



BMKG

Volume II, Juni 2009

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 II, Juni 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, 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

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

Gambar Sampul :
Lembah Harau, Tanjung Pati
Payakumbuh - Sumatera Barat

Dari Redaksi

Puji dan Syukur kita panjatkan ke hadirat Allah SWT, dimana berkat rahmat serta hidayah-Nya Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang untuk kedua kalinya telah mampu untuk menerbitkan buletin Megasains Volume II Juni 2009. Isi dari Buletin ini mencakup beberapa penelitian ilmiah yang berkaitan dengan ilmu-ilmu Meteorologi, Klimatologi, Kualitas Udara dan Geofisika (MKKuG).

Pada penerbitan kali ini, buletin Megasains memuat tujuh buah tulisan yang memuat beberapa hasil penelitian dari berbagai disiplin ilmu. Salah satu hal yang menarik yaitu di dalam buletin ini terdapat tulisan yang membahas tentang studi pendahuluan tentang ilmu kegempaan. Hal ini diharapkan akan semakin menambah pengetahuan dan wawasan kita di dalam memandang berbagai aktivitas alam yang terjadi di sekitar kita.

Dengan ditunjang oleh semangat dari seluruh rekan-rekan SPAG Bukit Kototabang di dalam dukungannya terhadap kesinambungan penerbitan buletin ini, Redaksi tentu sangat berharap hasil-hasil penelitian ini dapat mendorong bagi terciptanya peningkatan pelayanan MKKuG di masa depan. Disamping itu munculnya kesadaran di dalam melakukan berbagai kaidah penelitian, diharapkan akan menunjang bagi peningkatan pengetahuan serta kinerja di dalam melaksanakan tugas sehari-hari.

Redaksi tentu sangat berharap semoga Allah SWT akan memberikan kekuatan dan kemudahan bagi kesinambungan penerbitan buletin Megasains ini.

Bukit Kototabang, Juni 2009

Daftar Isi

	halaman
Susunan Redaksi	ii
Dari Redaksi	iii
Daftar Isi	iv
Prediksi Bencana Alam Gempa Bumi Jangka Pendek Menggunakan Fenomena Anomali Medan Listrik Permukaan (<i>Muhammad Irvan dan Hamdi Rifai</i>)	1-12
Korelasi Antara Indeks Kecerahan (K_T) dengan Parameter Meteorologi di Bukit Kototabang Menggunakan Pendekatan Regresi Multi Linier terhadap Persamaan Ångstrom Termodifikasi (<i>Alberth Christian Nahas dan Sugeng Nugroho</i>)	13-21
Variasi Diurnal dan Harian Particulate Matter 10 terhadap Beberapa Parameter Meteorologi (<i>Edison Kurniawan dan Yosfi Andri</i>)	22-36
Studi Pendahuluan Kelayakan Penggunaan Air Hasil Pengeringan Udara (<i>Dehumidifier</i>) Instrumen Pengukur Ozon Permukaan (Tipe: TEI 49C) sebagai Air Laboratorium Ditinjau dari pH dan Konduktivitas (<i>Agusta Kurniawan, Budi Setiawan, dan Firda Amalia Maslakah</i>)	37-42
Variasi Hujan di Bukit Kototabang (<i>Sugeng Nugroho dan Budi Setiawan</i>)	43-55
Pengaruh Gas CO ₂ dan SO ₂ di Atmosfer Terhadap pH Air Hujan di Bukit Kototabang (<i>Agusta Kurniawan</i>)	56-66
Perbandingan Hasil Pengukuran Radiasi Global Piranometer EPPLEY QPSP dengan QMS101 di Stasiun GAW Bukit Kototabang (<i>Herizal dan Sugeng Nugroho</i>) ..	67-72

PREDIKSI BENCANA ALAM GEMPA BUMI JANGKA PENDEK MENGUNAKAN FENOMENA ANOMALI MEDAN LISTRIK PERMUKAAN

Muhammad Irvan dan Hamdi Rifai

Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Negeri Padang

Abstract

Earthquake is natural disaster which usually happened on the area between plate and volcanic arc like Indonesian region. The occurrence of the earthquake only can be predicted by using statistical trend which determined the repeatability data from the past, and by using plate-displacement analysis that provide the information of the possibility the next earthquake will be happened on the order of years. Therefore, it is necessary to shorten the time of prediction to give more accurate and precise, in order to conduct the mitigation effort. One method that can be used to predict the earthquake is the electromagnetic method by using electrical signal generated by the earthquake. The most common mechanism to explain the electrical signal generated phenomena in the area of the earthquake is piezoelectric model mechanism because signal produced by this mechanism is well measured on the surface and has the advantage in the intensity of signal produced, dealing with the quartz which is the major content of the lithosphere as the condition where this mechanism can be happened. Determination of epicenter location and the time of the earthquake can be conducted directly by measuring the anomaly of electrical signal production and determination of magnitude of the earthquake can be conducted by physical model based on energy-flow model.

Keywords : Piezoelectric, epicenter, magnitudo.

1. PENDAHULUAN

Gempa bumi merupakan bencana alam yang sering terjadi, berdasarkan hasil penelitian, para peneliti kebumihan menyimpulkan bahwa hampir 95 persen lebih gempa bumi terjadi di daerah batas antar lempeng kerak bumi dan di daerah sesar, contohnya Indonesia. Meskipun bencana ini sering terjadi, namun kehadirannya sukar untuk dapat diprediksi dengan baik. Kehadiran gempa bumi selama ini diprediksi menggunakan trend statistik yang berulang dari data gempa di masa lalu. Kendala dan informasi tambahan yang diberikan pada data statistik tersebut berupa data dan kecenderungan geologis lokal di sekitar lokasi gempa tersebut. Oleh karena itu diperlukan prediksi dalam selang waktu yang lebih singkat untuk memperkirakan terjadinya gempa secara lebih akurat, dalam rangka melakukan upaya mitigasi bencana gempa bumi.

Secara umum, "prediksi gempa bumi" adalah metode memetakan lokasi, waktu kejadian dan magnitudo gempa yang akan terjadi dalam waktu tertentu. Prediksi gempa bumi berdasarkan *time window* atau jangka waktu kehadirannya dapat diklasifikasikan dalam 3 kategori :

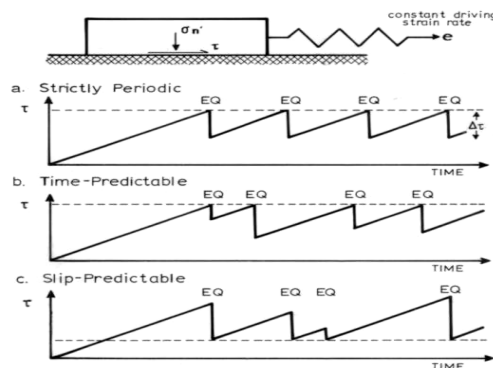
1. *Long Time Prediction* (Prediksi jangka panjang)
2. *Medium term prediction* (Prediksi jangka menengah)
3. *Short Time Prediction* (Prediksi jangka pendek)

Dalam rangka memprediksi suatu gempa dibutuhkan data dari parameter-parameter berikut:

1. Lokasi episenter gempa
2. Magnitudo gempa
3. Waktu kejadian gempa

Saat ini, kebanyakan penelitian mengenai prediksi gempa bumi difokuskan pada prediksi waktu kejadian, dan menggunakan metode statistik dari periode pengulangan gempa yang teramati pada suatu area seismogenik. Terlepas dari beberapa riset yang memberikan hasil menjanjikan, kebanyakan riset tidak menunjukkan pengembangan lebih jauh. Penyebab utama hal ini dapat dijelaskan sangat baik melalui "model pegas" yang dikemukakan oleh Shimazaki & Nakata (1980). Model pegas (*spring model mechanism*) dapat dijelaskan sebagai berikut: Terdapat paling tidak tiga buah mekanisme "reloading" antar lempeng di sekitar suatu area seismogenik (gambar 1).

Dalam kondisi real, semua model pegas mekanis tersebut dapat muncul secara bersamaan, terutama di atas sistem batuan pada area fokus gempa, dan saling berubah dalam waktu yang sangat singkat dari satu model ke model lain. Ini mengakibatkan secara keseluruhan sistem menjadi chaotic dan sulit untuk diprediksi bahkan dengan metode statistik yang paling acak sekalipun.



Gambar 1. Model pegas mekanis (Shimazaki & Nakata, 1980)

Prediksi gempa bumi membutuhkan suatu metode yang lebih komprehensif dibandingkan parameter statistik dalam menentukan tiga parameter gempa di atas. Berbagai metode non konvensional telah dikembangkan untuk memprediksi tingkat kepastian gempa, salah satunya sebagaimana yang akan dibahas dalam makalah ini. Metode tersebut mencoba memberikan prediksi kejadian gempa yang lebih pasti dibandingkan dengan trend statistik, dan memberikan tingkat perkiraan waktu yang jauh lebih singkat dibanding metode statistik konvensional, misalnya dalam orde hari. Pada makalah ini akan dibahas metode non konvensional prediksi gempa bumi berdasarkan timbulnya anomali medan elektromagnetik di sekitar area fokus menjelang timbulnya gempa.

2. MEKANISME PEMBANGKITAN SINYAL SEISMO-ELEKTRIS

Mekanisme yang terkait dengan pembangkitan sinyal listrik sangat berperan pada saat menjelang terjadinya gempa bumi. Pada bagian ini akan dibahas tentang mekanisme-mekanisme yang diusulkan terkait dengan anomali medan elektromagnetik di sekitar area fokus menjelang timbulnya gempa bumi.

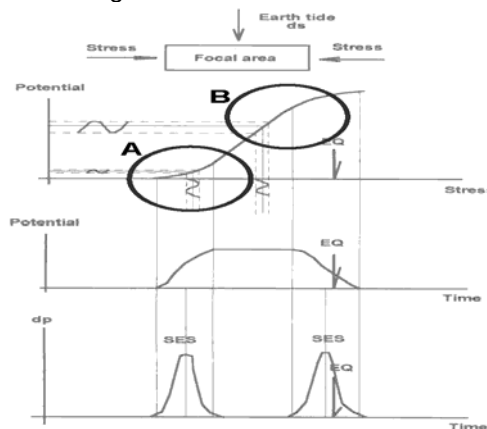
Penelitian yang dilakukan oleh Thanassoulas (1982), Varotsos dan Alexopoulos (1984a,b), Meyer dan Teisseyre (1988), Thanassoulas and Tselentis (1993), menunjukkan berbagai jenis sinyal elektrik yang dibangkitkan oleh gempa bumi besar. Inversi medan potensial listrik tersebut dapat menentukan lokasi episenter gempa dan menentukan waktu kejadian gempa hingga dalam orde hari (Thanassoulas 1991, 2001; Ifantis et al. 1993). Anomali medan listrik yang ditimbulkan di atas permukaan menjelang terjadinya gempa bumi membuat banyak peneliti mencoba mengusulkan model-model mekanisme yang berkaitan dengan pembangkitan sinyal tersebut.

Saat ini, mekanisme yang paling banyak diterima untuk menjelaskan fenomena pembangkitan sinyal listrik di sekitar lokasi gempa adalah mekanisme model piezoelektrik. Mekanisme ini didasarkan pada komposisi *quartzite* pada litosfer (mencapai 45%) dan deformasinya selama timbul gelombang seismik.

Model ini menggambarkan bentuk pembebanan regangan litosfer yang memicu timbulnya fenomena piezoelektrik (Thanassoulas & Tselentis, 1986). Dalam makalah ini, diasumsikan mekanisme dengan model piezoelektrik inilah yang membangkitkan sinyal elektromagnetik selama terjadinya aktivitas seismogenik.

3. MEKANISME MODEL PIEZOELEKTRIK DAN VALIDASINYA DALAM BEBERAPA KASUS

Saat ini, mekanisme yang paling umum diterima terkait dengan pembangkitan medan elektromagnetik menjelang timbulnya gempa bumi adalah mekanisme model piezoelektrik lempeng. Makalah ini membahas fenomena anomali medan elektromagnetik di area fokus dengan asumsi mekanisme piezoelektrik sebagai pemicu timbulnya anomali tersebut. Dengan demikian model ini perlu divalidasi dalam beberapa studi kasus untuk menunjukkan seberapa baik tingkat prediksi dengan metode ini.



Gambar 2. Mekanisme model *piezoelectric*. Zona A merupakan zona non linier ketika osilasi pasang surut oleh *earth tidal waves* memicu timbulnya deformasi konstan, sedangkan zona B adalah zona non linier ketika deformasi mencapai ambang kritis dan menurunnya kembali aktivitas seismogenik di area fokal

Gambar di atas menunjukkan fase terakhir dari persiapan menjelang terjadinya gempa bumi, yaitu terjadinya *failure* pada batuan yang memenuhi hukum Hooke. Terdapat dua gaya yang menambahkan stress pada area fokal, yaitu gaya akibat pertambahan stress oleh pergeseran litosfer seiring dengan pertambahan waktu, dan gaya akibat osilasi gelombang pasang surut (*tidal waves*). Selama pembebanan stress lebih rendah dari batas stress yang dibutuhkan untuk melakukan deformasi kristal, tidak ada yang terjadi. Ketika batas itu terlampaui, bentuk kurva Hooke antara potensial dan waktu terjadi dan aktivitas piezoelektrik dimulai. Pada saat ini terdapat tiga lokasi pada kurva Hooke pembebanan stress yang teridentifikasi. Yang pertama adalah area A, dimana merupakan bagian non linier dari deformasi kristal. Selama zona ini, suatu sinyal kecil dibangkitkan akibat efek langsung dari gelombang pasang surut. Zona A diikuti dengan timbulnya area linear antara zona A dan zona B, yang menunjukkan terjadinya pembentukan sinyal listrik yang lebih besar namun konstan. Akhirnya zona yang ketiga yang teridentifikasi adalah zona B, dimana pada zona tersebut sinyal yang dihasilkan berangsur-angsur menurun, menunjukkan tahap akhir menjelang terjadinya gempa bumi.

Sehingga mekanisme pembangkitan sinyal listrik oleh fenomena piezoelektrik dapat dijelaskan sebagai berikut :

1. Sinyal listrik dari medan statis yang dibangkitkan oleh defomasi konstan dari kisi kristal.
2. Sinyal listrik yang dibangkitkan oleh non linieritas pada area A dan B.

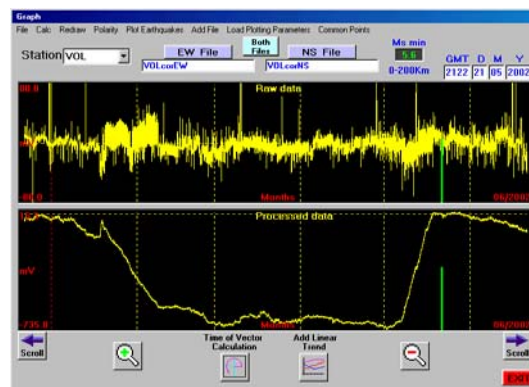
Sekarang perlu dipertanyakan, bagaimana validasi dari model piezoelektrik ini terhadap kuantitas fisis yang terukur. Misalkan terjadi suatu mekanisme fisis pada area fokal yang membangkitkan potensial listrik. Potensial yang dibangkitkan P merupakan fungsi waktu karena deformasi *host material* pada daerah fokal bergantung waktu, menuju ke arah waktu kejadian gempa. Metode pengukuran potensial P ini pada permukaan menggunakan dipol. Dalam kasus ini yang terukur bukanlah potensial P yang sesungguhnya melainkan turunan pertama dari P tersebut, P' :

$$P' = \frac{dP}{dL} dt \quad \dots\dots\dots (1)$$

dengan dL adalah panjang dipol yang dipergunakan.

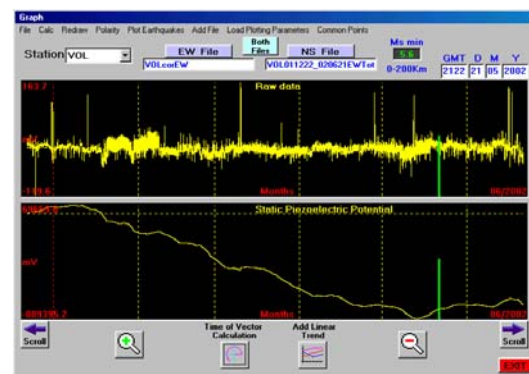
Dengan demikian potensial dapat ditentukan dengan integrasi terhadap waktu pada persamaan di atas.

Sebagai contoh, akan ditampilkan hasil pengukuran pada saat pengukuran gempa bumi Milos Yunani tanggal 21 Mei 2002 ($M_s = 5.6$ R). Pada gempa bumi Milos tahun 2002, terekam data mentah pada stasiun pengamatan seperti pada grafik atas, sedangkan pada grafik bawah ditunjukkan prosesi data awal sebelum operasi matematis lain diterapkan.



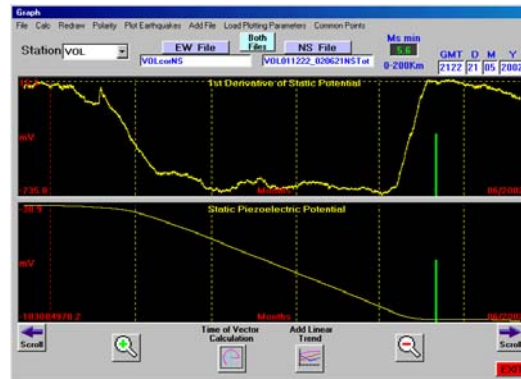
Gambar 3. Data mentah dan data mentah yang direstorasi terhadap waktu pada kasus gelombang Milos, Yunani

Selanjutnya data mentah di atas akan diintegrasikan untuk menghasilkan kurva integrasi data potensial terhadap waktu sebagaimana ditunjukkan pada gambar berikut :

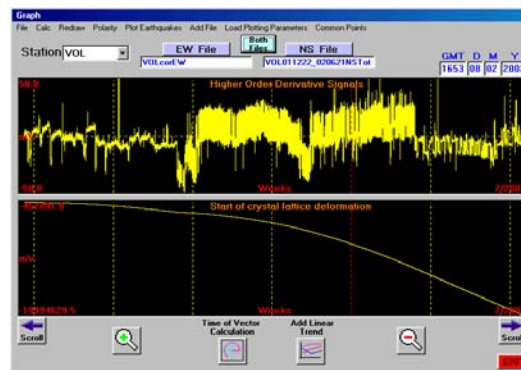


Gambar 4. Integrasi data mentah terhadap waktu (grafik bawah)

Hasil pengintegrasian data yang telah dipraproses pada gambar di atas terhadap waktu ditunjukkan pada gambar berikut :

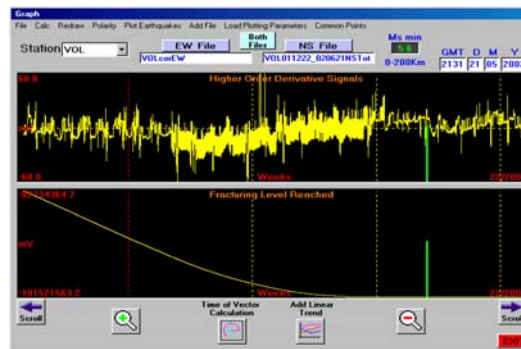


Gambar 5. Integrasi data mentah yang direstorasi terhadap waktu



Gambar 6. Pembangkitan sinyal dengan orde yang lebih tinggi sebagai penanda tercapainya kurva pembebanan pada zona A dan dimulainya deformasi kristal

Dengan membandingkan gambar (3), (4), (5), terlihat bahwa medan statis piezoelektrik yang dibangkitkan baik oleh integrasi data mentah maupun oleh integrasi data yang telah direstorasi menunjukkan hasil sama. Perbedaannya hanya terletak pada nilai absolut pada medan statik dan kandungan frekuensi tinggi di dalamnya. Integrasi dari data asli menghasilkan noise medan statik parsial, sedangkan integrasi data yang direstorasi menghasilkan tampilan yang lebih halus.



