari Samudera Indonesia sebelah barat Sumatera. Namun di dalam penelitian ini, efektivitas pemanasan yang disebabkan oleh anomali suhu permukaan laut tentunya sangat memberikan arti tersendiri. Hal ini dapat ditunjukkan bahwa faktor pengaruh anomali suhu permukaan laut bukanlah satu hal yang berdiri sendiri, namun ada faktor lain yang dapat dijadikan sebagai bahan pertimbangan seperti arah dan kecepatan angin, kondisi atmosfer setempat dan lain sebagainya. Hasil ini juga dapat memberikan gambaran bahwa pembentukan hujan di wilayah tertentu, atau khususnya di wilayah ekuator merupakan hal yang relatif cukup rumit dan kompleks.

5. DAFTAR ACUAN

Araguas-Araguas L., Froehlich K. and Rozanski K., 1998 : *Stable Isotope Compositionof Precipitation Over Southeast Asia*, J. Geophys. Res., 133, pp 28,721-742.

Datta P. S., Tyagi K. and Chandrasekharan H., 1991 *: Factors Controlling Stable Istopes in Precipitation in New Delhi, India*, J. Hydrol., 128, pp 223-236.

Gill A.E., 1982 : *Atmosphere-Ocean Dynamics*, International Geophysics Series, Volume 30, Academic Press Inc.

Ichiyanagi K. Yoshimura K.,and Yamanaka M. D., 2004 : *Estimating the Origin of Rain Water Using Stable Isotopes in Sumatra Island, Indonesia,* Kyoto, Japan.

Ichiyanagi K. and Yamanaka M. D., 2003 : *Temporal Variation of Stable Isotopes inPrecipitation at Bangkok, Thailand*, Proc. of First International Conference on Hydrology and Water Resources in Asia Pacific Region, Kyoto, Japan, pp 57-61.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins, W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R. and Joseph D., 1996 : *The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project*, Bull. Amer. Meteorol. Soc., 77, (1996), pp 437-471.

Oki T., Musiake K., Matsuyama H. and Masuda K., 1995 : *Global Atmospheric WaterBalance and Runoff from Large River Basins*, Hydrol. Process, 9, pp 655-678.

Watt I.E.M, 1995 : *Equatorial Weather*, University of London Press

Yoshimura K., Oki T., Ohte N. and Kanae S., 2004 : *Colored Moisture Analysis Estimates of Variations in Asian Monsoon Water Sources*, J. Meteor. Soc. Japan,submitted.

Yoshimura K., Oki T., Ohte N. and Kanae S. 2003 : *A Quantitative Analysis of Shorterm ^{18}O Variability with a Rayleigh-Type Isotope Circulation Model*, J. Geophys.Res., 108, D20, 4647,doi:10.1029/2003JD003477.

KAITAN INDEKS NINO 3.4 DENGAN KONDISI CURAH HUJAN DI BALI

Taryono[1)] dan Budi Setiawan[2)]

1) Sub Bidang Informasi Meteorologi, BMKG Jakarta
2) Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang

Abstract

Determining the relationship between rainfall conditions in Bali with the events of El Nino Southern Oscillation (ENSO) is carried out by a study of the relationship between rainfall and ENSO index. In this study, ENSO index used is the deviation of sea surface temperature in the Tropical Pacific region and the middle east in the division known as the ENSO monitoring NINO 3.4 (5^{O}LU-5^{O}LS, 120-170^{O}BB).

This research only to find closeness relationship between Nino 3.4 index with rainfall conditions in Bali. The calculation of the correlation coefficient for rainfall is seasonal and monthly from each of the observation area. One also performed calculations the correlation coefficient between Nino 3.4 index with rainfall monthly average of the region. This calculation is done by calculating rainfall average of the four research areas in each month during the 20 year period (1981-2000)

Correlation calculation results show that for 20 years (1981-2000) the correlation coefficient between the Niño 3.4 index with rainfall in Bali shows that the coefficients vary considerably, both in the monthly precipitation and seasonally. Of the four areas of research in general, the monthly correlation coefficients are strong in October. Whereas the correlation coefficient is a strong seasonal in the dry season. From this study the correlation coefficient looks low to very strong. Correlation coefficient varied between 3.4 and Nino index rainfall conditions in Bali are caused by various factors, such as the monsoon is more dominant influence of rainfall conditions in Bali and Sea Surface Temperature conditions around the island of Bali.

***Keywords**: monthly rainfall, seasonal rainfall, rainfall areas, Nino Index 3.4, correlation coefficient*

1. PENDAHULUAN

Wilayah Lautan Indonesia yang terletak di antara Samudra Hindia dan Pasifik merupakan jalur lintas arus ke dua lautan tersebut. Akibatnya perairan Indonesia dipengaruhi oleh fenomena lautan-atmosfer yang dikenal dengan ENSO (*El Nino Southern Oscilation*) maupun La Nina (Nurmayati, 2003). Fenomena lautan-atmosfer tersebut merupakan suatu proses yang terjadi di atmosfer dan interaksinya dengan lautan dan daratan yang menyimpang dari keadaan normalnya. Penyimpangan yang sangat dirasakan adalah penyimpangan curah hujan yang terjadi dibanding keadaan normalnya (Sribimawati, 1997)

El Nino merupakan fenomena lautan atmosfer skala global. Saat El-Nino diikuti oleh harga negatif Indeks Osilasi Selatan, timbulah apa yang disebut sebagai *El Nino Southern Oscillation* atau disingkat ENSO (Swarinoto, 1999). Tjasjono (1997) menerangkan bahwa pengaruh ENSO di Indonesia kuat pada daerah yang dipengaruhi sistem monsun, lemah pada sistem ekuatorial dan tidak jelas pada daerah yang mempunyai sistem lokal.