Gambar 7. Tercapainya ambang kritis deformasi dan paralelitasnya terhadap sinyal yang dihasilkan

Gambar 6 menunjukkan adanya pembangkitan sinyal listrik dalam orde yang lebih tinggi seiring dengan dimulainya deformasi kisi kristal dan timbulnya aktivitas piezoelektrik. Sedangkan Gambar 7 menunjukkan bagaimana level *fracturing* tercapai, seiring dengan mengecilnya kembali aktivitas seismogenik di lokasi yang bersangkutan, terlihat dari menurunnya sinyal listrik yang dihasilkan. Ini merupakan validasi yang dapat diterima tentang keabsahan model piezoelektrik dalam menjelaskan timbulnya anomali medan listrik.

Contoh-contoh di atas menunjukkan validasi model piezoelektris dan merupakan bukti kuat bahwa sinyal yang dihasilkan melalui mekanisme ini terukur dengan baik pada permukaan. Berbagai mekanisme fisis lain dapat saja terjadi untuk membangkitkan sinyal listrik ini, namun model piezoelektrik memiliki keunggulan dalam besarnya sinyal yang dihasilkan, terkait dengan kandungan mayoritas kuartz di litosfer yang merupakan syarat penting timbulnya mekanisme tersebut.

4. AMBIGUITAS DATA SINYAL ELEKTROMAGNETIK DI AREA SEISMOGENIK

Sinyal telurik dari ionosfer dan medan magnetik bumi yang menginduksi daerah-daerah tertentu di bawah permukaan membangkitkan sinyal listrik seperti yang dihasilkan oleh aktivitas seismogenik. Timbul pertanyaan: bagaimana memisahkan sinyal listrik yang ditimbulkan oleh induksi magnetik dan anomali ionosfer dengan sinyal yang ditimbulkan oleh aktivitas area fokal tempat akan berlangsungnya gempa.

Metodologi perhitungan yang digunakan adalah perhitungan tensor impedansi yang terekam pada situs-situs monitoring dan perhitungan sinyal induksi ionosfer-magnetik. Sinyal terakhir akan dikurangkan terhadap data yang terukur dan akan menghasilkan sinyal yang lebih bersih terhadap gangguan extra terestrial. Namun cara tersebut memerlukan peralatan yang kompleks dan sangat mahal, di samping itu data yang dihasilkan masih memiliki ambiguitas terkait dengan limit *bandwidth* peralatan yang digunakan.

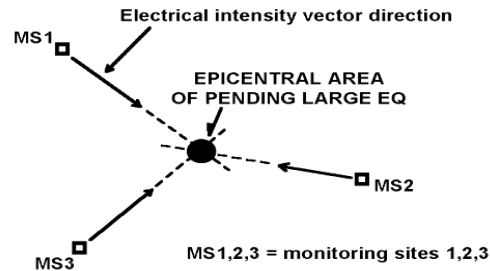
Suatu prosedur penghilangan ambiguitas data yang lebih baik telah dikembangkan untuk menghilangkan masalah ini. Jika suatu sinyal terekam dihasilkan dari suatu area seismogenik yang berlokasi disekitar jaringan pengamatan, maka vektor intensitas listrik yang dihasilkan akan mengiris daerah sekitar area seismogenik tersebut. Jika sinyal dihasilkan oleh sumber atmosferik atau magnetik, karena berasal dari sumber jauh, maka arah azimuth dari perhitungan vektor intensitas medan listrik akan sama terlihat pada seluruh situs pengamatan. Dalam kasus ini vektor intensitas medan listrik yang dihitung akan saling sejajar satu dengan yang lain.

5. PENETUAN LOKASI, WAKTU KEJADIAN DAN MAGNITUDO GEMPA

5.1 Penentuan Lokasi Gempa

Sinyal listrik yang terekam pada situs pengamatan dapat digunakan untuk menentukan lokasi dari sumber arus titik semu yang dibangkitkan pada area fokal dan dengan demikian dapat diperkirakan lokasi episenter gempa. Secara teoritis hal ini dapat dibenarkan untuk berbagai jenis frekuensi sinyal yang dibangkitkan, namun pada kenyataannya, akibat dari absorpsi energi elektromagnetik yang berbeda oleh bumi dan perbedaan panjang gelombang sinyal yang dibangkitkan, maka hal tersebut hanya mungkin untuk sinyal dengan periode sangat besar.

Misalkan terdapat tiga stasiun pengamatan yang merekam sinyal acak. Penerapan metode penentuan vektor intensitas medan listrik akan menghasilkan situs perpotongan acak (*random intersection sites*), dihitung dari seluruh pasangan vektor yang teramati dari setiap stasiun pengukuran.



Gambar 8. Perpotongan tiga buah vektor medan intensitas yang dihasilkan oleh tiga stasiun pengamatan. Area tempat terjadinya perpotongan merupakan area yang diperkirakan akan munculnya gempa bumi

Selanjutnya timbul pertanyaan, bagaimana menentukan sinyal listrik yang tidak terkait dengan gempa yang akan terjadi? Atau dengan kata lain, berapa peluang mendapatkan (secara kebetulan) suatu *convergence intersection sites* menggunakan sinyal acak?

Seandainya suatu daerah azimuthal 3600 dibagi dengan sektor-sektor sebesar 180, maka terdapat 20 potongan azimuthal. Probabilitas menentukan suatu site yang konvergen melalui suatu data yang acak adalah :

1. Untuk satu stasiun pengukuran probabilitasnya adalah $p = 1/20 = (1/20)^1$
2. Untuk dua stasiun pengukuran probabilitasnya adalah $p = 1/400 = (1/20)^2$
3. Untuk tiga stasiun pengukuran probabilitasnya adalah $p = 1/8000 = (1/20)^3$
4. Untuk empat stasiun pengukuran probabilitasnya adalah $p = 1/160000 = (1/20)^4$
5. Untuk lima stasiun pengukuran probabilitasnya adalah $p = 1/3200000 = (1/20)^5$

Sebagai hasil dari perhitungan di atas, jika terdapat konvergensi vektor intensitas dari tiga atau bahkan lebih stasiun pengukuran maka dapat disimpulkan sinyal yang sedang teramati berasal dari lokasi yang sangat mirip dengan lokasi sumber arus atau area fokal, karena faktor probabilitas sebagaimana diperhitungkan di atas. Konsekuensinya, dapat dikatakan sinyal tersebut terkait dengan gempa bumi yang akan terjadi dengan lokasi episenter sesuai dengan konvergensi dari vektor-vektor intensitas medan listrik yang dihasilkan dari perhitungan tersebut.

Gambar 9 menunjukkan bagaimana situs perpotongan konvegen yang terbentuk oleh perpotongan beberapa stasiun pengamatan gempa.



Gambar 9. Perpotongan empat buah vektor medan intensitas yang dihasilkan oleh tiga stasiun pengamatan, Area tempat terjadinya perpotongan merupakan area yang diperkirakan akan munculnya gempa bumi

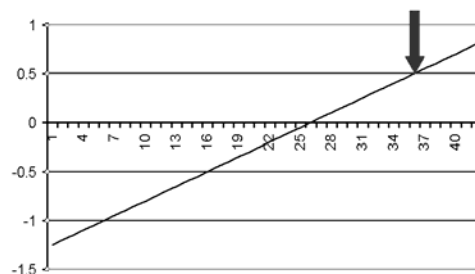
Pada gambar ditunjukkan empat buah stasiun pengamatan yang memberikan arah vektor intensitas konvergen ke arah daerah yang diarsir. Adanya empat buah vektor intensitas medan yang saling berpotongan menunjukkan bahwa kejadian perpotongan

vektor-vektor tersebut "karena kebetulan" adalah 1/160000, dengan demikian kemungkinan besar lokasi yang diarsir adalah lokasi episenter gempa yang diharapkan.

5.2 Penentuan Waktu Kejadian Gempa

Berikut ini akan diterangkan model fisis yang menjelaskan mekanisme peramalan waktu kejadian gempa dalam orde waktu yang sangat singkat (hitungan hari atau jam sebelum kejadian). Pembangkitan muatan akibat stress diakibatkan dua mekanisme penambahan stress.

Mekanisme pertama adalah gerakan lempeng, sebagaimana telah diketahui bahwa gempa akan terjadi pada saat pembebanan stress yang bertambah secara gradual mencapai titik tegangan kritis batuan pada daerah focal (Gambar 10).

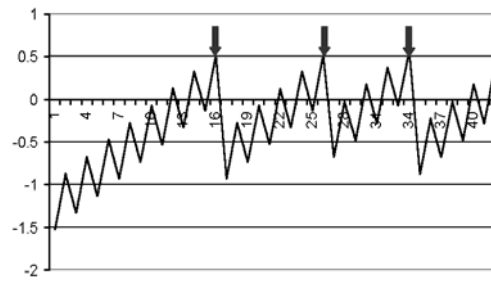


Gambar 10. Mekanisme pertama pembebanan regangan pada litosfer

Mekanisme kedua adalah gelombang pasang surut bumi (*tidal waves*). Mekanisme ini diusulkan sebagai pemicu gempa bumi besar oleh Knopoff (1964), Shlien (1972), Heaton (1982) dan Shirley (1988), sementara Yamazaki (1965, 1967), Rikitake et al. (1967) mempelajari perilaku osilasi dari batuan yang teregang akibat gelombang pasang surut bumi. Studi mengenai gelombang pasang surut bumi menunjukkan bahwa gelombang tersebut terdiri dari komponen-komponen sebagaimana ditunjukkan pada tabel berikut :

Tabel 1. Gelombang Pasang Surut		
Symbol	Name	Periode (Jam)
M2	Principal Lunar	1.42
S2	Principal Solar	12
N2	Lunar Ellipticity	12.66
K2	Lunisolar	11.97
K2	Lunisolar	23.93
O1	Lunar Declination	25.82
P1	Solar Declination	24.07
M1	Moon Declination	14.00 days
Ssa	Moon Declination	6.00 months
	Yearly Oscillation	12.00 months

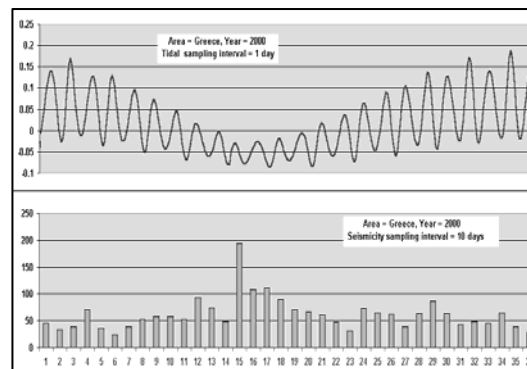
Akhirnya, dari gerak revolusi bumi dalam lintasan elips dengan matahari sebagai titik fokus, suatu gelombang pasang surut bumi dibangkitkan dengan periode tahunan. Deformasi litosfer terjadi akibat gelombang pasang surut ini. Litosfer, yang terpengaruh oleh gaya osilasi pasang surut bumi akan beresilasi dengan amplitudo maksimum litosfer dalam orde 10 cm (Garland, 1971).



Gambar 11. Penggambaran mekanisme pertama dan kedua secara simultan. Panah merah menunjukkan waktu terjadinya gempa yang ditandai dengan pembebanan maksimum baik secara linier maupun oleh *earth tides*

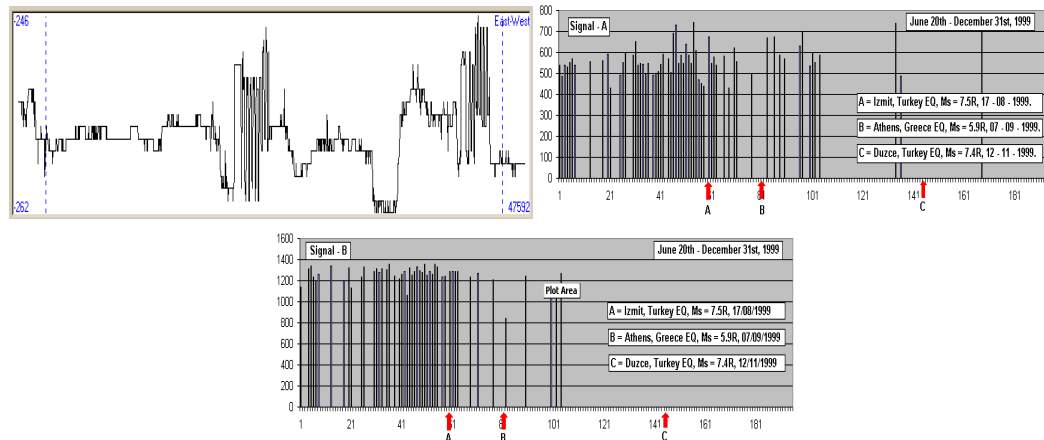
Osilasi yang dihasilkan pasang surut bumi pada lempeng litosfer memiliki dua konsekuensi: pertama, pada saat tercapai puncak amplitudo dari osilasinya ketika lempeng berada dekat dengan titik kritis pembebanan tegangan, dapat tercapai kondisi ekstrim yang menyebabkan timbulnya gempa bumi. Kedua, pada saat titik pembebanan serupa, daerah fokal yang kemungkinan merupakan daerah gempa bumi yang diramalkan akan menghasilkan sinyal listrik karena deformasi kisi kristal dan sifat piezoelektrik material kristal tersebut.

Berdasarkan Gambar 11, selama perulangan periode dari gempa bumi besar (panah merah) dalam orde tahun, terbukti bahwa level tegangan kritis terjadi ketika puncak harian lokal dari kurva pembebanan tegangan terpenuhi. Secara teoritis, hanya pada puncak gelombang pasang surut bumi gempa bumi yang besar diharapkan muncul. Sehingga dapat disimpulkan terjadinya gempa bumi yang besar pada saat aktivitas pasang surut bumi mencapai puncaknya. Gambar 12 menunjukkan variasi gelombang pasang surut bumi terhadap aktivitas seismik pada periode waktu yang sama (tahun 2000) dengan interval sampel 10 hari.



Gambar 12. Plot antara *earth tides* dan aktivitas seismogenik pada suatu lokasi dalam periode yang sama

Pembangkitan sinyal listrik (frekuensi tinggi dengan osilasi 24 jam) terjadi akibat osilasi litosfer. Gambar 13 berikut menunjukkan sinyal dengan periode pendek (beberapa menit hingga jam) yang dibangkitkan di area fokal di Izmit, Turki (1999), $M_s=7.5R$.



Gambar 13. Mekanisme pembangkitan sinyal piezoelektrik selama pembebanan maksimum mekanisme linear dan *earth tides*

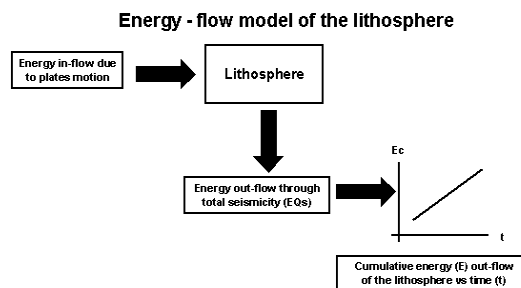
Starting time rata-rata dari kedua sinyal A dan B telah dihitung sebagai berikut : Mean value A (MVA) = 569 menit = 9 jam 29 menit. Sinyal (B), MVB=1257 menit = 20 jam 57 menit. Sehingga, beda rata-rata waktu kejadian =11 jam 28 menit. Hasil ini menunjukkan periode yang sama dengan komponen pasang surut K2 (*lunisolar*) dan S2 (*principal solar*) dengan simpangan sebesar 4.17% untuk komponen K2 dan 4.4% untuk komponen S2.

5.3 Penentuan Magnitudo Gempa

Telah diketahui bahwa tegangan yang dibentuk pada area fokal merupakan proses yang sangat lambat terkait dengan gerakan lempeng litosfer, dan membutuhkan periode dalam orde tahun untuk mencapai kondisi kritis dimana gempa bumi akan terjadi. Dalam kondisi normal energi yang tersimpan dilepaskan melalui aktivitas seismik magnitudo kecil di sekitar area. Ketika suatu gempa bumi akan muncul, aktivitas seismik ini berkurang untuk periode tertentu.

Suatu sistem fisis terbuka akan menyerap energi secara konstan dalam suatu kesetimbangan dinamik ketika jumlah energi yang masuk ke sistem sama dengan jumlah energi yang keluar dari sistem. Dalam suatu keadaan khusus, dimana kesetimbangan dinamik ini terganggu, sistem itu akan melepaskan energi yang tersimpan di dalamnya dalam selang waktu yang singkat. Pada kasus gempa bumi, sistem fisis tersebut adalah area dimana gempa bumi akan muncul. Ketika gempa akan muncul, litosfer berada pada kesetimbangan dinamik kritis (Bak, Tang and Wiesenfeld 1988; Bak 1996).

Model sistem fisis terbuka dengan aliran energi setimbang dinamik ini dinamakan model "aliran energi" (*energy - flow model*) dapat ditunjukkan pda Gambar 14 berikut :

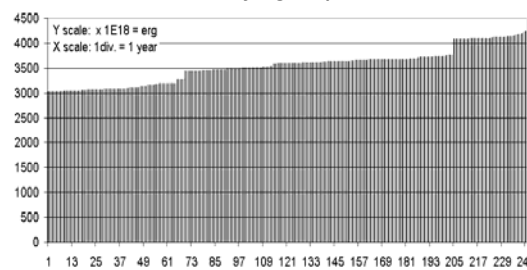


Gambar 14. Model aliran energi pada suatu sistem fisis terbuka

Fungsi pelepasan energi kumulatif (E_c) terhadap waktu (t), untuk suatu area seismogenik, dapat ditentukan dengan mengubah magnitudo dari gempa bumi yang terekam di masa lampau ke dalam energi. Salah satu rumus empiris yang digunakan adalah (Tselentis 1997):

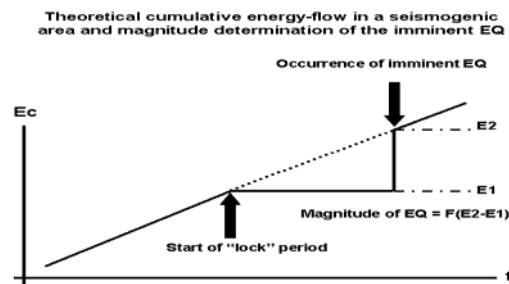
$$\text{Log} E = 11.8 + 1.5 M_s$$

dengan E energi yang terhitung dalam ergs, dan M_s adalah magnitudo gempa bumi dalam skala Richter. Gambar 13 menunjukkan pelepasan energi normal pada suatu area seismogenik, dalam periode 20 tahun menuju gempa Yunani 18 November 1997, $M_s = 6.6R$



Gambar 15. Pelepasan energi normal pada suatu area seismogenik dalam kurun waktu tertentu

Keadaan normal litosfer ditandai dengan aktivitas seismik yang linier. Namun adanya gesekan di dalam sistem menyebabkan area seismogenik dalam keadaan “terkunci” pada waktu tertentu. Pada keadaan ini aktivitas seismik menurun, ditandai dengan menurunnya aliran energi keluar dan sebagai hasilnya terjadi penyimpanan energi. Energi yang tersimpan akan dilepaskan sebagai gempa bumi.



Gambar 16. Locking periode sebagai suatu mekanisme reloading energi dari sistem litosfer yang kemudian akan dilepaskan sebagai gempa

Dalam model fisis ini, energi yang tersimpan selama periode “penguncian” secara teoritis sama dengan energi yang dilepaskan oleh gempa bumi. Dengan demikian dapat dihitung magnitudo gempa yang akan terjadi sebagai berikut:

1. Laju pelepasan energi normal pada area seismogenik.
2. Waktu mulainya periode penguncian.
3. Waktu terjadinya gempa yang “diharapkan”.

6. KESIMPULAN

Pembangkitan sinyal listrik pada suatu daerah seismogenik menjelang terjadinya gempa bumi terdeteksi dengan baik dan dapat dijadikan indikator terjadinya gempa bumi. Model piezoelektrik merupakan model yang dapat dipertanggungjawabkan untuk menjelaskan fenomena terjadinya pelepasan sinyal listrik menjelang timbulnya gempa bumi. Ambiguitas data dari pembangkitan sinyal oleh sumber-sumber ekstraterestrial dapat direduksi dengan memperhatikan karakteristik medan listrik yang dihasilkan masing-masing sumber. Penentuan lokasi episenter dan waktu kejadian gempa dapat dilakukan secara langsung melalui metode ini, berdasarkan pengukuran anomali sinyal listrik yang dihasilkan. Penentuan magnitudo dilakukan dengan bantuan model fisis berdasarkan aliran energi. Perlu dilakukan validasi statistik terhadap penerapan metode-metode di atas. Penerapan

metode di atas baru hanya berkisar pada wilayah sekitar Yunani dan Turki. Penerapan lebih lanjut di lokasi lain seperti Indonesia akan memberikan validasi yang lebih baik pada metode ini.

7. DAFTAR PUSTAKA

Corwin, R.F., and Morrison, H.F., (1977). Self potential variations preceding earthquakes in Central California., *Geophys. Res. Lett.*, 4, 171-174.

Ifantis, A., Tselentis, G., Varotsos, P., Thanassoulas, C. (1993). Long-term variations of the Earth's electric field preceding two earthquakes in Greece. *Acta Geophysica Polonica*, Vol. XLI, no. 4, p.337-350.

Meyer, K., and Teisseyre, R., (1988). Electrotelluric periodic anomalies prior to large imminent earthquakes, *Acta Geophysica Polonica*, Vol. 36, p. 309-322.

Morgounov, V., (2001). Relaxation creep model of impending earthquake. *Annali di Geofisica*, Vol. 44, N. 2.

Ogawa, T., Oike, K., and Miura, T., (1985). Electromagnetic radiation from rocks., *J. Geophys. Res.*, 90 (D4), 6245-6249.

Shimazaki, K., and Nakata, T., (1980). Time-predictable model for large earthquakes., *Geophys. Res. Lett.*, 7: 279-282.

Thanassoulas, C., (1982). *Self potential variations measurements at Skala Kallonis area Greece, for the period 29/1-10/3/1982*, Open file report E.3648, IGME, Greece, 16pp.

-----.(1991). Determination of the epicentral area of three earthquakes ($M_s > 6R$) in Greece, based on electrotelluric currents recorded by the VAN network, *Acta Geophysica Polonica*, Vol. XXXIX, no.4, p.373-387.

Thanassoulas, C., and Tselentis, G.A., (1986). Observed periodic variations of the Earth electric field prior to two earthquakes in N. Greece., In: Proc. 8th European Conf. Earthquake Engineering (Lisbon, Portugal), Vol. 1, pp.41-48.

-----.(1993). Periodic variations in the Earth's electric field as earthquake precursors: results from recent experiments in Greece. *Tectonophysics*, Vol. 224, p.103-111.

Thanassoulas, C., Tsatsaragos, J., Klentos, V., (2001). Determination of the most probable time of occurrence of a large earthquake., Open File Report A. 4338, IGME, Athens, Greece.

Varotsos, P., and Alexopoulos, K., (1984a). Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes - I., *Tectonophysics*, 110, 73-98.

Varotsos, P., and Alexopoulos, K., (1984b). Physical properties of the variation of the electric field of the earth preceding earthquakes - II, *Tectonophysics*, 110, 99-125.

KORELASI ANTARA INDEKS KECERAHAN (K_T) DENGAN PARAMETER METEOROLOGI DI BUKIT KOTOTABANG MENGUNAKAN PENDEKATAN REGRESI MULTI LINIER TERHADAP PERSAMAAN ÅNGSTROM TERMODIFIKASI

Alberth Christian Nahas dan Sugeng Nugroho

Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
Sumatera Barat

Abstract

A study of the correlation between solar radiation and several meteorological parameters had been done. Solar radiation was represented by the clearness index (K_T), the ratio of the global solar radiation on the surface and global solar radiation on the top of atmosphere or extraterrestrial solar radiation. K_T was correlated with meteorological parameters which are taking from Campbell-Stock observation for relative sunshine duration, and from Automatic Weather Station (AWS), for ratio of minimum and maximum temperature, average temperature, and relative humidity. All of the data were collected from February 2008 to March 2009 using daily average. Multi linear regression method was used to determine the best correlation between the parameters, based on Ångstrom equation which already used for correlating the global solar radiation and relative sunshine duration. The values of correlation coefficient (r), Root Mean Square Error (RMSE), Mean Bias Error (MBE), and Mean Percentage Error (MPE) were used to determine which equation had the strongest correlation. The result suggested that the relation of clearness index and 4 meteorological parameters provides the best correlation among the others. The modified Ångstrom equation for this relation is

$$\frac{H}{H_0} = 0.3709 + 0.2577 \frac{S}{S_0} - 0.2744 \frac{T_{\min}}{T_{\max}} + 0.0339 T_{\text{ave}} - 0.0060 RH, \text{ where}$$

H/H_0 is the clearness index, S/S_0 is the relative sunshine duration, $T_{\min}/T_{\max}$ is the ratio of daily minimum and maximum surface temperature, T_{ave} is the daily average surface temperature, and RH is the relative humidity. The modified Ångstrom equation can be used to determine the impact of several meteorological parameters on the clearness index.

Keywords : *Clearness index, Global Solar Radiation, Bukit Kototabang.*

1. PENDAHULUAN

Keberadaan matahari sangat berpengaruh terhadap iklim di bumi. Radiasi matahari merupakan sumber energi yang sangat penting di bumi. Tanaman memerlukan radiasi matahari untuk tumbuh karena penggunaannya dalam proses fotosintesis. Selain itu, radiasi matahari juga mempengaruhi daur hidrologi dan kesetimbangan air tanah (Trnka *et al.*, 2005) Radiasi matahari mempengaruhi sirkulasi yang terjadi baik di atmosfer maupun di laut. Perubahan pada intensitas radiasi matahari akan sangat berpengaruh pada sirkulasi yang terjadi di bumi tersebut. Secara umum, ada tiga hal yang dapat mempengaruhi intensitas radiasi matahari di bumi, yaitu posisi relatif matahari terhadap bumi, aktivitas yang terjadi di matahari, maupun kondisi atmosfer bumi. Dua faktor yang disebutkan pertama umumnya terjadi secara alami dan periodik, misalnya siklus sebelas tahunan Sun Spot dan variasi ekliptikal orbit matahari terhadap bumi yang terjadi dalam rentang waktu 10000 tahun. Berbeda halnya dengan kedua faktor di atas, kondisi atmosfer bumi sangat rentan terhadap pengaruh aktivitas yang dilakukan di permukaan bumi. Perubahan komposisi fisika dan kimia atmosfer akibat peningkatan konsentrasi gas rumah kaca dan aerosol misalnya sangat mempengaruhi

keseimbangan antara radiasi matahari yang diterima oleh permukaan bumi maupun energi yang dilepaskan ke luar angkasa (IPCC, 2007).

Indonesia berada di daerah beriklim tropis, dimana radiasi matahari yang diterima lebih besar dan relatif konstan sepanjang tahun apabila dibandingkan dengan daerah lainnya. Oleh karena itu, radiasi matahari sangat berpotensi untuk digunakan sebagai salah satu sumber energi utama di Indonesia. Namun demikian, terbatasnya kajian terhadap radiasi matahari yang salah satunya disebabkan oleh terbatasnya lokasi pengukuran terhadap intensitas radiasi matahari di Indonesia. Salah satu lokasi di Indonesia dimana dilakukan pengukuran intensitas radiasi matahari adalah Bukit Kototabang. Oleh karena intensitas radiasi matahari yang diterima di permukaan bumi sangat dipengaruhi oleh kondisi iklim setempat, maka pengukuran parameter-parameter meteorologi juga sangat penting untuk dilakukan.

Kajian mengenai pengaruh kondisi atmosfer bumi yang direpresentasikan melalui parameter meteorologi telah dilakukan sebelumnya, diantaranya oleh Akpabio dan Etuk (2003), Ahmad dan Ulfat (2004), serta Falayi *et al.* (2008). Kajian-kajian tersebut memperkenalkan sebuah persamaan yang merupakan modifikasi persamaan Ångström yang telah digunakan untuk menentukan hubungan antara indeks kecerahan (K_T) dengan lama penyinaran matahari dalam satu hari (Ångström, 1924).

$$\frac{H}{H_0} = a + b \frac{S}{S_0} \dots\dots\dots(1)$$

H/H_0 merupakan indeks kecerahan, yaitu perbandingan antara radiasi matahari global yang diterima permukaan bumi dengan radiasi matahari global pada puncak atmosfer. S/S_0 merupakan waktu relatif lamanya matahari bersinar.

Dalam tulisan ini, korelasi antara indeks kecerahan dengan parameter meteorologi seperti kelembaban relatif, rasio suhu minimum dan maksimum, serta suhu rata-rata ditentukan untuk membangun suatu persamaan baru yang merupakan modifikasi dari persamaan Ångström. Dengan menentukan korelasi antara indeks kecerahan dengan parameter-parameter meteorologi, dapat diperoleh suatu hubungan antara parameter-parameter tersebut terhadap intensitas radiasi matahari global yang terukur di Bukit Kototabang.

2. METODOLOGI

Data yang digunakan pada tulisan ini dikumpulkan dari data hasil pengukuran di Bukit Kototabang selama 13 bulan, yaitu dari bulan Februari 2008 sampai dengan Maret 2009. Data-data yang dipergunakan antara lain data intensitas radiasi matahari global yang berasal dari piranometer tipe EPPLEY QPSP (*quartz spectral pyranometer*). Lamanya matahari bersinar ditentukan dari hasil pembacaan pias *Campbell-Stock*. Sedangkan untuk data suhu maksimum, suhu minimum, suhu rata-rata, dan kelembaban relatif, diperoleh dari hasil pengukuran dengan menggunakan *Automatic Weather Station* (AWS) tipe VAISALA 101.

Untuk membangun persamaan Ångström termodifikasi, dipergunakan pendekatan regresi multi linier dengan mengasumsikan semua variabel bebas dalam persamaan tersebut berorde satu terhadap variabel terikatnya. Secara umum, persamaan yang dibangun adalah sebagai berikut:

$$y = a + bx_1 + cx_2 + dx_3 + \dots + nx_n \dots\dots\dots(2)$$

dimana dalam persamaan tersebut, indeks kecerahan merupakan variabel terikat (y), sedangkan parameter-parameter lainnya sebagai variabel bebas (x). Indeks kecerahan diperoleh dari hasil perbandingan radiasi matahari global yang diukur dari piranometer dengan radiasi matahari ekstraterrestrial yang ditentukan dengan menggunakan rumus:

$$H_0 = \frac{24 \times 3600}{\pi} I_{SC} \left(1 + 0.033 \cos \frac{360n}{365} \right) \left(\cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s + \frac{2\pi\omega_s}{360} \sin \varphi \sin \delta \right) \dots\dots\dots(3)$$

H_0 = radiasi matahari ekstraterestrial (W/m^2)

I_{SC} = konstanta matahari ($1367 W/m^2$) (Falayi *et al.*, 2008)

n = penanggalan Julian (1 Februari 2008 = 32, 2 Februari 2008 = 33, ..., 31 Desember 2008 = 366)

φ = sudut lintang lokasi Bukit Kototabang

δ = sudut deklinasi matahari

ω_s = sudut matahari terbenam pada n untuk setiap bulannya

Besarnya ω_s ditentukan dengan:

$$\omega_s = \cos^{-1}(-\tan \varphi \tan \delta) \dots\dots\dots(4)$$

Sedangkan δ diperoleh melalui persamaan:

$$\delta = 23.45 \sin \left(360 \frac{284 + n}{365} \right) \dots\dots\dots(5)$$

Data tersebut diolah dengan menggunakan MS Excel. Dari 425 baris data yang tersedia, hanya 390 data saja yang dimasukkan dalam perhitungan. 35 data lainnya tidak diikuti dalam perhitungan karena ketidaklengkapan parameter yang ditentukan. Data tersebut kemudian diolah dengan menggunakan software Datafit 9.0 untuk memperoleh persamaan-persamaan empiris yang diinginkan dan untuk menentukan besarnya nilai koefisien korelasi (r) dari persamaan-persamaan tersebut.

Analisis data dilakukan selain dengan menentukan nilai r tiap-tiap persamaan, juga dilakukan dengan menghitung besarnya *Root Mean Square* (RMSE), *Mean Bias Error* (MBE) dan *Mean Percentage Error* (MPE) dengan menggunakan MS Excel. Nilai-nilai tersebut diperoleh dari perhitungan dengan menggunakan rumus-rumus sebagai berikut:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (H_{pred} - H_{obs})^2}{n}} \dots\dots\dots(6)$$

$$MBE = \frac{H_{pred} - H_{obs}}{n} \dots\dots\dots(7)$$

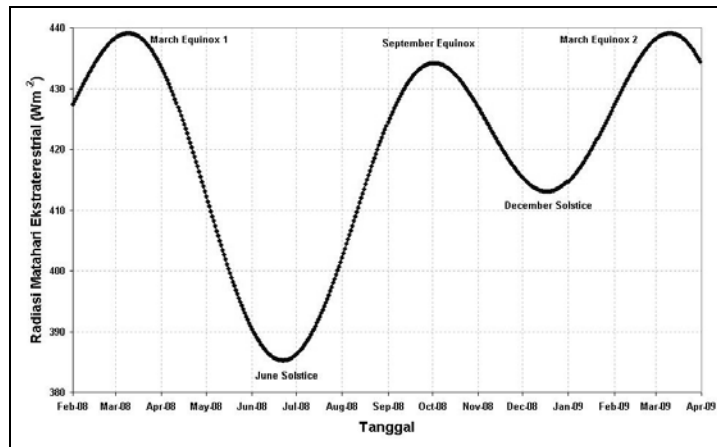
$$MPE = \frac{\sum \left(\frac{H_{pred} - H_{obs}}{H_{obs}} \times 100 \right)}{n} \dots\dots\dots(8)$$

dimana H_{pred} merupakan radiasi matahari global harian dari hasil perhitungan dengan menggunakan persamaan-persamaan yang telah diperoleh, H_{obs} adalah radiasi matahari global harian yang terukur dari piranometer, dan n merupakan jumlah data.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

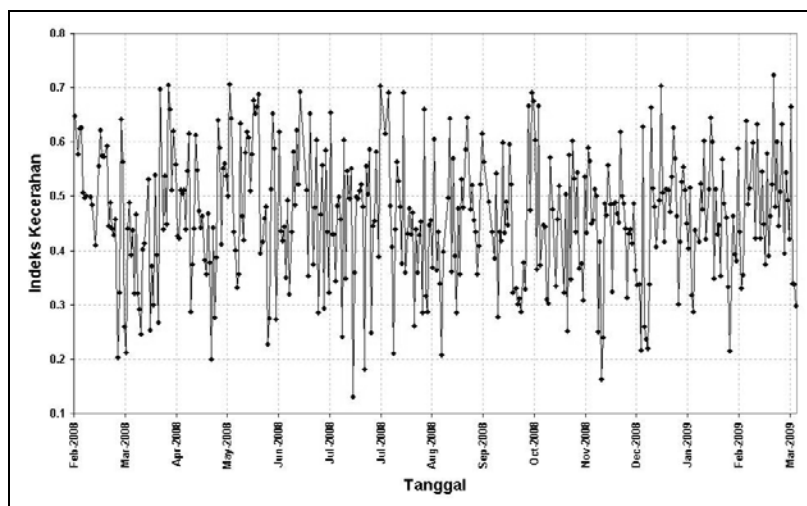
Besarnya nilai indeks kecerahan (K_T) ditentukan oleh nilai radiasi matahari yang diterima dipermukaan bumi (H) dan radiasi matahari ekstraterestrial (H_0). H_0 merupakan suatu besaran dimana intensitas radiasi matahari belum mengalami pengurangan. Dari persamaan (3) terlihat bahwa besarnya nilai H_0 dipengaruhi oleh posisi relatif matahari terhadap bumi (δ dan ω_s) dan lokasi pengamatan (φ). Hal ini dapat dijelaskan dari hasil perhitungan H_0 pada periode pengamatan dimana kedua faktor tersebut sangat berpengaruh terhadap besarnya nilai K_T . Posisi lintang Bukit Kototabang yang berada pada lintang $0,2^\circ LS$ mempengaruhi fluktuasi penerimaan intensitas radiasi matahari yang mengikuti pergerakan semu tahunan matahari. Gambar 1 memperlihatkan fluktuasi nilai H_0 hasil perhitungan di Bukit Kototabang. Pada bulan Maret dan September, ketika posisi matahari berada di sekitar garis ekuator (*equinox*), H_0 bernilai maksimum. Ketika matahari berada pada posisi terjauh dari garis ekuator (*solstice*), yaitu $23,5^\circ LU$ pada bulan Juni dan $23,5^\circ LS$ di bulan Desember, H_0 mencapai nilai minimum. Penentuan nilai K_T dapat digunakan untuk mengetahui kondisi fisis atmosfer pada periode tertentu. Hal ini disebabkan K_T memberikan nilai perbandingan antara intensitas radiasi matahari yang sampai di permukaan bumi dengan yang ada di puncak atmosfer. Nilai ini merepresentasikan berapa besar intensitas radiasi matahari yang diterima oleh permukaan bumi. Semakin tinggi nilai K_T , maka semakin besar pula intensitas radiasi

matahari di permukaan bumi. Sebaliknya, indeks kecerahan yang rendah menggambarkan kecilnya intensitas radiasi matahari yang diterima oleh permukaan bumi. Liu mengklasifikasikan K_T menjadi tiga, yaitu mendung (*overcast*) jika nilai K_T dibawah 0,3, berawan sebagian (*partly cloudy*) jika nilai K_T ada di antara 0,3-0,7, dan cerah (*clear*) dengan nilai K_T di atas 0,7 (Iqbal, 1984).



Gambar 1. Fluktuasi H_0 Hasil Perhitungan di Bukit Kototabang pada periode Februari 2008 – Maret 2009

Hasil pengamatan di Bukit Kototabang memperlihatkan bahwa dalam periode Februari 2008 sampai dengan Maret 2009, sebagian besar kondisi langit berada dalam keadaan berawan sebagian, yaitu mencakup 90,26% dari total hari. Sisanya, sebanyak 9,74% menunjukkan kondisi mendung dan tidak ada hari dimana langit berada dalam keadaan cerah. Indeks kecerahan pada periode ini adalah sebesar 0,463 atau dalam kategori berawan sebagian. Dari hasil tersebut terlihat bahwa kurang dari separuh radiasi matahari yang diterima di Bukit Kototabang. Bagian yang tidak sampai dipermukaan bumi telah mengalami beberapa proses diantaranya penyaringan radiasi UV di lapisan stratosfer, absorpsi dari awan dan aerosol di troposfer, dan pantulan albedo bumi. Beberapa parameter meteorologi dapat digunakan untuk melihat pengaruh kondisi atmosfer terhadap K_T . Besarnya pengaruh parameter-parameter tersebut terhadap nilai K_T bervariasi. Selain itu, pengaruh terhadap K_T juga bisa diperoleh dari kombinasi dari dua atau lebih parameter meteorologi.