Berdasarkan pada data statistik, munculnya El Nino biasanya bersamaan waktunya dengan periode musim kemarau di wilayah Indonesia, khususnya untuk wilayah di Belahan Bumi Selatan Indonesia. Sementara itu tingkat kekeringan yang ditimbulkannya sangat bervariasi dari tahun ke tahun (Kelana, 1988). Kondisi ini terkait dengan kondisi suhu muka laut di Pasifik Equator maupun di sekitar wilayah Indonesia. Anomali suhu muka laut semakin tinggi di Pasifik Equator dan diikuti semakin rendah di seluruh wilayah Indonesia, maka pengaruh kekeringan karena El Nino bisa semakin kuat.

Pengaruh El Nino sangat nyata pada akumulasi curah hujan bulanan. Terutama pada beberapa tempat di wilayah Indonesia, yaitu di Belahan Bumi Selatan. Sementara untuk daerah di Belahan Bumi Utara, pengaruhnya tidak begitu nyata. Di samping menyebabkan penurunan akumulasi curah hujan bulanan, El Nino juga memperpanjang durasi musim kemarau menjadi lebih panjang dari biasanya (Sulistya et. al., 1998).

Salah satu indikator yang digunakan untuk mengetahui atau menduga kejadian tersebut adalah penyimpangan suhu permukaan laut di wilayah Samudra Pasifik bagian tengah dan timur yang dikenal dalam pembagian daerah monitoring ENSO sebagai daerah Nino 3.4. Harga penyimpangan suhu permukaan lautnya biasa disebut sebagai indeks Nino 3.4.

Penyimpangan suhu permukaaan laut yang mempunyai pengaruh terhadap wilayah Indonesia adalah daerah Nino 3.4 pada (5^{O}LU-5^{O}LS, 120-170^{O}BB). (Nuryadi, 1998). Dari beberapa wilayah pengamatan suhu permukan laut di daerah monitoring ENSO, ternyata suhu permukaan laut di Nino 3.4 memberikan kontribusi lebih besar terhadap curah hujan di Indonesia dibandingkan daerah monitoring ENSO lainnya. Variabilitas suhu permukaan laut di Nino 3.4 mempengaruhi 50 % variasi curah hujan seluruh Indonesia. Pengaruh indeks Nino 3.4 dengan curah hujan tidak sama pada setiap tempat, baik yang memiliki tipe hujan ekuatorial, monsunal bahkan yang lokal. Dalam tulisan ini hanya akan dibahas tentang pengaruh indeks Nino 3.4 dengan curah hujan di daerah Bali yang memiliki pola hujan monsunal.

Pola hujan monsunal dicirikan oleh bentuk pola hujan yang bersifat unimodal (satu puncak musim hujan). Selama tiga bulan curah hujan relatif tinggi biasa disebut musim hujan, yakni Desember, Januari dan Februari (DJF). Tiga bulan curah hujan rendah biasa disebut musim kemarau, periode Juni, Juli dan Agustus (JJA). Sementara itu enam bulan sisanya merupakan periode peralihan (tiga bulan peralihan kemarau ke hujan dan tiga bulan peralihan hujan ke kemarau). Pada pola ini penerimaan curah hujan musim penghujan dan musim kemarau berbeda nyata. (Boer, 1999).

Menurut Holton (1992) diantara dua musim tersebut ada periode transisi pendek yang disebut sebagai ‘transition season’ atau sering disebut dengan istilah ‘pancaroba’. Untuk wilayah Belahan Bumi Selatan pergantian musim terjadi dua kali dalam setahun. Sekitar bulan April terjadi musim transisi pertama, yakni ketika terjadi perubahan dari musim hujan beralih ke musim kemarau. Kemudian di bulan Oktober terjadi musim transisi kedua, yakni ketika perubahan dari musim kemarau beralih ke musim hujan. Untuk mengetahui seberapa besar keterkaitan antara curah hujan dengan kondisi suhu muka laut Nino 3.4, maka dapat digunakan perhitungan nilai koefisien korelasi Dengan diketahuinya harga koefisien korelasi antara indeks Nino 3.4 dengan curah hujan bulanan di Bali, maka dapat diketahui sejauh mana pola keterkaitan antara kedua parameter tersebut.

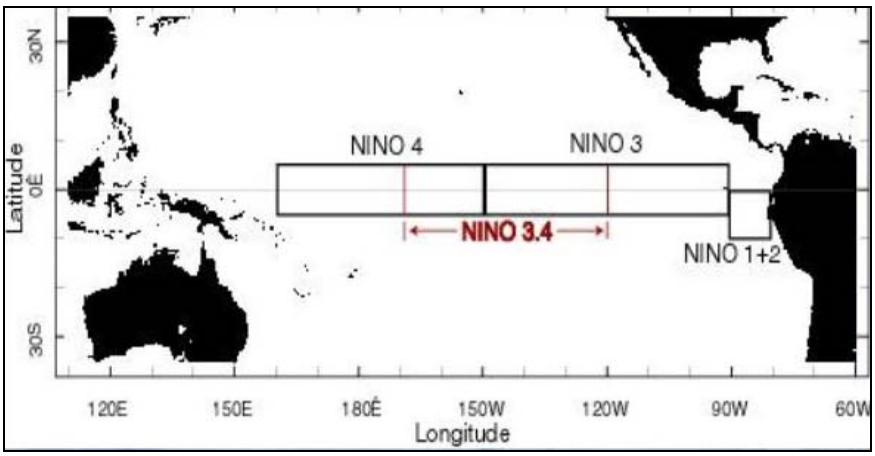
Musim kemarau yang berkepanjangan dan kondisi kering yang ekstrim di suatu wilayah Indonesia seringkali dihubungkan dengan fenomena El nino. Fenomena El Nino merupakan salah satu dari variabilitas iklim dan cuaca yang menyebabkan kekeringan di wilayah Indonesia. Kejadian ini mempengaruhi akumulasi curah hujan bulanan terutama pada beberapa tempat di wilayah Indonesia yaitu di Belahan Bumi Selatan.