Gambar 2. Fluktuasi Indeks Kecerahan di Bukit Kototabang pada periode Februari 2008 – Maret 2009

Persamaan Ångstrom mengisyaratkan adanya hubungan antara lama penyinaran matahari relatif (S/S_0) dengan K_T seperti yang dirumuskan pada Persamaan (1). Korelasi antara kedua paramater ini dapat dijadikan acuan untuk melakukan modifikasi terhadap persamaan Ångstrom dengan mengasumsikan bahwa korelasi antara K_T dengan parameter meteorologi lainnya berorde satu. Selain terhadap masing-masing parameter, persamaan Ångstrom juga dimodifikasi dengan mengkombinasikan parameter-parameter meteorologi sebagai faktor yang mempengaruhi nilai K_T . Tabel 1 merangkum seluruh persamaan Ångstrom termodifikasi yang mungkin diperoleh dari korelasi antara K_T dengan parameter meteorologi yang terukur di Bukit Kototabang. Nilai korelasi yang diperoleh berkisar antara 0.6124-0.8990 menunjukkan korelasi linier yang cukup signifikan antara K_T dengan parameter meteorologi yang terukur di Bukit Kototabang.

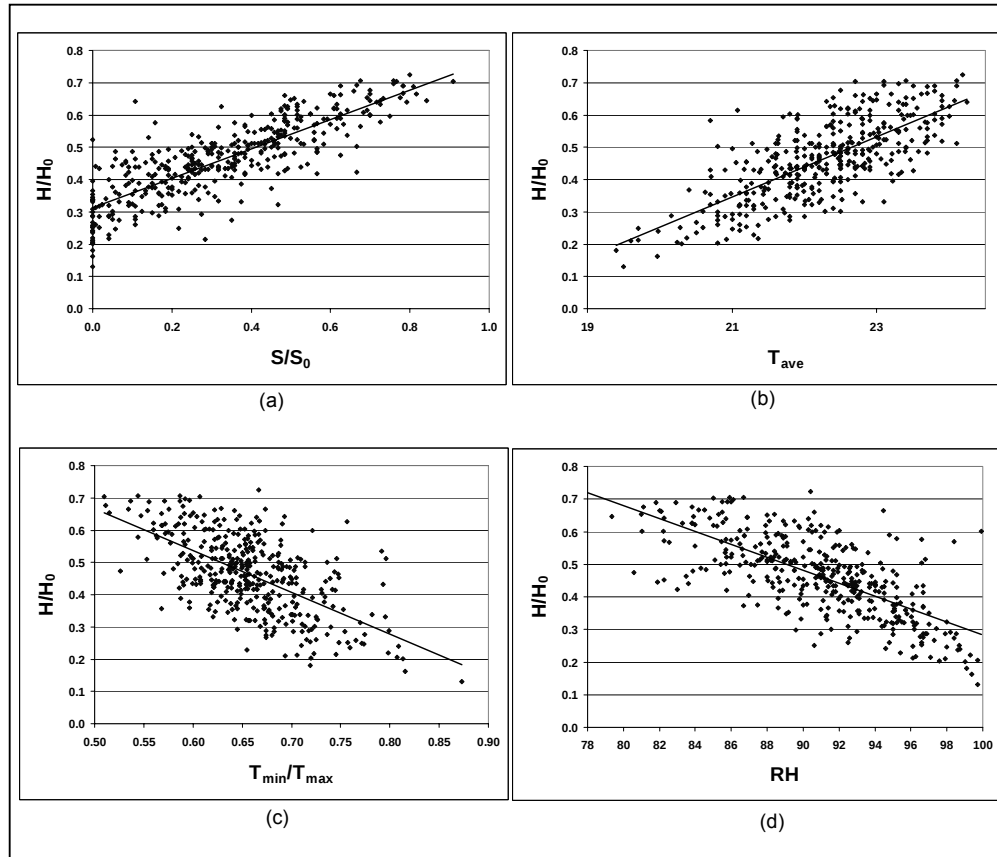
Tabel 1. Persamaan Ångstrom dan Persamaan Ångstrom Termodifikasi yang diperoleh dari data hasil pengukuran di Bukit Kototabang (r = koefisien korelasi linier, RMSE = Root Mean Square Error, MBE = Mean Bias Error, MPE = Mean Percentage Error)

Persamaan Ångstrom Termodifikasi	r	RMSE	MBE	MPE
$\frac{H}{H_0} = 0.4568 \frac{S}{S_0} + 0.3129$	0.8280	28.1820	-0.0587	3.0821
$\frac{H}{H_0} = -1.2911 \frac{T_{min}}{T_{max}} + 1.3108$	0.6124	39.6312	-0.1013	5.0532
$\frac{H}{H_0} = 0.0937 T_{ave} - 1.5755$	0.7313	34.0416	0.0308	3.5696
$\frac{H}{H_0} = -0.0199 RH + 2.2696$	0.6986	35.9527	-1.1518	3.5878
$\frac{H}{H_0} = 0.3517 \frac{S}{S_0} - 0.0092 RH + 1.1875$	0.8688	24.9197	-0.0612	3.1540
$\frac{H}{H_0} = 0.3357 \frac{S}{S_0} + 0.0457 T_{ave} - 0.6420$	0.8746	24.3422	-0.2597	1.9643
$\frac{H}{H_0} = 0.3910 \frac{S}{S_0} - 0.4440 \frac{T_{min}}{T_{max}} + 0.6262$	0.8460	26.7837	-0.0662	2.6700
$\frac{H}{H_0} = 0.0631 T_{ave} - 0.0118 RH + 0.1672$	0.8071	29.5859	1.6949	3.5624
$\frac{H}{H_0} = -0.7692 \frac{T_{min}}{T_{max}} - 0.0150 RH + 2.3323$	0.7694	32.1331	0.0378	3.2536
$\frac{H}{H_0} = -0.7540 \frac{T_{min}}{T_{max}} + 0.0733 T_{ave} - 0.6356$	0.7983	30.1028	0.3099	2.7907
$\frac{H}{H_0} = 0.2867 \frac{S}{S_0} + 0.0355 T_{ave} - 0.0067 RH + 0.2066$	0.8927	22.5882	0.3162	1.9553
$\frac{H}{H_0} = 0.3146 \frac{S}{S_0} - 0.3193 \frac{T_{min}}{T_{max}} - 0.0083 RH + 1.3278$	0.8774	24.1531	1.4909	2.9759
$\frac{H}{H_0} = 0.2931 \frac{S}{S_0} - 0.3445 \frac{T_{min}}{T_{max}} + 0.0425 T_{ave} - 0.3311$	0.8846	23.3883	0.1420	1.9433
$\frac{H}{H_0} = -0.5676 \frac{T_{min}}{T_{max}} + 0.0541 T_{ave} - 0.0094 RH + 0.5152$	0.8394	27.2234	0.6436	2.4538
$\frac{H}{H_0} = 0.2577 \frac{S}{S_0} - 0.2744 \frac{T_{min}}{T_{max}} + 0.0339 T_{ave} - 0.0060 RH + 0.3709$	0.8990	22.0310	1.7170	2.5866

Korelasi Nilai K_T terhadap Satu Parameter Meteorologi

Dari ke-empat parameter meteorologi yang digunakan, yaitu lama penyinaran matahari relatif (S/S_0), temperatur rata-rata (T_{ave}), rasio temperatur minimum dan temperatur

maksimum ($T_{\min}/T_{\max}$), dan kelembaban relatif (RH), nilai korelasi tertinggi diperoleh dari hubungan antara K_T dengan S/S_0 , yaitu sebesar 0.8280. Rata-rata nilai koefisien korelasi K_T yang dipengaruhi oleh satu parameter meteorologi sebesar 0.7176. Nilai ini lebih kecil jika dibandingkan dengan masing-masing nilai r terhadap dua parameter atau lebih maupun terhadap rata-ratanya. Hal ini mengindikasikan bahwa masing-masing parameter memberikan kontribusi terhadap nilai K_T jika dua atau lebih parameter tersebut dikombinasikan. Korelasi masing-masing parameter terhadap K_T disajikan dalam Gambar 3. Korelasi terlemah ditunjukkan oleh hubungan K_T dengan $T_{\min}/T_{\max}$. Hal ini menunjukkan pengaruh radiasi matahari terhadap pencapaian batas atas dan batas bawah temperatur harian lebih kecil jika dibandingkan S/S_0 , T_{ave} , dan RH, meskipun nilai korelasinya yang sebesar 0.6124 tersebut cukup baik ($r > 0.5$), sehingga pengaruhnya tidak dapat diabaikan.

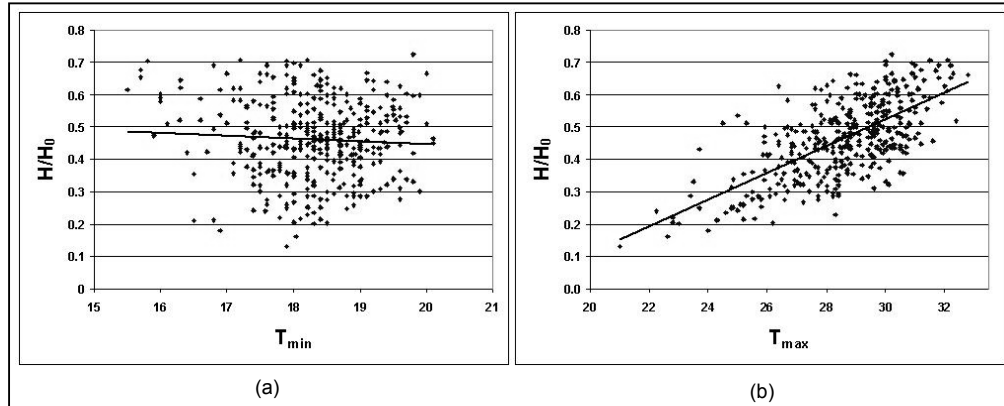


Gambar 3. Korelasi antara Indeks Kecerahan dengan (a) lama penyinaran matahari relatif; (b) temperatur rata-rata; (c) rasio temperatur minimum dan temperatur maksimum; dan (d) kelembaban relatif

Dari keempat grafik tersebut, dua diantaranya yaitu $T_{\min}/T_{\max}$ (Gambar 3c) dan RH (Gambar 3d), memiliki korelasi negatif yang berarti kenaikan parameter meteorologi menyebabkan penurunan nilai K_T . Seperti telah disebutkan sebelumnya, $T_{\min}/T_{\max}$ menggambarkan perbandingan antara batas bawah dan batas atas temperatur dalam satu hari. Oleh karena pada malam hari tidak ada radiasi matahari yang dipancarkan atau nilainya dianggap nol, maka dapat dikatakan radiasi matahari tidak mempengaruhi pencapaian $T_{\min}$ sehingga pengaruh intensitas radiasi matahari hanya terdapat pada nilai $T_{\max}$. Gambar 4 memperlihatkan hubungan antara $T_{\min}$ dengan K_T serta $T_{\max}$ dengan K_T .

Nilai r pada korelasi antara K_T dengan $T_{\max}$ mencapai 0.68 yang memperlihatkan adanya kaitan yang cukup signifikan antara besarnya intensitas radiasi matahari dengan kenaikan temperatur, sebaliknya hampir tidak ada korelasi ($r = 0.06$) antara K_T dengan $T_{\min}$. Semakin besar rasio $T_{\min}/T_{\max}$ secara kasar memperlihatkan nilai $T_{\min}$ dan $T_{\max}$

yang tidak terlampau jauh. Asumsi yang dapat dibangun dari Gambar 4 jika memperhatikan rentang pada sumbu x yang memperlihatkan fluktuasi $T_{\max}$ yang lebih besar daripada $T_{\min}$ yaitu nilai $T_{\min}/T_{\max}$ lebih banyak dipengaruhi oleh $T_{\max}$. Ketika nilai $T_{\max}$ mendekati nilai $T_{\min}$, misalnya pada waktu siang hari cuaca mendung atau turun hujan, maka intensitas radiasi matahari yang sampai dipermukaan bumi akan berkurang.



Gambar 4. Korelasi antara Indeks Kecerahan dengan (a) temperatur minimum dan (b) temperatur maksimum hasil pengukuran di Bukit Kototabang

Selain nilai $T_{\min}/T_{\max}$, RH yang juga memiliki hubungan yang berbanding terbalik dengan K_T . RH memperlihatkan tingkat kejenuhan udara ambien terhadap uap air pada temperatur tertentu. Nilai RH yang tinggi diperoleh udara ambien semakin jenuh terhadap uap air. Pada waktu malam hari atau ketika cuaca mendung maupun hari hujan, dimana temperatur relatif lebih rendah dan tidak ada radiasi matahari yang memanaskan bumi, menyebabkan kandungan uap air di udara ambien tidak terlalu banyak. Akibatnya, pada keadaan tersebut, udara ambien lebih mudah menjadi jenuh terhadap uap air dan menyebabkan nilai RH menjadi tinggi.

Korelasi Nilai K_T terhadap Dua Parameter Meteorologi

Nilai r memperlihatkan kombinasi dua parameter meteorologi akan meningkatkan signifikansi korelasi antara parameter meteorologi dengan K_T . Dari enam persamaan Ångstrom termodifikasi yang mungkin dibentuk (Tabel 1), korelasi terbesar diperoleh pada kombinasi antara S/S_0 dan T_{ave} . Hasil ini memperlihatkan bahwa korelasi antara masing-masing parameter bersifat sinergis sehingga masing-masingnya akan saling memperkuat korelasi. Dari persamaan-persamaan tersebut, terlihat bahwa nilai S/S_0 merupakan parameter yang paling dominan. Persamaan yang memuat S/S_0 adalah sebagai berikut:

$$\frac{H}{H_0} = 0.3517 \frac{S}{S_0} - 0.0092 RH + 1.1875 \dots\dots\dots(9)$$

$$\frac{H}{H_0} = 0.3357 \frac{S}{S_0} + 0.0457 T_{\text{ave}} - 0.6420 \dots\dots\dots(10)$$

$$\frac{H}{H_0} = 0.3910 \frac{S}{S_0} - 0.4440 \frac{T_{\min}}{T_{\max}} + 0.6262 \dots\dots\dots(11)$$

nilai r yang diperoleh masing-masing secara berturut-turut 0.8688, 0.8746, dan 0.8460. Hasil korelasi untuk satu parameter meteorologi menunjukkan urutan parameter meteorologi terhadap K_T berdasarkan nilai r adalah S/S_0 , T_{ave} , RH, dan $T_{\min}/T_{\max}$. Besarnya korelasi yang memuat S/S_0 sejalan dengan urutan tersebut yang juga menunjukkan tingkat signifikansi masing-masing parameter di dalam kombinasinya.

Korelasi Nilai K_T terhadap Tiga Parameter Meteorologi

Kombinasi tiga parameter meteorologi semakin meningkatkan korelasi terhadap K_T . Dari empat Persamaan Ångstrom termodifikasi, korelasi tertinggi didapat dari persamaan yang dibentuk oleh S/S_0 , T_{ave} , dan RH sebagai variabel bebas dengan nilai r sebesar 0.8927.

Korelasi Nilai K_T terhadap Empat Parameter Meteorologi

Ketika keempat parameter meteorologi tersebut dikombinasikan, hasilnya menunjukkan nilai r yang paling baik dari antara semua kombinasi parameter meteorologi. Nilai r pada persamaan Ångstrom termodifikasi yang diperoleh adalah sebesar 0.8990. Nilai r ini mengindikasikan 89,90% nilai K_T dipengaruhi oleh S/S_0 , T_{ave} , RH, dan T_{min}/T_{max} yang mana semua data tersebut masing-masing memberikan pengaruh secara signifikan terhadap nilai K_T . Hal ini semakin menegaskan efek sinergis masing-masing parameter pada korelasinya terhadap nilai K_T .

RMSE, MBE, dan MPE

Nilai-nilai RMSE, MBE, dan MPE digunakan untuk memperoleh gambaran yang lebih jelas terhadap persamaan mana yang paling mendekati hasil yang diharapkan. Ketiganya diharapkan memiliki nilai yang mendekati 0 sehingga hasil perhitungan yang diperoleh dari persamaan tersebut mendekati nilai observasinya. Dari semua Persamaan Ångstrom termodifikasi yang diperoleh, persamaan yang memuat empat parameter meteorologi, selain memiliki nilai r tertinggi, persamaan ini juga memiliki nilai RMSE yang paling rendah dibandingkan persamaan lainnya. Namun persamaan dengan nilai MBE paling baik adalah:

$$\frac{H}{H_0} = -0.7692 \frac{T_{min}}{T_{max}} - 0.0150 RH + 2.3323 \dots\dots\dots(12)$$

Sedangkan, persamaan yang mempunyai nilai MPE terbaik adalah:

$$\frac{H}{H_0} = 0.2931 \frac{S}{S_0} - 0.3445 \frac{T_{min}}{T_{max}} + 0.0425 T_{ave} - 0.3311 \dots\dots\dots(13)$$

Kedua persamaan di atas masing-masing merepresentasikan penggunaan 2 parameter (Persamaan 12) dan 3 parameter (Persamaan 13). Bila diperhatikan pada Persamaan 13, persamaan ini memiliki data statistik yang cukup baik ($r = 0.8846$; RMSE = 23.3883, MBE = 0.1420; MPE = 1.9433). Berdasarkan hasil ini, Persamaan ini dapat dijadikan acuan untuk melakukan prediksi nilai K_T dengan menggunakan tiga parameter meteorologi.

4. KESIMPULAN

Korelasi antara K_T terhadap parameter-parameter meteorologi yang diukur di Bukit Kototabang menunjukkan bahwa semakin banyak parameter yang dilibatkan dalam penentuan korelasi akan meningkatkan tingkat korelasinya. Hasil korelasi memperlihatkan kombinasi empat parameter meteorologi memberikan pengaruh yang kuat terhadap nilai K_T , yaitu sebesar 89,80%. Namun demikian, data yang relatif singkat (13 bulan observasi) belum dapat memberikan gambaran secara utuh mengenai peran parameter meteorologi terhadap nilai K_T . Selain itu, persamaan yang diperoleh juga belum tepat untuk digunakan sebagai model untuk memprediksi nilai K_T . Akan tetapi, paling tidak persamaan-persamaan ini dapat digunakan untuk memberikan gambaran terbatas mengenai korelasi antara nilai K_T terhadap beberapa parameter meteorologi. Oleh karena itu, data yang lebih panjang nantinya dapat digunakan untuk membangun suatu model berdasarkan kajian yang telah dilakukan, sekaligus sebagai pembandingan dari persamaan yang telah diperoleh.

5. ACUAN

Ahmad, F. & I. Ulfat. 2004. Empirical models for the correlation of monthly average daily global solar radiation with hours of sunshine on a horizontal surface at Karachi, Pakistan. *Turk J. Phys* 28: 301-307.

Akpabio, L.E. & S.E. Etuk. 2002. Relationship between global solar radiation and sunshine duration for Onne, Nigeria. *Turk J. Phys* 27: 161-167.

Ångström, A. 1924. Solar and terrestrial radiation: Report to the international commission for solar research on actinometric investigations of solar and atmospheric radiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 50: 121-126.

Falayi, E.O., J.O. Adepitan, A.B. Rabi. 2008. Empirical models for the correlation of global solar radiation with meteorological data for Iseyin, Nigeria. *International Journal of Physical Sciences* 3(9): 210-216.

IPCC. 2007. Fourth Assessment Report: Summary for Policymakers.

Iqbal, M., 1983. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press. Toronto.

Trnka, M., Z. Žalud, J. Eitzinger, M. Dubrovský. 2005. Global solar radiation in Central European lowlands estimated by various empirical formulae. *Agricultural and Forest Meteorology* 131: 54-76.