El Nino merupakan salah satu dari variabilitas iklim dan cuaca yang menyebabkan kekeringan di wilayah Indonesia. El Nino merupakan interaksi proses fisika laut dan atmosfer yang dikenal dengan ENSO, dimana El Nino merupakan fenomena laut dan

Southern Oscillation merupakan fenomena atmosfer. Kejadian ENSO ini dapat mempengaruhi curah hujan di Indonesia. Indikator yang umum digunakan untuk mengetahui atau menduga kejadian tersebut adalah Indeks Osilasi Selatan (IOS). Selain nilai IOS, untuk mengetahui kejadian fenomena ENSO para peneliti juga telah mendefinisikan indeks yang berkaitan dengan penyimpangan suhu permukaan laut di Samudra Pasifik dekat ekuator. Indeks ini dihitung dari harga penyimpangan suhu permukaan laut terhadap rata-ratanya yang biasa disebut sebagai indeks Nino.

Ada beberapa indeks Nino yang biasa digunakan yaitu :

- Nino 1+2 (0-10^{O}LS, 80-90^{O}BB)
- Nino 3 (5^{O}LU-5^{O}LS, 90-150^{O}BB)
- Nino 4 (5^{O}LU-5^{O}LS, 150^{O}BB-160^{O}BT)
- Nino 3.4 (5^{O}LU-5^{O}LS, 120-170^{O}BB).



Gambar 1. Wilayah Monitoring ENSO (sumber: http://www.bom.gov/)

Menurut Deswita (2003), Indeks Nino 1+2 berguna untuk melihat indikasi awal kejadian penyimpangan iklim karena wilayahnya tepat berada di pantai barat Benua Amerika bagian selatan. Indeks Nino 3 untuk melihat indikasi penyimpangan iklim dan indeks Nino 4 untuk melihat tingkat keparahan penyimpangan iklim karena terletak di daerah paling barat dibandingkan dengan daerah Nino lainnya. Indeks yang dijadikan sebagai indikator terjadinya El-Nino adalah indeks Nino 3.4. Hal ini karena pada daerah ini masih dipengaruhi oleh angin pasat pada saat kecepatannya melemah.

Menurut *Bureau of Meteorology* Melbourne Australia, yang dimaksud dengan tahun El-Nino adalah periode dimana kondisi penyimpangan suhu permukaan laut dikawasan ekuator samudra Pasifik bagian tengah > 1^{O}C dari rata-rata kurun waktu tertentu dan kondisi global penyimpangan SOI berada pada kisaran rata-rata di bawah -10.
Sedangkan menurut *Climate Prediction Center* harga indeks Nino yang positif dan lebih besar dari 0.5 ^{O}C mengindikasikan terjadinya El-Nino dan harga indeks Nino yang negatif dan lebih kecil dari -0.5 ^{O}C mengindikasikan terjadinya La Nina.
Tabel 1 menunjukkan besarnya tingkat penyimpangan suhu permukaan laut, maka tingkat kekuatan El-Nino dibagi dalam empat kategori :

Tabel 1. Tingkat Penyimpangan suhu permukaan laut berdasarkan kekuatan El-Nino

Penyimpangan suhu permukaan laut (^{O}C)	Kondisi
> 3	Sangat kuat
2.5 - 3	Kuat
1.5 - 2.5	Lemah
0 - 1.5	Sangat lemah

Sumber: Haryanto, 1998

Salah satu indikator yang digunakan untuk mengetahui atau menduga kejadian tersebut adalah penyimpangan suhu permukaan laut di wilayah Samudra Pasifik bagian tengah dan timur yang dikenal dalam pembagian daerah monitoring ENSO sebagai daerah Nino 3.4. Harga penyimpangan suhu permukaan lautnya biasa disebut sebagai indeks Nino 3.4.
Tulisan ini bertujuan mengetahui kaitan antara salah satu indikator ENSO yaitu indeks Nino 3.4 dengan kondisi curah hujan di Bali yang diwakili oleh Stasiun Meteorologi Ngurah Rai Denpasar, Pos hujan kerjasama Besakih, Pos hujan kerjasama Sukasada dan Pos hujan kerjasama Palasari. Penghitungan nilai koefisien korelasi dilakukan untuk curah hujan bulanan dan musiman.

2 METODOLOGI

2.1 Pengumpulan Data

Data yang dikumpulkan adalah data curah hujan bulanan dari Stasiun Meteorologi Ngurah rai Denpasar dan tiga pos hujan kerjasama di wilayah Bali yaitu pos hujan kerjasama Besakih, Sukasada dan Palasari yang diperoleh dari Balai Besar Meteorologi dan Geofisika Wilayah III Denpasar. Untuk keseragaman series data yang digunakan dalam penelitian ini adalah selama 20 tahun dimulai dari tahun 1981 sampai tahun 2000. Umumnya data dalam kondisi baik selama periode tersebut. Data Indeks Nino 3.4 bulanan periode 1981-2000 yang didapat dari internet, dengan alamat website *http://www.ncdc.noaa.gov/*.

2.2 Pengolahan Data

Data yang telah terkumpul diolah dengan menggunakan Microsoft Excel. Pengolahan data untuk mengetahui hubungan antara curah hujan dan Indeks Nino 3.4 digunakan metode korelasi (Hernowo, 1997). Analisis korelasi ini dilakukan dalam dua tahap. Tahap yang pertama adalah perhitungan korelasi curah hujan bulanan yang terjadi pada setiap wilayah penelitian, di samping itu juga dilakukan perhitungan korelasi untuk periode musiman baik musim kemarau dan musim hujan. Pada tahap kedua adalah perhitungan korelasi untuk rata-rata curah hujan bulanan wilayah.
Persamaan yang digunakan dalam perhitungan tersebut adalah sebagai berikut :

$$r_{(x,y)} = \frac{\Sigma x_i y_i}{\sqrt{\Sigma x_i^2 \Sigma y_i^2}} \quad \text{.....(1)}$$

dimana:
$r_{(x,y)}$ = Koefisien korelasi antara X (Indeks Nino 3.4) dan Y (Curah hujan)
x_i = X – Xm
y_i = Y – Ym
Xm = Indeks Nino 3.4 rata-rata
Ym = Curah hujan bulanan rata-rata

Nilai korelasi berkisar antara -1 dan 1 atau ditulis $-1 \leq r \leq 1$. Tanda positif ataupun negatif menunjukkan arah korelasinya. Bila korelasi antara x dan y negatif maka kenaikan variabel x akan menyebabkan penurunan y atau sebaliknya penurunan variabel x akan menyebabkan kenaikkan variabel y. Sedangkan bila korelasi antara x dan y positif, maka kenaikan variabel x akan diikuti dengan kenaikan variabel y atau sebaliknya penurunan variabel x akan menyebabkan penurunan pula pada variabel y. Sedangkan harga r akan dikonsultasikan dengan table interpretasi nilai r sebagai berikut :

Tabel 2. Interpretasi Koefisien Korelasi Nilai r

Interval Koefisien	Tingkat Hubungan
0.00 – 0.199	Sangat rendah
0.20 – 0.399	Rendah
0.40 – 0.599	Cukup
0.60 – 0.799	Kuat
0.80 – 1.000	Sangat kuat

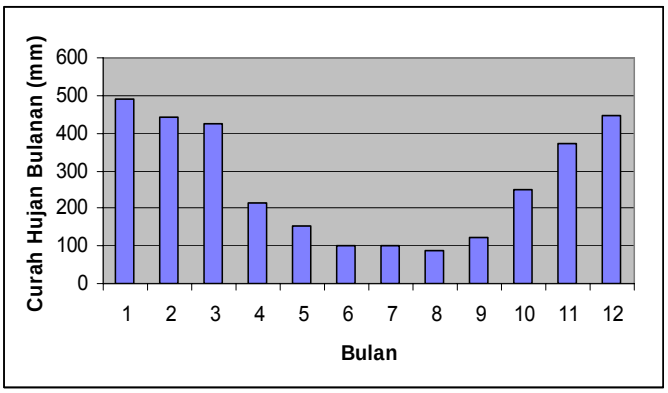
Sumber: Riduwan, 1997

3 HASIL DAN PEMBAHASAN

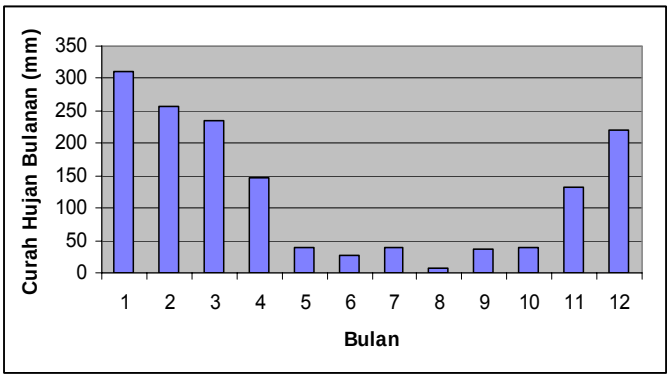
3.1 Pola Curah Hujan Bali

Wilayah Bali merupakan wilayah dengan curah hujan bulanan mempunyai tipe A yang curah hujan bulanannya berbentuk "V". Tipe curah hujan ini dicirikan oleh adanya perbedaan yang nyata antara musim hujan dan musim kemarau. Secara regional wilayah Bali curah hujannya dipengaruhi oleh Monsun Asia dan Monsun Australia dimana curah hujan minimum terjadi sekitar bulan Juli-September dan curah hujan maksimum terjadi sekitar bulan Desember-Januari.

Dari pengamatan data yang tersedia pada empat tempat wilayah penelitian selama 20 tahun (1981-2000) di Bali dapat dilihat bahwa rata-rata curah hujan wilayah terbesar terjadi pada bulan Januari sebesar 490 mm di wilayah Besakih (Gambar 2) dan terendah pada terjadi pada bulan Agustus sebesar 7 mm di wilayah Sukasada (Gambar 3).



Gambar 2. Curah Hujan Rata-Rata Bulanan (1981-2000) Wilayah Besakih



Gambar 3. Curah Hujan Rata-Rata Bulanan (1981-2000) Wilayah Sukasada

3.2 ANALISIS KORELASI BULANAN DAN MUSIMAN

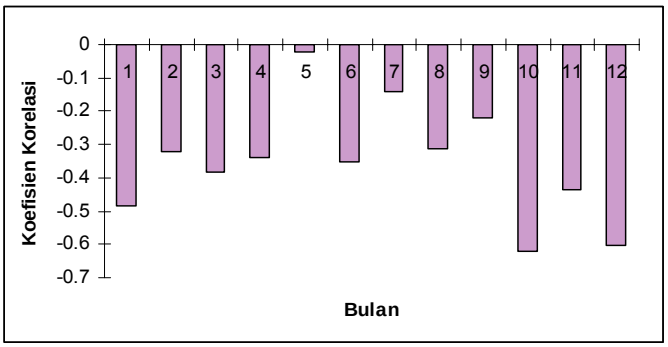
3.2.1 Wilayah Denpasar dan Sekitar

Hasil korelasi antara indeks nino 3.4 dan curah hujan bulanan menunjukkan bahwa pada umumnya koefisien korelasinya adalah rendah sampai kuat. Korelasi yang kuat hanya pada bulan Oktober dan Desember. Pada bulan Oktober korelasinya adalah sebesar -0.622 dan bulan Desember korelasinya adalah sebesar -0.603. Korelasi sangat rendah terdapat pada bulan Mei yaitu sebesar -0.0198 (Gambar 4).