VARIASI DIURNAL DAN HARIAN *PARTICULATE MATTER* 10 TERHADAP BEBERAPA PARAMETER METEOROLOGI

Edison Kurniawan dan Yosfi Andri

Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
Sumatera Barat

Abstract

Variation of particulate matter 10 (PM 10) has been studied in the view of some meteorological parameters like solar radiation, air pressure, rainfall, relative humidity, temperature and wind speed during April 2008 (in the peak of rainfall intensity) and June 2008 (in the lowest of rainfall intensity) at Global Atmosphere Watch Bukit Kototabang – West Sumatera. The measurement was conducted with the help of Beta-Attenuation Mass Monitor 1020 (BAM 1020) to measure concentration of PM 10 (with diameter less than 10 μm). The present study brings out the fact that PM 10 is very much affected by some of meteorological parameters. The results showed that correlation in diurnal variation on June 2008 is more effective than April 2008. In GAW Bukit Kototabang, the changes in aerosol properties as a function of air pressure.

Keywords : PM 10, meteorological parameters, BAM 1020

1. PENDAHULUAN

Particulate Matter (PM) adalah partikel yang mengambang di udara atau atmosfer dan dikenal juga sebagai partikel polutan atau sebagai salah satu penyebab polusi udara. Partikel ini tidak dapat terlihat oleh mata, namun juga sangat membahayakan bagi kesehatan manusia.

PM memiliki bentuk dan ukuran yang berbeda, dapat berwujud sebagai partikel padat atau cair. PM dapat dibagi ke dalam dua kelompok besar yang dapat dibedakan berdasarkan ukurannya. Untuk ukuran partikel yang relatif lebih besar dikenal sebagai PM 10, sedangkan untuk ukuran partikel yang relatif lebih kecil dikenal sebagai PM 2.5. PM 10 memiliki ukuran diameter kurang dari 10 mikrometer (μm), sedangkan bagi PM 2.5 memiliki ukuran diameter kurang dari 2.5 μm .

Pada hakekatnya, ukuran PM bukan satu-satunya tolok ukur di dalam membedakannya. Namun partikel tersebut berasal dari bahan serta asal tempat yang berbeda. PM 10 dapat berasal dari asap, kotoran dan debu pabrik, lahan pertanian, jalan raya serta benih dan tepung sari tumbuhan. PM 10 dihasilkan dari proses penghancuran dan pengikisan batuan dan tanah yang selanjutnya ditiup oleh angin. Sedangkan PM 2.5 berasal dari bahan organik beracun serta logam berat. Partikel jenis ini dihasilkan dari proses pembakaran kendaraan bermotor, pembakaran tanaman dan peleburan logam berat.

Khusus bagi PM 2.5, partikel ini dapat berada di udara lebih lama dibandingkan PM 10 serta mampu melayang dan bergerak lebih jauh dikarenakan ukurannya yang sangat kecil. Sebagai gambaran, PM 10 dapat tinggal di udara dalam interval menit hingga jam, sedangkan PM 2.5 dapat tinggal di udara dalam interval hari hingga minggu.

Jika dihubungkan dengan masalah kesehatan, keberadaan PM 2.5 maupun PM 10 sangat berbahaya bagi sistem pernapasan manusia. PM 2.5 dapat masuk hingga ke rongga pernafasan yang sempit. Sedangkan pada PM 10, disamping dapat melekat pada dinding rongga saluran pernapasan, dapat juga menghambat saluran pernafasan yang lebih sempit hingga menuju ke sistem paru-paru.

PM dapat dikategorikan ke dalam aerosol. Aerosol di atmosfer dihasilkan dari berbagai variasi proses dan sangat penting di dalam proses karakterisasi berbagai fenomena yang terjadi di lapisan bawah troposfer (Singh, et. al, 2000). Studi ini bertujuan untuk mempelajari variasi konsentrasi aerosol di atmosfer, khususnya pada PM 10 serta ketergantungannya terhadap beberapa parameter meteorologi yang diharapkan dapat membantu di dalam meningkatkan pengertian terutama terhadap fenomena meteorologi terhadap distribusi aerosol dan sebaliknya.

Seperti diketahui bahwa variasi ukuran serta konsentrasi aerosol di berbagai wilayah dinilai sangat penting. Tidak hanya untuk karakterisasi dari sebuah sistem aerosol, namun juga untuk mempelajari proses-proses pembentukan awan (Zuev, 1982), *radiative properties* (Krisnamurthy, 1988) dan juga efek pemanasan global yang disebabkan oleh gas-gas rumah kaca (Harshavardhan, 1993) yang terjadi di region atmosfer dimana seluruh aerosol terdistribusi.

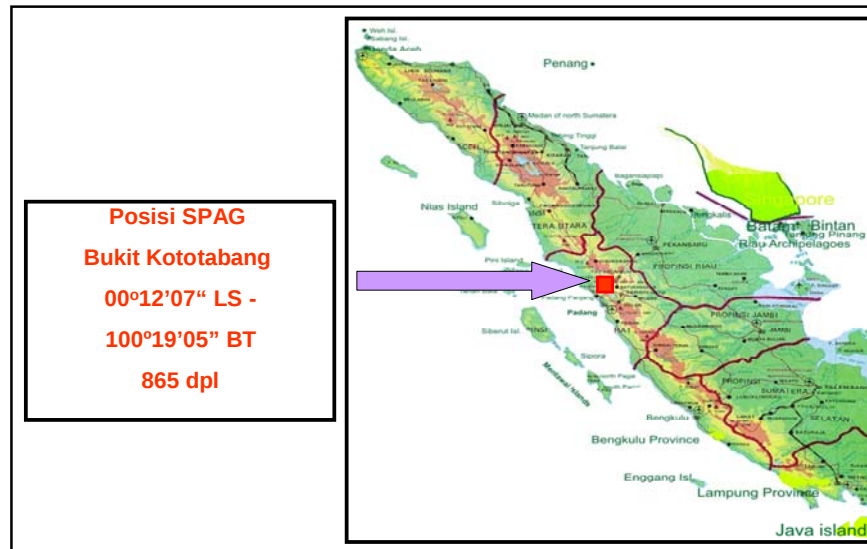
Beberapa studi tentang karakteristik dari aerosol pernah dilakukan oleh Hoppel *et al.* (1990) dan Park *et al.* (1990) khususnya di wilayah lintang tinggi, namun studi yang dilakukan khususnya di wilayah lintang rendah dan ekuator sangat terbatas. Singhal *et al.*, 1985 dan yang lainnya pernah melakukan studi yang berkaitan dengan karakteristik aerosol baik pada variasi diurnal, musiman dan tahunan pada lintang rendah.

Aerosol secara umum bersifat higroskopis, sehingga kelembaban relatif memegang peranan penting di dalam menentukan properti radiatif dari aerosol (Parmeswaran dan Vizaykumar, 1994). Hanel (1976) pernah melakukan penelitian bahwa perubahan di dalam properti aerosol merupakan fungsi dari kelembaban relatif (RH). Devara dan Raj (1998) telah mencoba untuk menemukan hubungan antara parameter-parameter meteorologi dan distribusi kolom-kolom aerosol.

Parameswaran *et al.* (1995) telah mempelajari variasi *aerosol optical depth* (AOD) pada periode bulan Juni 1989 hingga Desember 1990 serta hubungannya dengan berbagai variasi faktor meteorologi seperti kecepatan angin, curah hujan, kelembaban relatif dan lain-lain di stasiun maritim setempat, dimana laut memainkan peranan penting di dalam menggerakkan proses-proses meteorologi. Hanel dan Lehman (1981) dan Shaw (1988) juga telah mencoba untuk mempelajari tentang ukuran distribusi dari aerosol di atmosfer serta keterkaitannya terhadap kondisi meteorologi.

Paper ini akan coba membahas tentang pengaruh dari beberapa parameter meteorologi terhadap konsentrasi aerosol, dalam hal ini PM 10. Studi ini meliputi variasi diurnal dan harian dari PM 10 terhadap beberapa parameter meteorologi, yaitu radiasi matahari global, kelembaban relatif, temperatur udara permukaan dan kecepatan angin yang terjadi di Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang Sumatera Barat. Sedangkan periode pengamatan dilakukan pada bulan April 2008 yang merupakan periode maksimum dari intensitas curah hujan dan bulan Juni 2008 yang merupakan periode minimum dari intensitas curah hujan di SPAG yang berlokasi di Desa Muaro, Bukit Kototabang, Kecamatan Palupuh, Kabupaten Agam, Provinsi Sumatera Barat pada posisi 00°12'07" Lintang Selatan dan 100°19'05" Bujur Timur (Gambar 1).

Bukit Kototabang merupakan bagian dari jejaring Stasiun Pemantau Atmosfer Global (*Global Atmosphere Watch*) yang tersebar di lebih dari 20 negara di dunia. Wilayah ini merupakan wilayah perbukitan dengan ketinggian 865 meter di atas permukaan laut dan merupakan daerah yang jauh dari sumber polusi baik yang berasal dari kendaraan bermotor atau aktivitas industri dan rumah tangga.



Gambar 1. Lokasi Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang

2. DATA DAN METODE

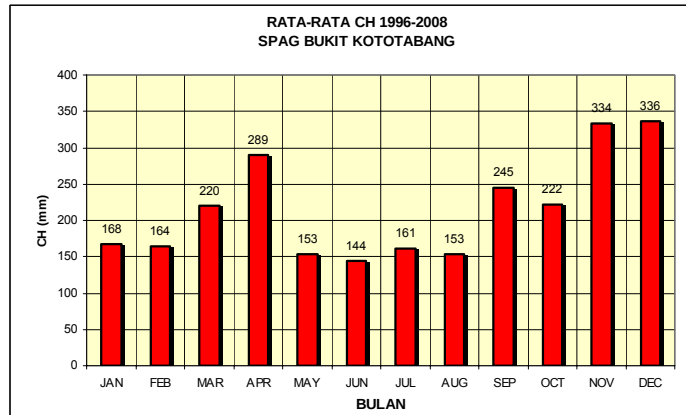
2.1. Data

Data yang digunakan di dalam studi ini diantaranya :

- a. Data konsentrasi PM 10 yang diperoleh melalui instrumen BAM selama dua periode yaitu pada bulan April dan Juni 2008.
- b. Data parameter meteorologi yang dihimpun melalui pengukuran MAWS. Data tersebut meliputi data radiasi matahari global, kelembaban relatif, temperatur udara permukaan dan kecepatan angin selama dua periode yaitu pada bulan April dan Juni 2008.
- c. Khusus untuk data radiasi matahari global dilakukan pembandingan dengan data yang diperoleh melalui instrumen pyranometer QPSP agar diperoleh hasil yang lebih akurat.

Pemilihan periode pengamatan tersebut didasarkan pada kondisi curah hujan bulanan rata-rata yang terjadi di SPAG Bukit Kototabang. Berdasarkan pola musimannya, bulan April biasanya ditunjukkan oleh intensitas curah hujan yang tinggi, sedangkan pada bulan Juni biasanya intensitas curah hujan yang terjadi cenderung paling rendah.

Berdasarkan data klimatologis antara tahun 1996-2008, rata-rata curah hujan bulanan di SPAG Bukit Kototabang memiliki dua puncak. Puncak-puncak tersebut terjadi di bulan April (289,4875 mm) dan Desember (336,1875 mm). Sedangkan pada bulan Juni, rata-rata curah hujan relatif kecil dibandingkan bulan April atau Desember, dimana besarnya hanya 144 mm. Pola ini sebenarnya merupakan representasi wilayah Sumatera Barat yang secara umum tergolong ke dalam tipe hujan ekuatorial (Lihat Gambar 2).



Gambar 2. Rata-rata Curah Hujan 1996-2008 SPAG Bukit Kototabang

Di dalam studi ini akan ditampilkan beberapa grafik yang merepresentasikan hubungan antara konsentrasi PM 10 dengan beberapa parameter meteorologi. Grafik tersebut antara lain bertujuan :

- Menampilkan grafik konsentrasi PM 10 yang dipadu dengan beberapa parameter meteorologi di dalam variasi diurnal pada bulan April dan Juni 2008.
- Menampilkan grafik konsentrasi PM 10 yang dipadu dengan beberapa parameter meteorologi di dalam variasi harian pada bulan April dan Juni 2008.
- Menampilkan grafik korelasi antara grafik konsentrasi PM 10 yang dipadu dengan beberapa parameter meteorologi di dalam variasi harian pada bulan April dan Juni 2008.

2.2. Metode

2.2.1 Beta-Attenuation Mass Monitor 1020

Beta-Attenuation Mass Monitor 1020 atau BAM 1020 yang dipasang di SPAG Bukit Kototabang, merupakan instrumen yang secara otomatis dapat mengukur serta menyimpan data konsentrasi partikel padat dengan ukuran diameter sampai dengan 10 μm atau dikenal sebagai PM 10. Prinsip kerja BAM 1020 adalah dengan memanfaatkan aktivitas peluruhan sinar beta, guna mengetahui konsentrasi massa dari PM 10. Unsur C^{14} akan memancarkan energi elektron yang cukup tinggi dan dikenal sebagai partikel beta. Partikel beta tersebut selanjutnya dideteksi oleh sebuah detektor yang dikenal dengan sebutan *Ultra Sensitive Scintillation* dan dalam posisi yang saling berdekatan.

BAM 1020 dilengkapi oleh sebuah pompa eksternal yang akan menghisap udara di sekitarnya melalui inlet dan selanjutnya masuk melalui pita filter (*band filter*). Pada pita ini selanjutnya akan dipenuhi oleh partikel-partikel padat yang menyebabkan pelemahan energi radiasi sinar beta. Derajat pelemahan tersebut merupakan representasi untuk menentukan konsentrasi massa dari PM 10. Disamping itu pita filter tersebut dapat menentukan konsentrasi volumetrik dari partikel PM 10 yang terdapat di udara. Secara teknis, instrumen BAM 1020 terdiri dari tiga buah komponen utama yaitu detektor atau logger, pompa dan inlet. Seluruh komponen dipasang menyatu dan terhubung baik secara mekanis dan otomatis.

Pada proses sampling yang dilakukan oleh BAM 1020, jumlah partikel beta yang diserap oleh partikel, seperti debu yang terdapat pada pita filter akan berkurang secara eksponensial terhadap massanya. Persamaan (1) menunjukkan hubungan antara intensitas sinar beta baik pada sebelum dan setelah mengalami pelemahan.

$$I = I_0 \cdot e^{-\mu x} \dots\dots\dots(1)$$

Dimana I adalah intensitas sinar beta setelah mengalami pelemahan dan I_0 adalah intensitas sinar beta sebelum mengalami pelemahan. μ adalah koefisien absorpsi (cm^2/g) dan x adalah rapat massa dari partikel yang mengabsorpsi. Selanjutnya Persamaan (1) dapat diturunkan untuk menentukan nilai x , sehingga Persamaan (2) dapat dituliskan :

$$\frac{-1}{\mu} \ln\left(\frac{I}{I_0}\right) = \frac{1}{\mu} \ln\left(\frac{I_0}{I}\right) = x \dots\dots\dots (2)$$

Di dalam perhitungan praktis pada rangkaian pengoperasian BAM 1020, udara yang dihisap akan masuk melalui inlet dengan kecepatan yang konstan (Q) dalam jangka waktu tertentu (Δt). Selanjutnya sampel udara tersebut akan bergerak masuk melalui sebuah filter pada luasan tertentu (A). Persamaan (3) menunjukkan perhitungan konsentrasi PM 10, dimana :

$$c = \frac{10^6 A}{Q \Delta t \mu} \dots\dots\dots (3)$$

C adalah konsentrasi dari PM 10 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$), A adalah luas penampang filter (cm^2), Q adalah kecepatan aliran (L/menit) dan Δt adalah selang waktu sampling.

Pada Persamaan (3), nilai perhitungannya belum dimasukkan faktor pengurangan intensitas sinar beta, sehingga :

$$c = \frac{10^6 A \cdot \ln\left(\frac{I}{I_0}\right)}{Q \Delta t \mu} \dots\dots\dots (4)$$

Dengan demikian Persamaan (4) merupakan persamaan praktis di dalam menghitung nilai konsentrasi PM 10 yang diukur dengan menggunakan instrumen BAM 1020. Selanjutnya data konsentrasi PM 10 yang terukur disimpan di dalam data logger dan dapat ditampilkan pada layar monitor PC melalui koneksi serial RS-232.

2.2. Meteorological Automatic Weather Station

Beberapa parameter meteorologi seperti radiasi matahari global, kelembaban relatif, temperatur udara permukaan dan kecepatan angin yang terjadi di SPAG Bukit Kototabang Sumatera Barat diukur dengan menggunakan instrumen *Meteorological Automatic Weather Station* (MAWS).

MAWS merupakan stasiun cuaca mini dan dipasang dengan menggunakan tripod portable. Instrumen ini terdiri dari beberapa sensor yang dapat digunakan untuk mengukur parameter meteorologi. Disamping ukurannya yang relatif kecil, MAWS juga sangat mudah digunakan dan datanya cukup akurat. Komponen MAWS terdiri dari sensor angin (seri QMW 101), sensor radiasi matahari (QMS 101), sensor temperatur dan kelembaban (QMH 101), sensor presipitasi (QMR 101), sensor tekanan (PMT 16A), sebuah logger (QML 102), baterai internal rechargeable (QMB 102) serta panel surya untuk mengisi baterai internal.

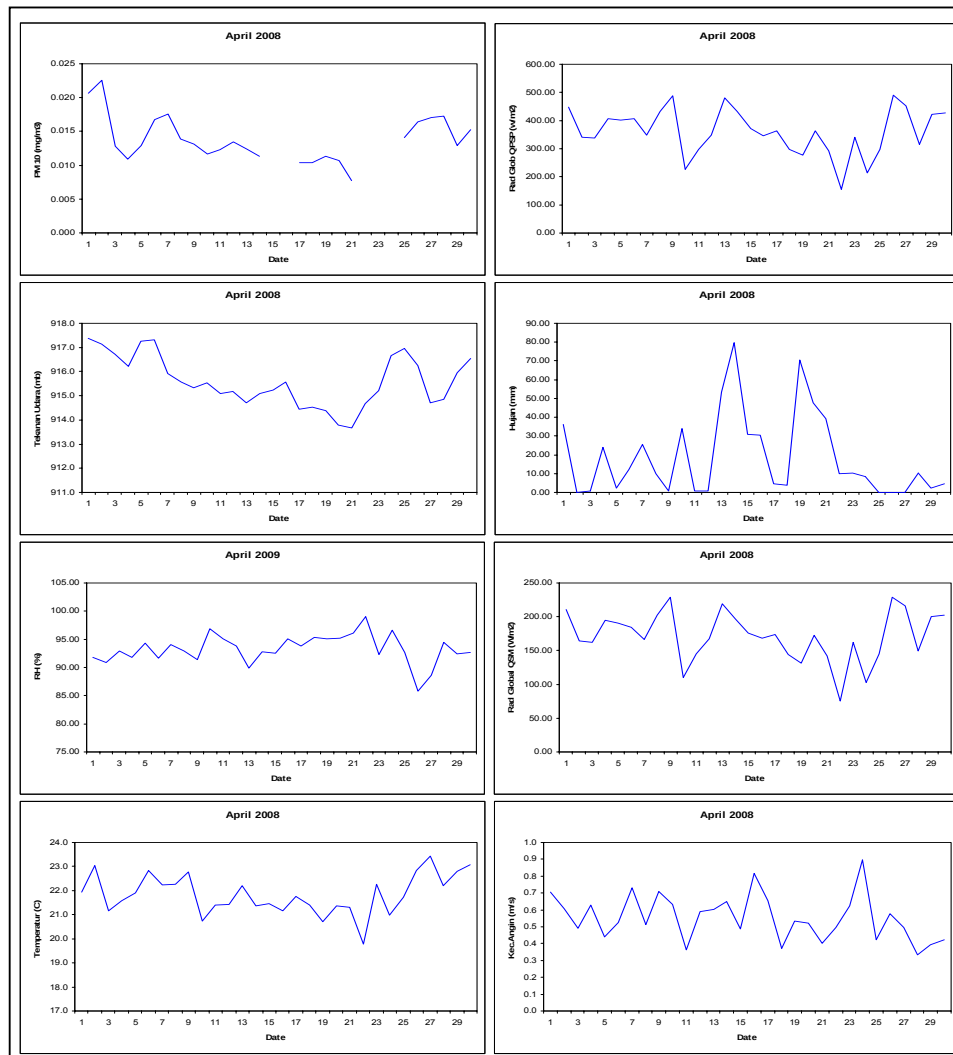
Sensor MAWS memiliki prinsip dan metode pengukuran yang berbeda. Misalnya untuk sensor radiasi matahari. Sensor ini menggunakan sebuah detektor photodiode, dimana panas yang diterima sensor dari radiasi matahari akan merubah suplai tegangan output yang dihasilkan. Selanjutnya tegangan output tersebut dikonversi ke dalam satuan intensitas radiasi matahari dengan mengalikannya dengan nilai sensitivitas sensor tersebut. Sedangkan untuk sensor arah angin, QMW 101 menggunakan prinsip potensiometer dimana putaran wind cup anemometer berbanding lurus dengan perubahan output hambatan yang dihasilkan. Selanjutnya hambatan tersebut diubah ke dalam output tegangan yang direpresentasikan sebagai penunjuk arah angin.