Nilai koefisien korelasi yang didapat pada setiap bulan semuanya adalah negatif. Ini berarti bahwa apabila nilai indeks Nino 3.4 tinggi maka curah hujan di wilayah Denpasar dan sekitarnya akan rendah. Walaupun demikian tidak semua curah hujan bulanan di

wilayah Denpasar dipengaruhi oleh indeks Nino 3. Pada bulan-bulan yang lain di mana curah hujan bulanannya tidak dipengaruhi oleh indeks Nino 3.4 terdapat faktor lain yang mempengaruhinya yaitu karakteristik fisik wilayah seperti topografi dan monsun yang lebih dominan mempengaruhi curah hujan bulanan di wilayah Denpasar dan sekitarnya.

Untuk hasil korelasi musiman didapatkan bahwa saat musim hujan dan musim kemarau koefisien korelasi antara indeks Nino 3.4 dan curah hujan adalah kuat. Nilai korelasi saat musim hujan adalah sebesar -0.6079 dan nilai korelasi saat musim kemarau adalah sebesar -0.6676.

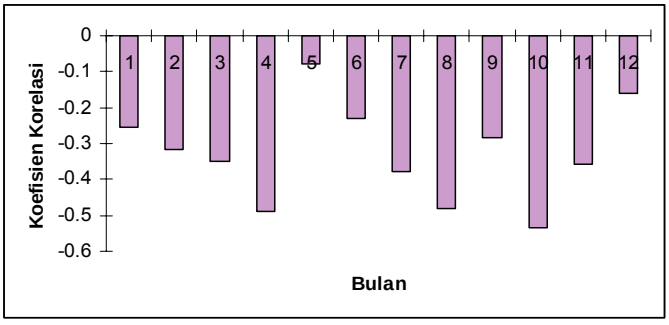


Gambar 4. Koefisien Korelasi Indeks Nino 3.4 dengan curah hujan bulanan wilayah Denpasar

3.2.2 Wilayah Besakih dan Sekitar

Hasil korelasi antara indeks nino 3.4 dan curah hujan bulanan di wilayah Besakih menunjukkan bahwa pada umumnya koefisien korelasinya adalah rendah sampai cukup. Korelasi yang cukup terdapat pada bulan April, Agustus dan Oktober. Dimana nilai koefisien korelasi tertinggi terdapat pada bulan Oktober yaitu sebesar -0.5328 (Gambar 5). Hal ini menunjukkan bahwa tidak semua curah hujan bulanan di wilayah Besakih dipengaruhi oleh indeks Nino 3.4. Pada bulan-bulan yang lain di mana curah hujan bulanannya tidak dipengaruhi oleh indeks Nino 3.4 terdapat faktor lain yang mempengaruhinya yaitu karakteristik fisik wilayah seperti topografi dan monsun yang lebih dominan mempengaruhi curah hujan bulanan di wilayah Besakih dan sekitarnya.

Untuk hasil korelasi musiman didapatkan bahwa saat musim hujan dan musim kemarau koefisien korelasi antara indeks Nino 3.4 dan curah hujan adalah cukup. Nilai korelasi saat musim hujan adalah sebesar -0.4523 dan nilai korelasi saat musim kemarau adalah sebesar -0.5093.



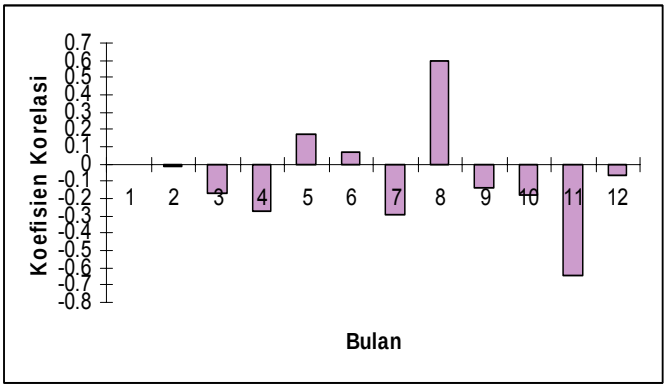
Gambar 5. Koefisien Korelasi Indeks Nino 3.4 dengan curah hujan bulanan wilayah Besakih

3.2.3 Wilayah Sukasada dan Sekitar

Hasil korelasi antara indeks nino 3.4 dan curah hujan bulanan di wilayah Sukasada menunjukkan bahwa pada umumnya koefisien korelasinya adalah sangat rendah. Korelasi yang kuat hanya terdapat pada bulan November yaitu sebesar -0.649 (Gambar 6). Nilai koefisien korelasinya memiliki nilai yang beragam yaitu positif dan

negatif. Nilai koefisien korelasi yang positif terdapat pada bulan Mei , Juni dan Agustus. Artinya Indeks Nino 3.4 pada bulan-bulan tersebut akan memiliki kondisi yang sama dengan curah hujannya. Hal ini menunjukkan bahwa tidak semua curah hujan bulanan di wilayah Sukasada dipengaruhi oleh indeks Nino 3.4. Pada bulan-bulan yang lain di mana curah hujan bulanannya tidak dipengaruhi oleh indeks Nino3.4 terdapat faktor lain yang mempengaruhinya yaitu karakteristik fisik wilayah seperti topografi dan monsun yang lebih dominan mempengaruhi curah hujan bulanan di wilayah Sukasada dan sekitarnya.