Output tegangan yang dihasilkan oleh masing-masing sensor selanjutnya diteruskan menuju datalogger QML 102. Datalogger MAWS didesain dengan menggunakan prosesor motorola 32 bit dengan kapasitas memori 1.7 megabyte. Koneksi yang dapat digunakan maksimal sebanyak 5 port serial dan dilengkapi oleh perangkat lunak yang dapat dikonfigurasi oleh para pengguna. Perangkat lunak tersebut dapat melakukan beberapa perhitungan yang diantaranya perhitungan statistik yang meliputi nilai rata-rata, maksimum, minimum dan lain sebagainya, serta perhitungan beberapa parameter tambahan seperti QNH, QFE, QFF, *dew point* dan sebagainya.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1. Variasi Diurnal dan Harian PM 10 pada bulan April 2008

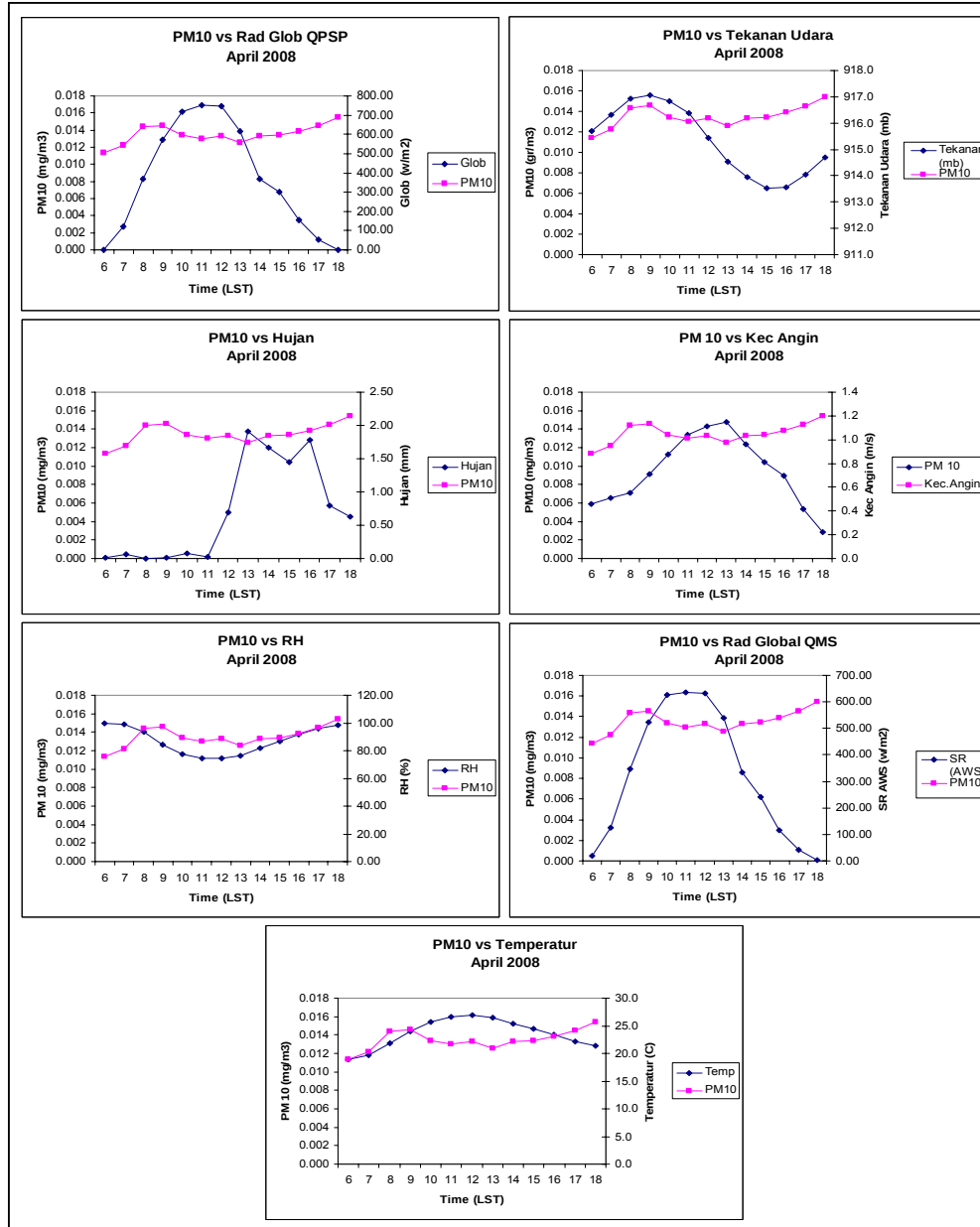
Variasi harian dari pengamatan parameter meteorologi seperti radiasi matahari global, kelembaban relatif, temperatur udara permukaan dan kecepatan angin, serta konsentrasi PM 10 pada bulan April 2008 dapat ditunjukkan pada Gambar 3.



Gambar 3. Variasi Harian Konsentrasi Aerosol dan Parameter Meteorologi Periode April 2008

Selama bulan April 2008 menunjukkan bahwa trend konsentrasi PM 10 terlihat mengalami penurunan secara kontinyu, dimana kondisi ini diikuti pula oleh trend penurunan beberapa parameter meteorologi seperti radiasi matahari global, tekanan udara, curah hujan dan kecepatan angin. Sedangkan parameter meteorologi lainnya seperti kelembaban relatif dan temperatur udara permukaan justru menunjukkan trend kenaikan meskipun slope kenaikannya tidak terlalu besar.

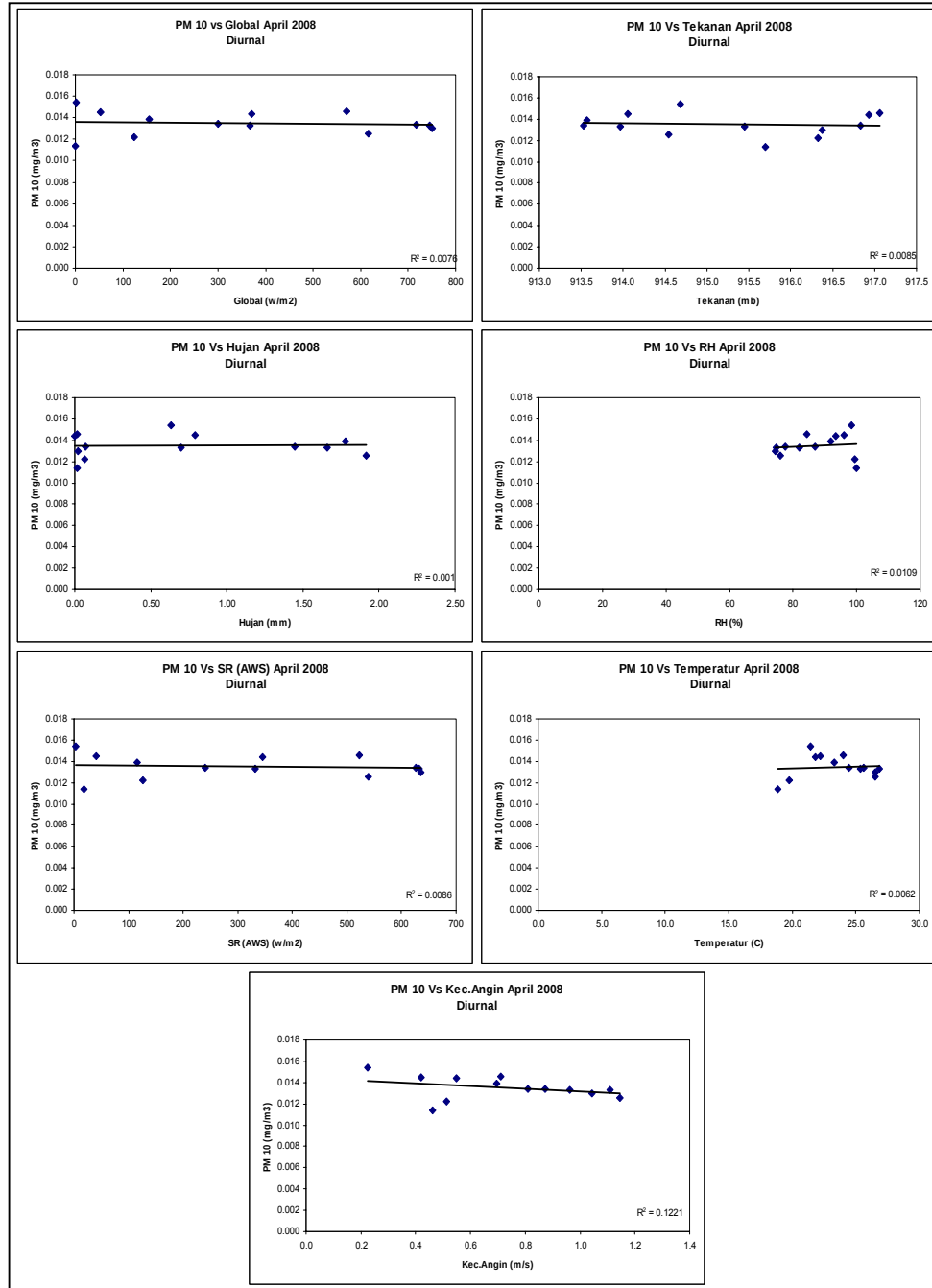
Jika ditinjau berdasarkan variasi diurnal dari konsentrasi PM 10 terhadap parameter-parameter meteorologi dapat ditunjukkan pada Gambar 4.



Gambar 4. Variasi Diurnal Konsentrasi Aerosol terhadap Parameter Meteorologi Periode April 2008

Berdasarkan variasi diurnal, konsentrasi PM 10 tampak cukup fluktuatif. Antara pukul 06.00 hingga pukul 08.00 wib, konsentrasi PM 10 menunjukkan trend kenaikan. Sebaliknya antara pukul 08.00 hingga 13.00 wib, konsentrasinya cenderung menurun. Selanjutnya antara pukul 14.00 hingga 18.00 wib, konsentrasi PM 10 kembali meningkat. Dari hasil keseluruhan trend hubungan antara konsentrasi PM 10 dengan beberapa parameter meteorologi tampaknya kecepatan angin memiliki hubungan yang relatif cukup kuat dimana seiring dengan kenaikan kecepatan angin, konsentrasi PM 10 di udara justru menunjukkan penurunan. Demikian pula sebaliknya, jika kecepatan angin menurun, konsentrasi PM 10 justru meningkat.

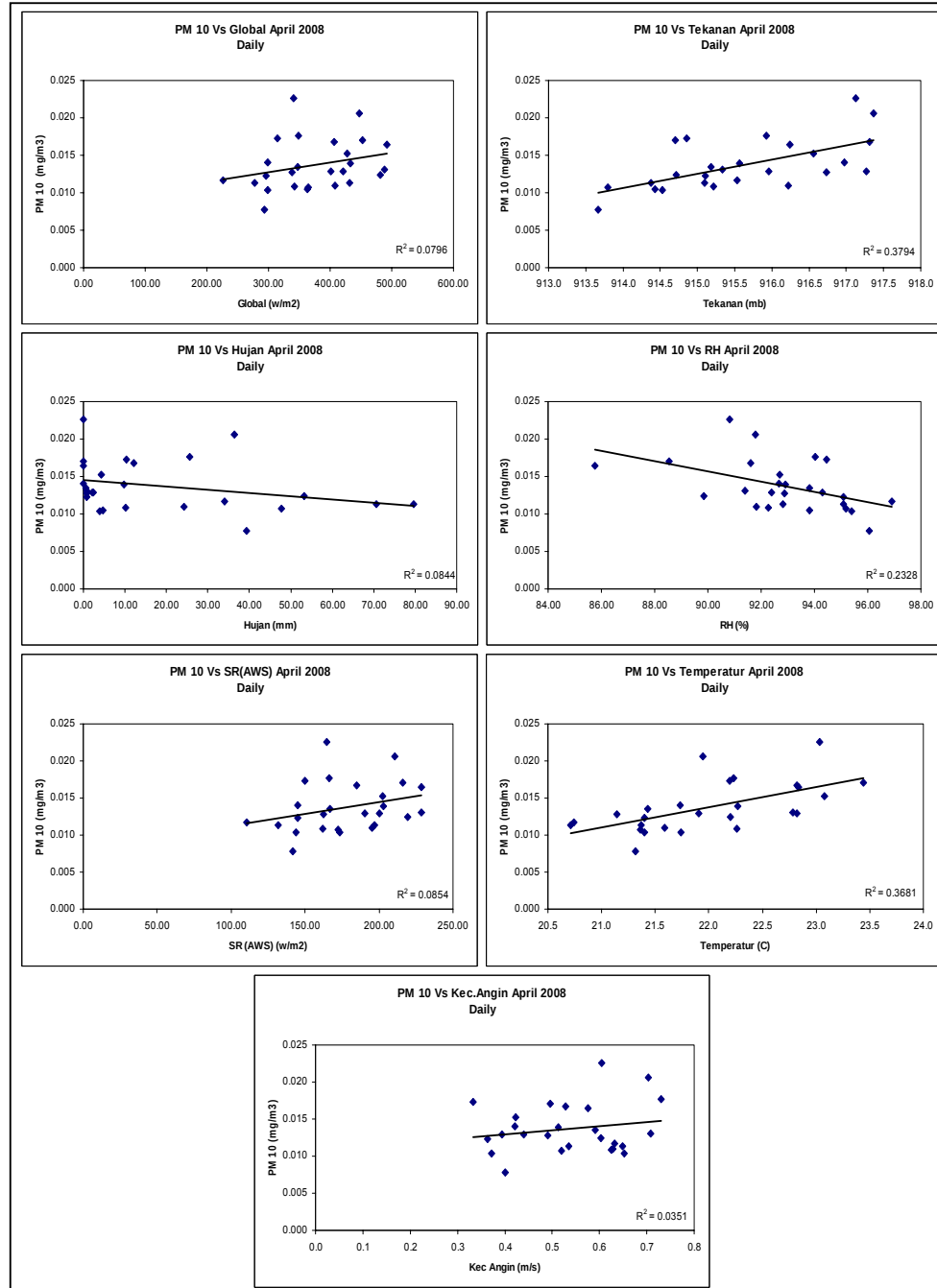
Kondisi ini dapat ditunjukkan dengan melihat korelasi antara konsentrasi PM 10 terhadap kecepatan angin, dimana nilai korelasi adalah yang terbesar dibandingkan variasi diurnal lainnya (Gambar 5), meskipun nilai korelasinya masih dibawah 0.5. Berdasarkan Gambar 5, nilai korelasi berdasarkan variasi diurnal berkisar antara 0.03 hingga 0.3. Nilai ini relatif cukup kecil, sehingga tampaknya hubungan antara konsentrasi aerosol terhadap parameter-parameter meteorologi yang didasarkan pada variasi diurnal selama April 2008 tidak memberikan informasi yang penting di dalam melihat keterkaitan hubungannya.



Gambar 5. Nilai Korelasi Variasi Diurnal Konsentrasi Aerosol terhadap Parameter Meteorologi Periode April 2008

Adapun berdasarkan variasi harian pada bulan April 2008, nilai korelasi antara konsentrasi PM 10 terhadap beberapa parameter meteorologi dapat ditunjukkan Gambar 6. Nilai korelasi di dalam variasi harian tampaknya terlihat lebih baik

dibandingkan dengan variasi diurnalnya. Hal ini bisa ditunjukkan, bahwa nilai korelasi yang dibentuk berkisar antara 0.2 hingga 0.6. Adapun nilai korelasi terbesar ditunjukkan pada hubungan antara konsentrasi PM 10 terhadap pola tekanan udara ($r = 0.62$) dan temperatur udara permukaan ($r = 0.61$). Sedangkan terhadap kecepatan angin, nilai korelasi hariannya justru relatif kecil yaitu hanya sebesar 0.19, sangat kontras dibandingkan dengan korelasi variasi diurnalnya yang mencapai 0.35.



Gambar 6. Nilai Korelasi Variasi Harian Konsentrasi Aerosol terhadap Parameter Meteorologi Periode April 2008

Kondisi yang cukup menarik adalah korelasi antara konsentrasi PM 10 terhadap variasi kelembaban relatif baik dalam skala diurnal maupun harian. Seperti dijelaskan sebelumnya bahwa Hanel (1976) pernah melakukan penelitian bahwa perubahan di

dalam properti aerosol merupakan fungsi dari kelembaban relatif (RH). Namun ternyata berdasarkan hasil perhitungan khususnya di wilayah ekuator, nilai korelasi kelembaban relatif tidak terlalu signifikan mempengaruhi konsentrasi PM 10 di atmosfer, dimana nilai korelasinya hanya sebesar 0.10 (variasi diurnal) dan 0.48 (variasi harian).