Untuk hasil korelasi musiman didapatkan bahwa saat musim hujan koefisien korelasi antara indeks Nino 3.4 dan curah hujan adalah sangat rendah. Sedangkan hasil koefisien korelasi pada musim kemarau adalah cukup. Nilai koefisien korelasi saat musim hujan adalah sebesar -0.0815 dan nilai koefisien korelasi saat musim kemarau adalah sebesar -0.4153.

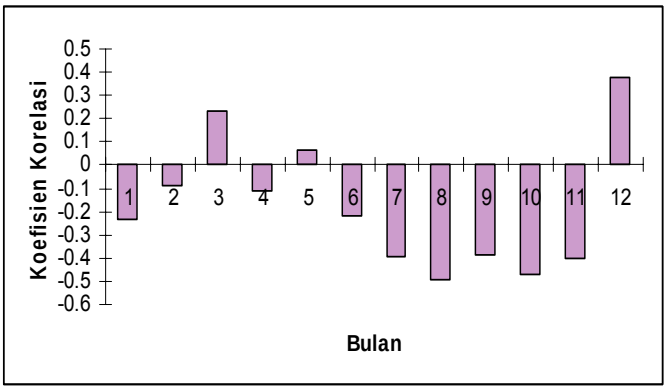


Gambar 6. Koefisien Korelasi Indeks Nino 3.4 dengan curah hujan bulanan wilayah Sukasada

3.2.4 Wilayah Palasari dan Sekitar

Hasil korelasi antara indeks nino 3.4 dan curah hujan bulanan di wilayah Palasari menunjukkan bahwa pada umumnya koefisien korelasinya adalah rendah sampai cukup. Nilai koefisien korelasinya memiliki nilai yang beragam yaitu positif dan negatif seperti yang terlihat pada Gambar 6. Nilai koefisien korelasi yang positif terdapat pada bulan Maret, Mei dan Desember. Artinya Indeks Nino 3.4 pada bulan-bulan tersebut akan memiliki kondisi yang sama dengan curah hujannya. Hal ini menunjukkan bahwa tidak semua curah hujan bulanan di wilayah Palasari dipengaruhi oleh indeks Nino 3.4. Koefisien korelasi yang cukup hanya terdapat pada bulan Agustus dan Oktober. Pada bulan Agustus koefisien korelasinya adalah sebesar -0.4913 dan pada bulan Oktober koefisien korelasinya adalah sebesar -0.4714. Pada bulan-bulan yang lain di mana curah hujan bulanannya tidak dipengaruhi oleh indeks Nino3.4 terdapat faktor lain yang mempengaruhinya yaitu karakteristik fisik wilayah seperti topografi dan monsun yang lebih dominan mempengaruhi curah hujan bulanan di wilayah Palasari dan sekitarnya.

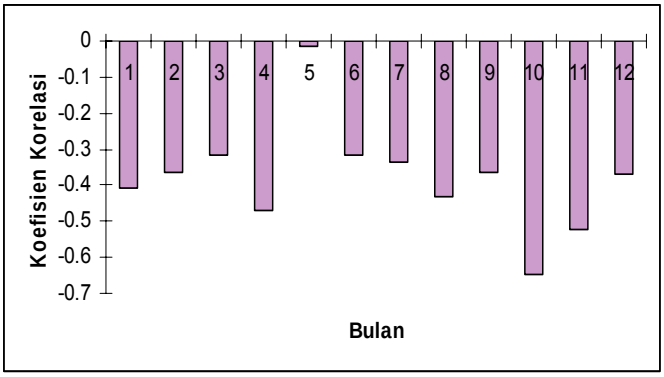
Untuk hasil korelasi musiman didapatkan bahwa saat musim hujan di wilayah Palasari koefisien korelasi antara indeks Nino 3.4 dan curah hujan adalah sangat rendah. Sedangkan hasil koefisien korelasi pada musim kemarau adalah cukup. Nilai koefisien korelasi saat musim hujan adalah sebesar -0.125 dan nilai koefisien korelasi saat musim kemarau adalah sebesar -0.5808.



Gambar 7. Koefisien Korelasi Indeks Nino 3.4 dengan curah hujan bulanan wilayah Palasari

3.3 ANALISIS KORELASI RATA-RATA BULANAN WILAYAH

Analisis rata-rata bulanan wilayah dimaksudkan untuk melihat pengaruh indeks Nino 3.4 terhadap curah hujan rata-rata bulanan dari semua wilayah penelitian. Korelasi ini dilakukan dengan menghitung curah hujan rata-rata bulanan dari ke empat wilayah penelitian yang dikorelasikan dengan indeks Nino 3.4 pada bulan yang sama. Secara keseluruhan nilai koefisien korelasinya menunjukkan nilai negatif. Hal ini menunjukkan bahwa jika nilai indeks nino 3.4 meningkat maka curah hujan rata-rata bulanan wilayah akan menurun. Hasil korelasi antara indeks nino 3.4 dan curah hujan rata-rata bulanan wilayah menunjukkan bahwa pada umumnya koefisien korelasinya adalah cukup sampai kuat. Nilai koefisien korelasi yang kuat terdapat pada bulan Oktober yaitu sebesar -0.6478. Sedangkan nilai koefisien korelasi yang sangat rendah terdapat pada bulan Mei yaitu sebesar -0.014. Gambar nilai koefisien korelasi dapat dilihat pada Gambar 8.



Gambar 8. Koefisien Korelasi Indeks Nino 3.4 dengan curah hujan rata-rata bulanan wilayah

4. KESIMPULAN DAN SARAN

4.1 KESIMPULAN

Berdasarkan uraian tersebut di atas, maka dapat diambil kesimpulan :

1. Distribusi curah hujan di Bali berpola monsunal yang lebih dipengaruhi oleh monsun dingin dari Benua Asia dan Australia. Pengamatan data curah hujan selama 20 tahun (1981-2000) pada beberapa wilayah pengamatan di Bali menunjukkan bahwa curah hujan wilayah rata-rata tertinggi terjadi pada bulan Januari sebesar 490 mm di wilayah Besakih dan curah hujan terendah terjadi pada bulan Agustus sebesar 7 mm di wilayah Sukasada.
2. Koefisien korelasi antara indeks Nino 3.4 dan curah hujan di Bali baik untuk curah hujan bulanan dan musiman sangat bervariasi yang ditunjukkan oleh nilai koefisien korelasi dari yang sangat rendah sampai kuat. Untuk wilayah Denpasar koefisien

korelasi antara indeks Nino 3.4 dan curah hujan bulanan paling besar terdapat pada bulan Oktober yaitu sebesar -0.6221 dan koefisian korelasi untuk curah hujan musiman menunjukkan korelasi yang kuat baik pada musim hujan dan musim kemarau yaitu sebesar -0.6676. Untuk wilayah Besakih koefisien korelasi antara indeks Nino 3.4 dan curah hujan bulanan paling besar terdapat pada bulan Oktober yaitu sebesar -0.5328 dan koefisian korelasi untuk curah hujan musiman menunjukkan korelasi yang cukup pada musim hujan yaitu sebesar -0.4523. Untuk wilayah Sukasada koefisien korelasi antara indeks Nino 3.4 dan curah hujan bulanan paling besar terdapat pada bulan Nopember yaitu sebesar -0.6491 dan koefisian korelasi untuk curah hujan musiman menunjukkan korelasi yang cukup terdapat pada musim kemarau yaitu sebesar -0.4153. Untuk wilayah Palasari koefisien korelasi antara indeks Nino 3.4 dan curah hujan bulanan paling besar terdapat pada bulan Oktober yaitu sebesar -0.4714 dan koefisian korelasi untuk curah hujan musiman menunjukkan korelasi yang cukup terdapat pada musim kemarau yaitu sebesar -0.5808.

3. Koefisien korelasi antara indeks Nino 3.4 dan curah hujan rata-rata bulanan wilayah pada umumnya berkorelasi rendah sampai kuat. Korelasi yang kuat terdapat pada bulan Oktober yaitu sebesar -0.6478.
4. Pada umumnya kondisi curah hujan bulanan dan musiman menunjukkan bahwa tidak semua curah hujan pada wilayah pengamatan memiliki kaitan yang erat dengan indeks Nino 3.4. Hal ini ditunjukkan dari semua hasil perhitungan koefisien korelasi dimana pada setiap kondisi curah hujan menunjukkan koefisien korelasi yang bervariasi. Rata-rata dari semua wilayah pengamatan koefisien korelasi yang kuat hanya terdapat pada curah hujan bulan oktober. Sedangkan untuk korelasi musiman yang koefisien korelasinya kuat rata-rata terjadi pada curah hujan musim kemarau.
5. Bervariasinya koefisien korelasi antara indeks nino 3.4 dan kondisi curah hujan di Bali disebabkan oleh berbagai faktor yang terkait antara lain adalah monsun yang lebih dominan mempengaruhi kondisi curah hujan di Bali, kondisi suhu muka laut di sekitar Pulau Bali, maupun sirkulasi atmosfer yang lainnya.

4.2 SARAN

1. Pengaruh yang dipelajari untuk wilayah Bali hanya diwakili empat wilayah pengamatan sedangkan untuk pengembangan yang lebih luas masih perlu dilakukan penelitian lanjutan, khususnya yang terkait dengan wilayah Zona Prakiraan Iklim (ZPI)
2. Perlu dilakukan penelitian lebih lanjut tentang topik ini, baik dengan metode yang berbeda maupun dengan data unsur iklim yang berbeda..

5. DAFTAR PUSTAKA

BMG. 2006. ***Prakiraan Musim Kemarau Tahun 2006 di Indonesia***. BMG, Jakarta, 67 hal.

Boer, R. 1999. ***Perubahan Iklim, El Nino dan La Nina.*** Kumpulan Makalah. Pelatihan Dosen-dosen Perguruan Tinggi Negeri Indonesia Bagian Barat dalam bidang Agroklimatologi. Biotrop, 1-12 Februari 1999.

Deswita, Y. 2003. ***Evaluasi Dampak El Nino Terhadap Keragaman Curah Hujan dan Produksi Padi di Propinsi Riau***. Skripsi. Jurusan Geofisika dan Meteorologi IPB. Bogor

Handoko. 1993. ***Klimatologi Dasar***. Bogor:Institut Pertanian Bogor. Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam. Jurusan Geofisika dan Meteorologi.

Haryanto, U. 1998. ***Keterkaitan Fase Indeks Osilasi Selatan terhadap Curah Hujan di DAS Citarum***. Tesis. Program Pasca Sarjana IPB. Bogor.

Hernowo, B. 1997. ***Korelasi, Praktek Statistik.*** 107-110 Akademi Meteorologi dan Geofisika. Jakarta

Holton.J.R. 1992. ***An Introduction to Dynamic Meteorology***. New York : Academic Press Inc.