3.2. Variasi Diurnal dan Harian PM 10 pada bulan Juni 2008

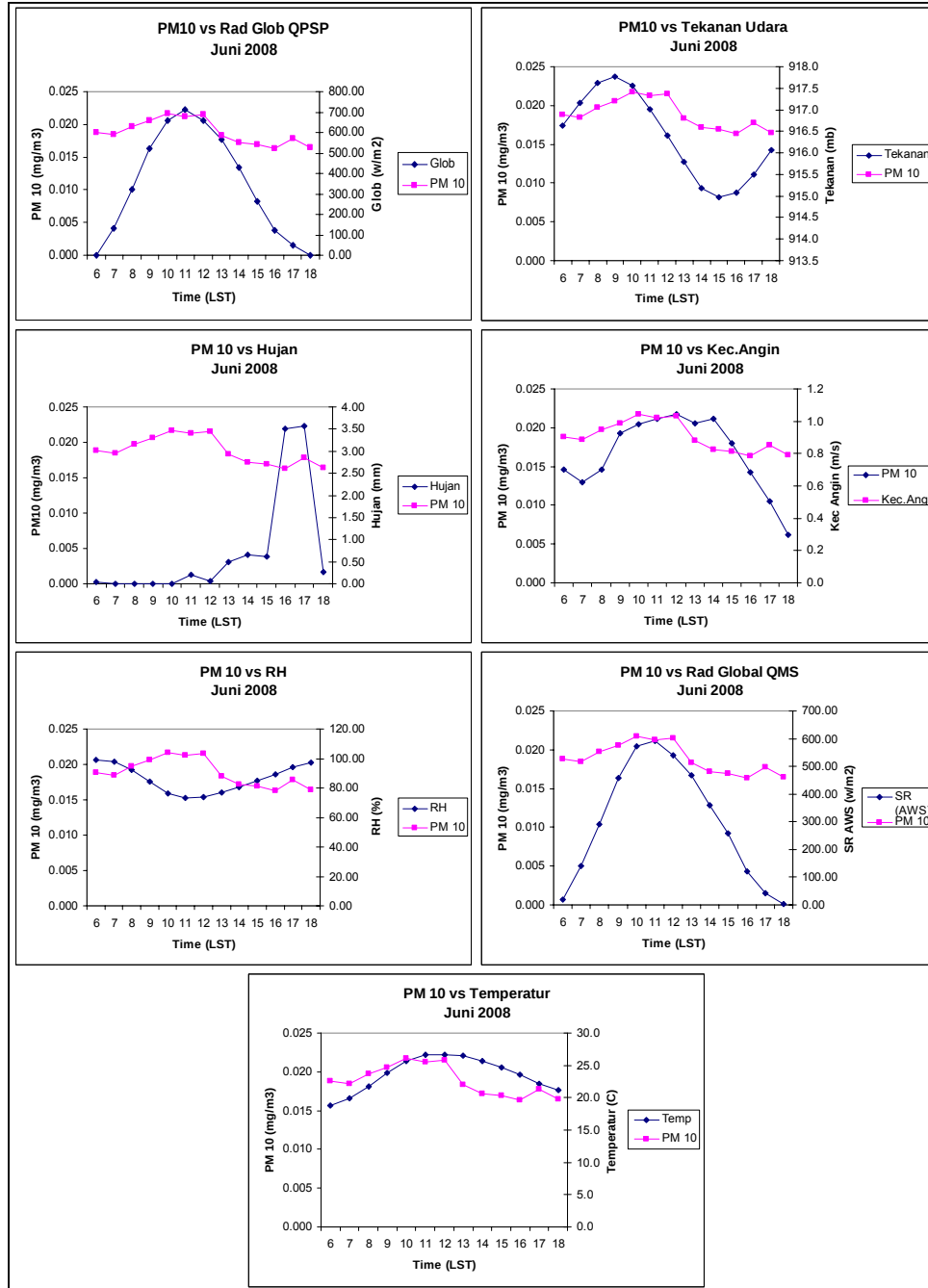
Variasi harian dari pengamatan parameter meteorologi seperti radiasi matahari global, kelembaban relatif, temperatur udara permukaan dan kecepatan angin, serta konsentrasi PM 10 pada bulan Juni 2008 dapat ditunjukkan pada Gambar 7.



Gambar 7. Variasi Harian Konsentrasi Aerosol dan Parameter Meteorologi Periode Juni 2008
Bulan Juni 2008 menunjukkan bahwa trend konsentrasi PM 10 terlihat mengalami kenaikan secara kontinyu, dimana kondisi ini diikuti pula oleh trend kenaikan beberapa parameter meteorologi seperti tekanan udara, kelembaban relatif dan kecepatan angin.

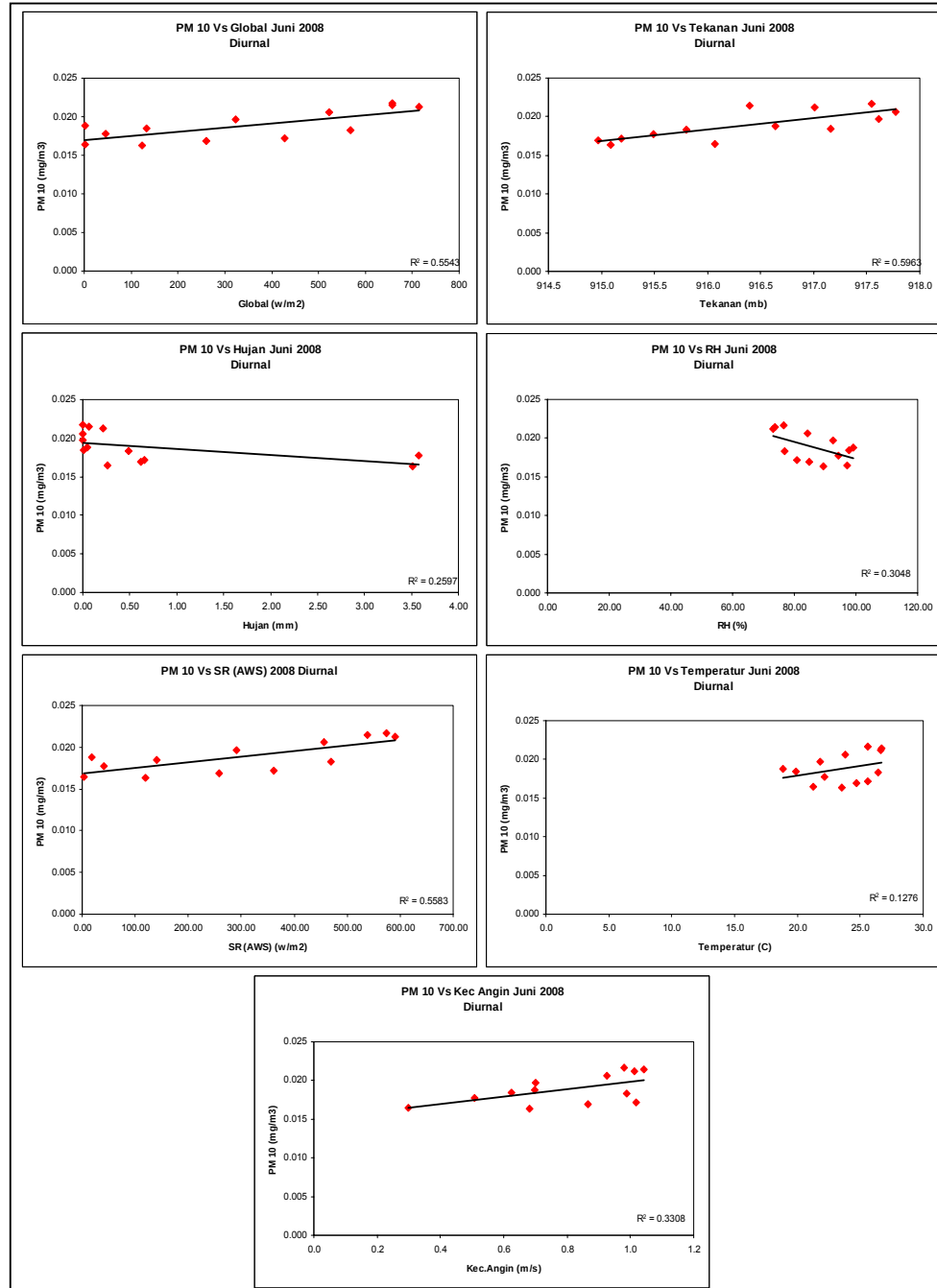
Kondisi ini justru berbeda dibandingkan bulan April 2008, dimana konsentrasi PM 10 cenderung menurun. Sedangkan parameter meteorologi lainnya seperti radiasi matahari, curah hujan dan temperatur udara justru menunjukkan trend penurunan meskipun slope penurunannya tidak terlalu besar.

Sedangkan, berdasarkan variasi diurnal dari konsentrasi PM 10 terhadap parameter-parameter meteorologi pada periode Juni 2008 dapat dilihat pada Gambar 8 di bawah ini.



Gambar 8. Variasi Diurnal Konsentrasi Aerosol terhadap Parameter Meteorologi Periode Juni 2008

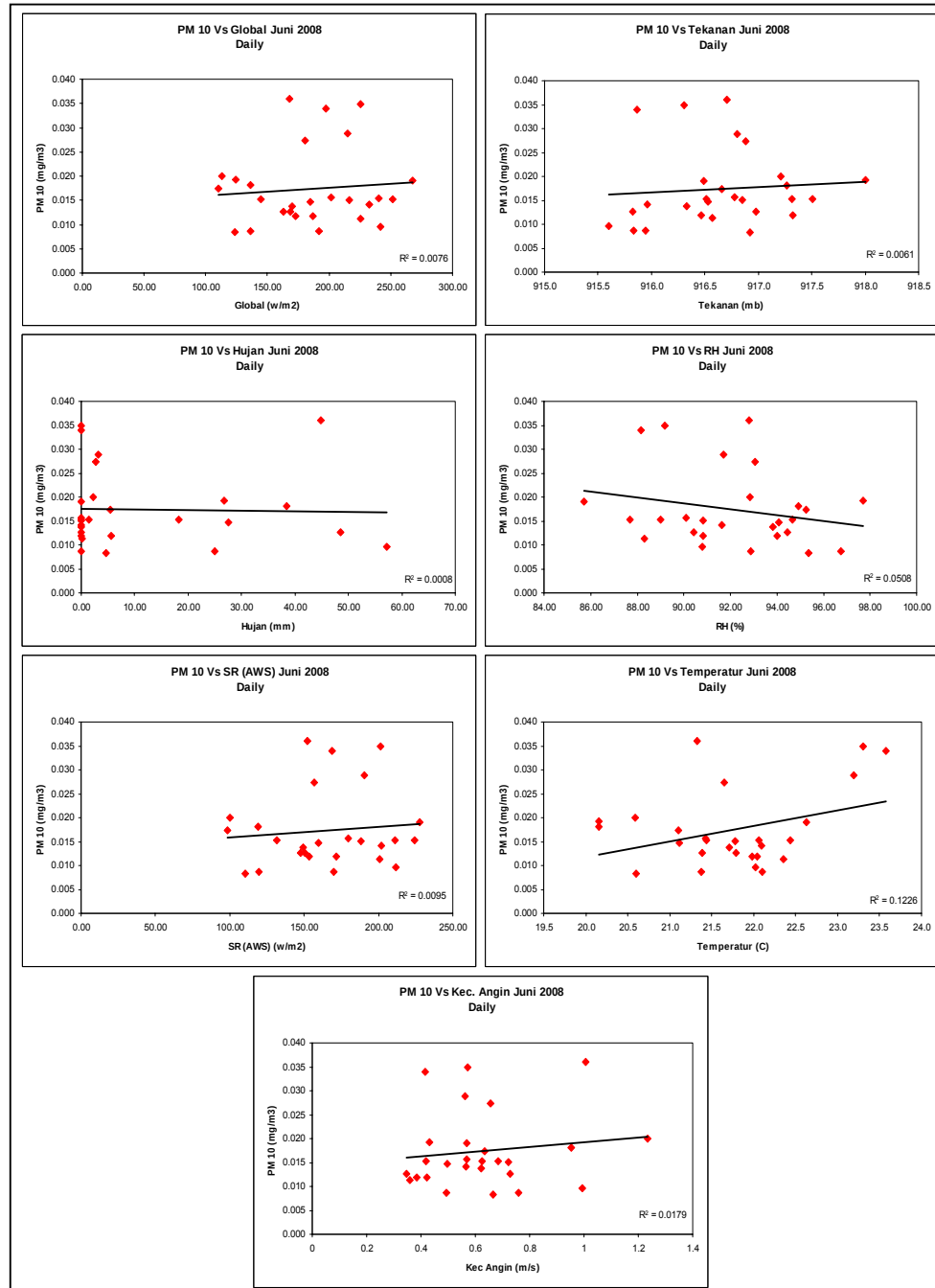
Pada variasi diurnal Juni 2008, konsentrasi PM 10 terlihat cenderung mengalami penurunan. Antara pukul 06.00 hingga pukul 10.00 wib, konsentrasi PM 10 menunjukkan trend kenaikan. Sebaliknya antara pukul 10.00 hingga 18.00 wib, konsentrasinya cenderung menurun. Dari hasil keseluruhan trend hubungan antara konsentrasi PM 10 dengan beberapa parameter meteorologi tampaknya hampir sebagian parameter menunjukkan hubungan yang relatif cukup kuat.



Gambar 9. Nilai Korelasi Variasi Diurnal Konsentrasi Aerosol terhadap Parameter Meteorologi Periode Juni 2008

Kondisi ini dapat ditunjukkan dengan melihat korelasi antara konsentrasi PM 10 terhadap beberapa parameter meteorologi, dimana rata-rata nilai korelasi sama atau lebih besar dari 0.5. Pada Gambar 9, nilai korelasi berdasarkan variasi diurnal berkisar antara 0.36 hingga 0.77. Nilai ini relatif cukup baik, sehingga tampaknya hubungan

antara konsentrasi aerosol terhadap parameter-parameter meteorologi yang didasarkan pada variasi diurnal selama Juni 2008 sangat kuat. Nilai korelasi yang relatif cukup tinggi terkait hubungan antara konsentrasi PM 10 terhadap tekanan udara ($r = 0.77$), radiasi matahari global ($r = 0.74$), kecepatan angin ($r = 0.58$), kelembaban relatif ($r = 0.55$) dan curah hujan ($r = 0.51$). Yang menarik nilai korelasi antara konsentrasi PM 10 terhadap temperatur udara hanya sebesar 0.36.



Gambar 10. Nilai Korelasi Variasi Harian Konsentrasi Aerosol terhadap Parameter Meteorologi Periode Juni 2008

Berdasarkan variasi harian pada bulan Juni 2008, nilai korelasi antara konsentrasi PM 10 terhadap beberapa parameter meteorologi dapat ditunjukkan Gambar 10. Nilai korelasi di dalam variasi harian tampaknya terlihat lebih buruk dibandingkan dengan

variasi diurnalnya. Hal ini bisa ditunjukkan, bahwa nilai korelasi yang dibentuk hanya berkisar antara 0.03 hingga 0.35. Adapun nilai korelasi terbesar hanya ditunjukkan pada hubungan antara konsentrasi PM 10 terhadap temperatur udara permukaan ($r = 0.35$). Sedangkan terhadap curah hujan, nilai korelasi hariannya justru relatif kecil yaitu hanya sebesar 0.03, sangat kontras dibandingkan dengan korelasi variasi diurnalnya yang mencapai 0.51.

4. KESIMPULAN

Studi mengenai pola variasi diurnal dan harian PM 10 terhadap beberapa parameter meteorologi telah dilakukan. Adapun kesimpulannya adalah sebagai berikut :

- a. Nilai korelasi yang terbesar ditunjukkan pada variasi diurnal periode Juni 2008. Namun yang menarik pada variasi hariannya, nilai korelasi yang terbesar justru ditunjukkan pada periode April 2008.
- b. Berdasarkan variasi diurnal pada bulan Juni 2008, konsentrasi PM 10 memiliki korelasi yang kuat terhadap beberapa parameter meteorologi seperti tekanan udara ($r = 0.77$), radiasi matahari global (0.75), kecepatan angin (0.58), kelembaban relatif (0.55) dan curah hujan (0.51).
- c. Pada variasi harian, khususnya untuk periode April 2008, konsentrasi PM 10 memiliki korelasi yang kuat hanya terhadap parameter tekanan udara (0.62) dan temperatur udara (0.61).
- d. Sedangkan pada variasi diurnal April 2008 dan variasi harian Juni 2008, hubungan korelasi yang kuat antara konsentrasi PM 10 terhadap parameter meteorologi tidak menunjukkan hubungan yang kuat ($r < 0.5$).
- e. Pola tekanan udara baik itu dalam variasi diurnal maupun harian tampaknya memegang peranan penting di dalam menentukan konsentrasi PM 10 di atmosfer khususnya di wilayah ekuator. Hal ini bisa ditunjukkan dimana pada saat nilai korelasi yang dibentuk konsentrasi PM 10 terhadap tekanan udara relatif cukup tinggi, maka parameter-parameter meteorologi lainnya juga akan membentuk pola yang sama. Demikian pula sebaliknya.
- f. Pernyataan sebelumnya yang menjelaskan bahwa perubahan di dalam properti aerosol merupakan fungsi dari kelembaban relatif (RH) tidak sepenuhnya salah. Hal ini dikarenakan penelitian yang dilakukan Hanel (1976) berada di wilayah pesisir pantai. Namun untuk di wilayah perbukitan seperti di SPAG Bukit Kototabang, berdasarkan hasil uji korelasi menunjukkan bahwa properti aerosol merupakan fungsi dari faktor tekanan udara. Untuk ke depan diharapkan penelitian ini dapat dikembangkan di wilayah pesisir pantai untuk memperoleh hasil serta karakteristik aerosol PM 10 yang lebih tepat.

5. DAFTAR ACUAN

Devara, P.C.S dan P.E. Raj, 1998. *A lidar study of atmospheric aerosols during two contrasting monsoon season*, Atmosféra, 11, 199-204.

Hanel, G., 1976. *The properties of atmospheric aerosol particles as function of relative humidity at thermodynamic equilibrium with surrounding of moist air*, Advances in Geophysics, Academic Press Inc., New York, USA, 19, 73-188.

Harshvardhan, 1993. *Aerosol-Climate Interactions*, International Geophysics Series, 54, 57-71.

Hoppel, W.A., J. W. Fitzeraled, G. M. Frick, R. E. Larson and E. J. Mack, 1990. *Aerosol size distribution and optical properties found in the marine boundary layer over the Atlantic Ocean*, J. Geophysics. Res., 95, 3659-3686.

Krisna Murthy, B. V., 1988. *Aerosol and radiation budget in the middle atmosphere*, Indian J. Radio Space Phys., 17, 203-219.

Parameswaran, K. and Vizaykumar, 1994. *Effect of atmospheric relative humidity on aerosol size distribution*, Indian J. Radio Space Phys, 23, 175-188.

Parameswaran, K., G. Vizaykumar, B. V. Krihsna Murthy and K. Krishna Moorthy, 1995. *Effect of wind speed on mixing region aerosol concentration at a tropical coastal station*, J. App. Meteor., 34, 1392-1397.

Park, P. M., M. H. Smith and H. J. Exton, 1990. *The effect of mixing ratio on maritime aerosol concentration over North Atlantic Ocean*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 116, 461-476.

Singh, A. K., Rai, J. dan Niwas, S., 2000. *Variation of aerosols in relation to some meteorological parameters during different weather conditions*, Atmosféra, 13, 177-184.

Singhal, S.P., S. K. Agarwal, D. R. Pahwa and B. S. Gera, 1985. *Stability studies with the help of acousting sounding*, Atmospheric Environment., 19, 221-228.

Studi Pendahuluan Kelayakan Penggunaan Air Hasil Pengeringan Udara (*Dehumidifier*) Instrumen Pengukur Ozon Permukaan (Tipe: TEI 49 & 49C) Sebagai Air Laboratorium Ditinjau dari pH dan Konduktivitas

Agusta Kurniawan, Firda Amalia M. dan Budi Setiawan

Stasiun GAW-Bukit Kototabang
Sumatera Barat

Abstrak

*Telah dilakukan studi pendahuluan penggunaan air hasil pengeringan udara (*dehumidifier*) Instrumen Ozon sebagai pengganti air laboratorium. Air dari botol penampung *dehumidifier* ozon setelah penuh, diukur pH dan konduktivitasnya, dari data tersebut dibandingkan dengan syarat-syarat air laboratorium menurut berbagai peraturan. Sampel air *dehumidifier* yang diukur adalah pengambilan tanggal 5 Mei 2008 dan 20 Mei 2008.*

*Sampel air *dehumidifier* instrumen ozon tanggal 5 Mei 2008, dengan pH 4,878 (terukur pada 15,6 °C) dan konduktivitas 15,3 µS/cm (terukur pada 12,6 °C), tak dapat memenuhi semua kategori berbagai air laboratorium. Sampel air *dehumidifier* instrumen ozon tanggal 20 Mei 2008 dengan pH 5,210 (terukur pada suhu 25,2 °C) dan konduktivitas 3,1 (terukur pada suhu 24,7 °C), sesuai dengan kriteria Air Laboratorium dari Water Quality Standards (ASTM) D1193-91, Standard specification for Reagent Grade Water type 4.*

Kata Kunci : Dehumidifier, Air Laboratorium, pH, Konduktivitas

PENDAHULUAN

Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang merupakan salah satu stasiun pengamatan referensi udara bersih dari 22 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. Stasiun ini terletak pada lokasi yang jauh dari pemukiman dan aktivitas manusia agar udara yang diukur benar-benar alami sehingga dapat dijadikan referensi udara bersih baik dalam lingkup nasional maupun internasional.