Kelana, E. 1988. ***Menebak El Nino Southern Oscillation Dari Indonesia.*** Bul. Met. Geo., 4, pp: 38-53.

Koesmaryono, Y. 2000. ***Pengaruh El Nino di Kawasan Indonesia Timur***. Makalah Pemberdayaan Ekonomi Rakyat Menuju Pemulihan Ekonomi Gugus Nusa Tenggara. Bali

Nurmayati, T. 2003. ***Analisis Tingkat Kekeringan dan Periode Musim Kemarau pada saat normal dan El Nino di Provinsi Riau.*** Skripsi. Jurusan Geofisika dan Meteorologi IPB. Bogor.

Nuryadi. 1998. ***Evaluasi Dampak El Nino terhadap Curah Hujan pada Wilayah Sulawesi Selatan.*** Skripsi. Jurusan Geofisika dan Meteorologi, IPB. Bogor

Prihartini, Djatmiko, HT., and YS., Swarinoto. 2000. ***Kaitan Southern Oscillation Index Dengan Curah Hujan Bulanan di Pontianak.*** Jur. Met. Geo., No. 1 Januari 2000, pp. 15-20.

Rafi'i, S. 1998. ***Meteorologi dan Klimatologi***. Bandung: Angkasa.

Riduwan. 2003. ***Dasar-dasar Statistika.*** Bandung. Alfabeta.

Sandy, M. 1987. ***Iklim Regional Indonesia***. Depok:Universitas Indonesia. Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Jurusan Geografi.

Setiawan, E. B. 1998. ***Studi Pengaruh Monsun dan El Nino Southern Oscillation Terhadap Curah Hujan di Aceh.*** Jurusan Geofisika dan Meteorologi, IPB. Bogor.

Sribimawati, T., J., Hamada, and D., Yusmen. 1997. ***Dampak El Nino Southern Oscillation Terhadap Variabilitas Iklim di Indonesia.*** J. IPTEK Iklim dan Cuaca, No. 1, Tahun 1, pp: 109-117.

Suharsono, H. 1982. ***Beberapa Aspek Iklim Bogor.*** Skripsi. Jurusan Agrometeorologi, Fakultas Pertanian IPB. Bogor

Sulistya, W., Swarinoto, YS., Zakir, A., Riyanto, H., and B., Ridwan. 1998. ***Pengaruh El Nino 1997/ 1998 di wilayah Indonesia.*** Bul.Met. Geo., No. 4 Desember 1998, pp. 44-55.

Swarinoto, YS. 1999. ***Enso dan Kekeringan di Indonesia.*** Makalah Seminar Akademi Meteorologi dan Geofisika. Jakarta.

Tjasjono, B. 1999. ***Klimatologi Umum***. Bandung : ITB

Tjasjono, B dan Sri Woro, BH. 2006. ***Meteorologi Indonesia 2***. Bandung : BMG

Trewartha A. 1995. ***An Introduction to Climate***. Fourth Edition. Mc Graw Hill Book Comp.

Widianingsih SA. 2002. ***Analisis Korelasi Anomali Suhu Permukaan Laut Nino-3.4 dengan Curah Hujan Daerah Lampung***. Skripsi. Bogor:Institut Pertanian Bogor. Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam. Jurusan Geofisika dan Meteorologi.

http://www.bom.gov/enso. Akses tanggal 24 Desember 2006.

http://www.ncdc.noaa.gov/enso/enso.nino 3.4 index.html. Akses tanggal 24 Desember 2006.

BIODATA PENULIS

Alberth Christian Nahas. Lahir di Banjarbaru, 5 Mei 1985. Menamatkan pendidikan Strata 1 pada tahun 2007 dari Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Lambung Mangkurat dengan gelar Sarjana Sains dari Jurusan Kimia. Saat ini menjabat sebagai staf Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang.

Asep Firman Ilahi. Lahir di Bogor, 5 Januari 1975. Menamatkan pendidikan Diploma III dari Akademi Meteorologi dan Geofisika Jurusan Meteorologi pada tahun 2001. Saat ini menjabat sebagai staf Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang.

Sugeng Nugroho. Lahir di Bantul, tanggal 15 Desember 1972. Menamatkan pendidikan Diploma III BPLMG Badan Diklat Departemen Perhubungan Jurusan Meteorologi tahun 1996. Memperoleh gelar Sarjana Geografi dari Universitas Indonesia tahun 2002. Saat ini menjabat sebagai Kepala Seksi Data dan Informasi Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang.

Agusta Kurniawan. Lahir di Yogyakarta, 20 Agustus 1979. Menamatkan pendidikan Strata 1 pada tahun 2002 dari Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Gadjah Mada. Memperoleh gelar Magister Sains dari Pascasarjana Universitas Gadjah Mada pada tahun 2004 di bidang Kimia Lingkungan. Saat ini menjabat sebagai staf Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang.

Edison Kurniawan. Lahir di Jakarta tanggal 5 Maret 1971. Menamatkan pendidikan Diploma III BPLMG Badan Diklat Departemen Perhubungan Jurusan Meteorologi tahun 1994. Memperoleh gelar Sarjana Fisika dari Universitas Indonesia tahun 2000. Gelar Magister Sains bidang Sains Atmosfer diperoleh dari Institut Teknologi Bandung tahun 2008. Saat ini menjabat sebagai Koordinator Kelompok Fungsional Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang.

Taryono. Lahir di Semarang, 8 November 1979. Menyelesaikan pendidikan Diploma III dari Akademi Meteorologi dan Geofisika. Gelar Sarjana Pertanian diperoleh dari Universitas Mahasaraswati Denpasar. Saat ini bekerja sebagai staf di Sub Bidang Informasi Meteorologi Publik BMKG Jakarta.