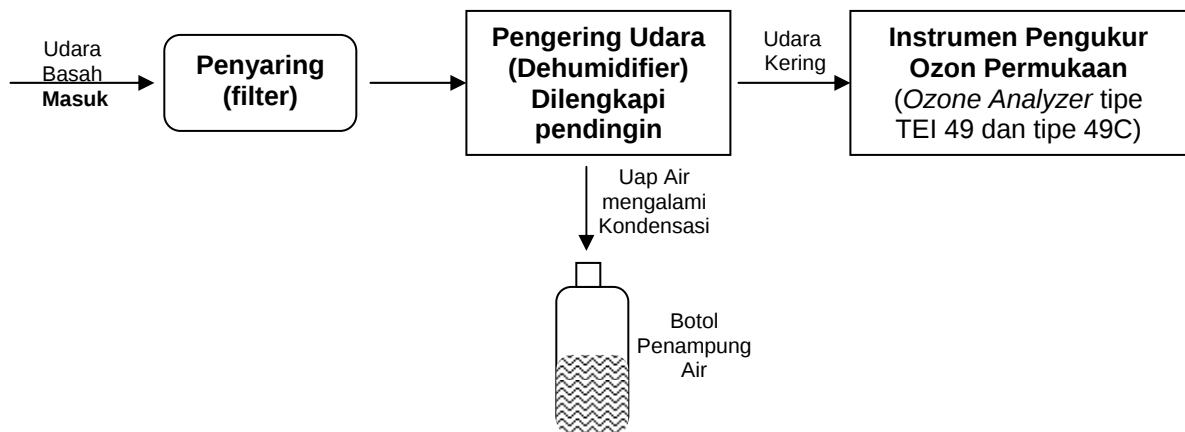
Air bersih yang dipakai di SPAG Bukit Kototabang untuk keperluan sehari-hari hanya mengandalkan dari tampungan air hujan saja, karena ketinggian lokasi tempat ini. Sementara itu air untuk keperluan laboratorium (mencuci alat-alat gelas, pelarut bahan kimia) mengandalkan dari membeli akuades dari tempat lain dan proses pemurnian air dengan instrumen Ultra Pure Water System. Bahan baku air (*feed water*) untuk instrumen Ultra Pure Water System biasanya menggunakan air minum isi ulang dalam galon (penampung air setara dengan 19 L).

Dengan meningkatnya kebutuhan akan akuades sebagai bahan pelarut bahan kimia dan pencuci alat-alat gelas dan juga karena tidak lagi berfungsinya instrumen Ultra Pure

Water System, diperlukan alternatif sumber akuades yang memenuhi syarat sebagai air laboratorium.

Pada tulisan ini mencoba mengkaji penggunaan air hasil pengeringan udara (dehumidifier) instrumen pengukuran ozon, mengingat sumber air tersebut tidak terbatas, yaitu dari kondensasi kandungan uap air di udara.

BAGAN ALIR PROSES PENGERINGAN UDARA (DEHUMIDIFIER) PADA INSTRUMEN PENGUKUR OZON



Udara ambien dalam keadaan basah (kelembaban relatif tinggi) ditarik masuk lubang inlet sampling dengan pompa, lalu uap air tersebut disaring oleh suatu penyaring, kemudian untuk memastikan udara menjadi kering, semua uap air dikondensasikan dalam alat Dehumidifier. Udara kering diukur kadar ozonnya dengan instrumen *Ozone Analyzer* tipe TEI 49 dan tipe 49C. Uap air yang terkondensasi akan berubah menjadi tetesan air, yang akan ditampung dalam botol penampung.

METODOLOGI

Kelembaban udara disebabkan oleh kandungan uap air berlebih melewati suatu elemen pendingin. Uap air tersebut mengalami kondensasi karena terjadi kontak langsung dengan permukaan dingin. Air kondensasi ini kemudian ditampung dalam tangki penyimpanan berupa botol gelas.

Semakin tinggi tingkat kelembaban udara maka semakin banyak air yang diperoleh. Setelah air dalam botol gelas penuh, segera diukur pH dan konduktivitasnya. Data-data berupa volume, suhu, pH dan konduktivitas dicatat, dan dibandingkan dengan data air laboratorium standar. Jika memenuhi syarat-syarat, maka air hasil Pengeringan Udara (Dehumidifier) di Instrumen Ozon dapat dipergunakan sebagai air laboratorium.

Sampel air hasil Pengeringan Udara (Dehumidifier) di Instrumen Ozon ini selanjutnya diukur pH dan konduktivitasnya.

Pengukuran pH dilakukan dengan menggunakan alat pH meter inoLab pH Level 1. Pengukuran pH dilakukan dengan cara mencelupkan elektroda pH meter ke dalam sampel, nilai pH akan terbaca pada display alat. Untuk menjaga kualitas data hasil pengukuran, minimal setiap hari sekali sebelum pengukuran pH, instrumen dikalibrasi dengan larutan buffer pH 4,0 dan pH 7,0. Dengan tanpa ada pengaturan suhu larutan kalibrasi instrumen pH meter inoLab Cond Level 1, dengan metode otomatis Kalibrasi. Caranya Larutan buffer pH 7,0 dimasukkan dicatat pH dan Tegangan (mV), kemudian Larutan buffer pH 4,0 dimasukkan dicatat pH dan tegangan (mV). Instrumen pH meter inoLab pH Level 1 masih berfungsi dengan baik jika slope mV/pH berada dalam kisaran range -60,5 sampai -58. Selama proses kalibrasi slope mV/pH selalu terbaca dalam range -60,5 sampai -58, dan dari kalibrasi terakhir nilai slope mV/pH terbaca -59.

Pengukuran Konduktivitas dilakukan dengan menggunakan alat Konduktimeter inoLab Cond Level 1. Pengukuran Konduktivitas dilakukan dengan cara mencelupkan elektroda sel ke dalam sampel, nilai Konduktivitas ($\mu\text{S}/\text{cm}$) akan terbaca pada display alat. kualitas data hasil pengukuran terus menerus dijaga dengan cara mengukur konstanta sel minimal setiap hari sekali sebelum pengukuran konduktivitas. Hasil kalibrasi baik, artinya elektroda sel baik jika nilai konstanta sel terbaca, berada dalam kisaran 0.450 sampai 0.500 cm^{-1} , dan dari kalibrasi terakhir nilai konstanta terbaca 0,473.

SYARAT-SYARAT AIR LABORATORIUM

Air laboratorium yang dimaksud dalam tulisan ini adalah air yang digunakan untuk keperluan analisis kimia, sebagai pelarut bahan-bahan kimia dan pencuci akhir alat-alat gelas. Pada analisis sampel-sampel lingkungan dimana kadar sampelnya sangat kecil, kadang-kadang air laboratorium yang digunakan untuk pelarut dan pengenceran bahan kimia, sehingga air ini dapat sebagai sumber kontaminasi (memperbesar hasil pengukuran).

Biasanya air laboratorium dapat dibuat dengan destilasi, redestilasi, deionisasi. Air yang sangat murni diproduksi dengan sistem pemurnian air khusus menggunakan penukar ion, adsorpsi, dan osmosis balik.

Tabel 1 Syarat-Syarat Air Laboratorium ditinjau dari pH dan Konduktivitas

No	Acuan	Batas pH	Batas Konduktivitas
1	<i>Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater</i> , 20th edition (Laboratory Quality Assurance Guidance for	5,5-7,5 (frekuensi pengukuran harian jika akan	0,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pada pengukuran pada 25°C (frekuensi pengukuran

	Colilert®/Enterolert® Analysis Under the Clean Rivers Program1 - Revised 10/4/01)	digunakan)	harian jika akan digunakan)
2	<i>Water Quality Standards American Society for Testing and Materials (ASTM) D1193-91, Standard specification for Reagent Grade Water type 1</i> (Air lolos filter membrane 0,2 µm)	-	0,056 µS/cm pengukuran pada 25°C
3	<i>Water Quality Standards American Society for Testing and Materials (ASTM) D1193-91, Standard specification for Reagent Grade Water type 2</i> (Air hasil proses destilasi)	-	1,0 µS/cm pengukuran pada 25°C
4	<i>Water Quality Standards American Society for Testing and Materials (ASTM) D1193-91, Standard specification for Reagent Grade Water type 3</i> (Air lolos filter membrane 0,45 µm)	-	0,25 µS/cm pengukuran pada 25°C
5	<i>Water Quality Standards (ASTM) D1193-91, Standard specification for Reagent Grade Water type 4</i>	5,0-8,0 (frekuensi pengukuran setiap akan digunakan)	5 µS/cm pengukuran pada 25°C
6	<i>Water Quality Standards, National Committee for Clinical Laboratory Standards (NCCLS) - 1988 type 1</i> (Air harus bebas dari partikulat materi > 0,2 µm, pengukuran harus dilakukan dengan presisi dan akurasi tinggi, serta minimum interferensi)	-	> 10 µS/cm pengukuran pada 25°C
7	<i>Water Quality Standards, National Committee for Clinical Laboratory Standards (NCCLS) - 1988 type 2</i> (air digunakan untuk uji laboratorium umum dan pencucian alat gelas)	-	> 1 µS/cm pengukuran pada 25°C
8	<i>Water Quality Standards, National Committee for Clinical Laboratory Standards (NCCLS) - 1988 type 3</i> (air digunakan untuk pencucian alat gelas dan	5,0-8,0	> 0.1 µS/cm pengukuran pada 25°C

	untuk bahan baku penghasil air dengan tingkat lebih tinggi)		
9	<i>Water Quality Standards, College of American Pathologists (CAP) – 1988 type 1</i> (Air harus bebas dari partikel (< 500 partikel/L) > 0,2 µm, Air digunakan untuk kultur sel, ultra mikro analisis, preparasi standard, prosedur analisis kritis)	-	Bahan Baku air (Feed Water) > 10 µS/cm pengukuran pada 25°C
10	<i>Water Quality Standards, College of American Pathologists (CAP) - 1988 type 2</i> (air digunakan untuk metode laboratorium rutin, imunologi, hematology, dll)	-	2,0 µS/cm pengukuran pada 25°C
11	<i>Water Quality Standards, College of American Pathologists (CAP) - 1988 type 3</i>	5,0-8,0	0.1 µS/cm pengukuran pada 25°C
12	<i>QA Guidelines for Self Monitoring Laboratories Oregon Department of Environmental Quality April 2, 2001</i> (Air murni/air untuk reagen)	5,5-7,5 (frekuensi pengukuran setiap akan digunakan)	< 2,0 µS/cm pengukuran pada 25°C (frekuensi pengukuran terus-menerus atau setiap akan digunakan)

Catatan : - berarti tak dicantumkan atau tak tersedia

KONDUKTIVITAS DAN pH

pH adalah derajat keasaman suatu larutan. Makin asam suatu larutan, makin besar konsentrasi ion H^+ dan makin kecil nilai pH. Larutan dengan pH=1 adakah 10 kali lebih asam daripada larutan dengan pH=2. pH untuk air hujan normal adalah 5,6 (Michele Cheng), jika pH air hujan kurang dari 5,6 maka dapat dikatakan sebagai hujan yang bersifat asam.

Konduktivitas (daya hantar listrik) adalah besaran tentang kemampuan sampel air untuk menghantarkan aliran listrik. Besar kecilnya hasil pengukuran bergantung pada konsentrasi total zat terlarut yang terionisasi di dalam air. Semakin banyak ion-ion yang ada di dalam larutan maka semakin besar konduktivitas larutan tersebut. Larutan yang dapat menghantarkan listrik umumnya adalah larutan asam, basa dan garam-garam organik. (Riri I Nasution dan Eka Suharguniyawan, 2002)

DATA DAN PEMBAHASAN

Dari hasil pengukuran sampel air hasil Pengeringan Udara (Dehumidifier) di Instrumen Ozon didapatkan data sebagai berikut:

Tabel 2 pH dan konduktivitas beberapa jenis air

Jenis Air	Volume (mL)	pH		Konduktivitas ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	
		Kalibrasi* (mV/pH)	Pengukuran (pada $T^{\circ}\text{C}$)	Kalibrasi** (cm^{-1})	Pengukuran (pada $T^{\circ}\text{C}$)
Air Dehumidifier Instrumen Ozon (5 Mei 2008)	125	-59,6	4,878 ($15,6^{\circ}\text{C}$)	0,473	15,3 ($12,6^{\circ}\text{C}$)
Air Dehumidifier Instrumen Ozon (20 Mei 2008)	60	-60	5,210 ($25,2^{\circ}\text{C}$)	0,451	3,1 ($24,7^{\circ}\text{C}$)
Air hujan saat itu (sebagai Pembanding)	24	-59,6	4,015 (28°C)	0,473	11,9 ($26,4^{\circ}\text{C}$)
Air dari Water Purifier (sebagai Pembanding)	50	-60	5,370 ($25,2^{\circ}\text{C}$)	0,451	1,3 ($25,6^{\circ}\text{C}$)

Catatan :

(*) kalibrasi pengukur pH dengan dengan larutan buffer pH 7,0 (20°C) dan larutan buffer pH 4,0 (20°C), nilai kalibrasi dinyatakan baik/elektroda pH berfungsi baik bila nilai slope (mV/pH) berada -60,5 sampai -58.

(**) kalibrasi pengukur konduktivitas dengan dengan larutan KCl 0,01 mol/L, nilai kalibrasi dinyatakan baik bila nilai konstanta sel berada 0,450 sampai 0,500 cm^{-1} .

Dengan melihat data tabel 2 dibandingkan dengan syarat-syarat air laboratorium di tabel 1, dapat terlihat bahwa Air Dehumidifier Instrumen Ozon yang diperoleh tanggal 5 Mei 2008 dengan pH 4,878 (diukur pada suhu $15,6^{\circ}\text{C}$) dan konduktivitas 15,3 (diukur pada suhu $12,6^{\circ}\text{C}$), tidak bisa masuk ke dalam semua kategori air laboratorium yang tertera di tabel 1, namun Air Dehumidifier Instrumen Ozon yang diperoleh tanggal 20 Mei 2008 dengan pH 5,210 (diukur pada suhu $25,2^{\circ}\text{C}$) dan konduktivitas 3,1 (diukur pada suhu $24,7^{\circ}\text{C}$), sesuai dengan kriteria Air Laboratorium nomor 5, sesuai aturan dari *Water Quality Standards* (ASTM) D1193-91, *Standard specification for Reagent Grade Water type 4* , yang mensyaratkan pH dalam range 5,0-8,0, dan konduktivitas maksimal 5 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Dari data-data tersebut, maka penggunaan air dehumidifier instrumen ozon dapat dipertimbangkan untuk digunakan sebagai air laboratorium, namun harus mempertimbangkan /melihat kondisi pH dan konduktivitas sampel air dehumidifier.

KESIMPULAN

air dehumidifier instrumen ozon dapat dipertimbangkan untuk digunakan sebagai air laboratorium, namun harus mempertimbangkan /melihat kondisi pH dan konduktivitas.

SARAN

- Perlu ada kajian dan penelitian yang lebih mendalam mengenai faktor-faktor yang mempengaruhi pH dan konduktivitas air dehumidifier instrumen ozon.
- Perlu ada kajian dan penelitian lebih jauh mengenai kondisi lingkungan/parameter meteorologi (suhu udara, tekanan udara, kelembaban relative, kecepatan angin, radiasi matahari) tertentu secara kuantitatif dapat menghasilkan sejumlah volume air (mL) sample dehumidifier instrument ozon, sehingga dapat digunakan sebagai sumber utama pengganti akuades.

REFERENSI

Riri I Nasution dan Eka Suharguniyawan, Gambaran Kimia Air Hujan Di Pulau Jawa Bagian Barat Sebagai Deposisi Basah Pada Bulan Januari-Februari 2002, Jurnal Meteorologi dan Geofisika, Vol 3. No.2 Oktober-Desember, 2002.

Laboratory Quality Assurance Guidance for Colilert®/Enterolert® Analysis Under the Clean Rivers Program1 - Revised 10/4/01. (from Section 9020 B of *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*, 20th ed).

Water Quality Standards, American Society for Testing and Materials (ASTM) D1193-91.

Water Quality Standards, National Committee for Clinical Laboratory Standards (NCCLS),1988.

QA Guidelines for Self Monitoring Laboratories Oregon Department of Environmental Quality, April 2, 2001

VARIASI HUJAN DI BUKIT KOTOTABANG

Sugeng Nugroho dan Budi Setiawan

Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
Sumatera Barat

Abstract

Rainfall variation and oscillation are the representation of atmospheric circulation pattern which is dealing with the dynamic of air mass flow and its changes. Rainfall variation can be noticed by determining the average frequency of rain. Meanwhile, rainfall oscillation can be determined by using Weighted Wavelet Z-Transform (WWZ) method. Analysis result of rain in Bukit Kototabang showed that the atmospheric phenomenon in Bukit Kototabang was dominated by intra seasonal oscillation (ISO/MJO) and southern annual oscillation (SAO), whereas local scale atmospheric phenomenon (land breeze-sea breeze and valley breeze-mount breeze) which have daily oscillation can not be determined obviously.

Keywords : Bukit Kototabang, Atmospheric Oscillation.

1. PENDAHULUAN

Hujan adalah mata rantai dari siklus air dan merupakan suatu fenomena alam di udara yang tergantung pada unsur-unsur cuaca lainnya yang keadaannya selalu bervariasi dengan fungsi ruang dan waktu. Hujan di wilayah Indonesia secara umum didominasi karena adanya pengaruh beberapa fenomena, antara lain: sistem monsun Asia-Australia, osilasi selatan, sirkulasi timur-barat (sirkulasi Walker) dan utara-selatan (sirkulasi Hadley) serta beberapa sirkulasi karena pengaruh lokal.

Pengaruh lokal suatu wilayah dapat bertindak sebagai penyebab utama terjadinya cuaca yang dapat merubah pola skala luas dari iklim khususnya pada wilayah pulau atau kepulauan dengan deretan pegunungan yang tinggi. Pengaruh lokal dapat menyebabkan terjadinya beberapa variasi hujan pada suatu kawasan, khususnya antara satu sisi suatu pegunungan dengan sisi lainnya (Winarso & Mc Bride, 2002).

Hujan baik waktu jatuh maupun jumlahnya merupakan hasil perpaduan dari kelembaban dan suhu udara, arah dan kecepatan angin, arah hadapan lereng dan topografi wilayah (Sandy, 1987), namun akumulasi curah hujan bulanan di suatu wilayah sangat bervariasi menurut ruang dan waktu, hal ini berkaitan dengan kondisi lokal masing-masing wilayah. Menurut Juaeni, *et al.* (2006), topografi wilayah sangat berpengaruh pada proses fisis dan dinamis atmosfer untuk terjadinya hujan. Topografi wilayah berpengaruh pada pembelokan angin yang membawa massa lembab dalam arah vertikal, menyebabkan perubahan sistem tekanan rendah dan topografi dapat mendorong terjadinya arus konveksi lokal.

Jumlah dan waktu terjadinya hujan yang jatuh di suatu wilayah merupakan akibat dari kombinasi linier dari berbagai variabel cuaca/iklim baik yang berskala global maupun skala lokal, baik yang terjadi secara periodik maupun aperiodik yang berelasi satu dengan lainnya secara kompleks. Variasi-variasi hujan tersebut dapat dikenali dari kebiasaan waktu terjadinya hujan pada hari-hari yang ada hujannya. Variasi hujan harian, baik waktu terjadinya, kelembatan maupun lamanya terjadi hujan sangat dipengaruhi oleh keadaan setempat (faktor lokal). Sedangkan variasi hujan bulanan/musiman berkaitan dengan sistem peredaran regional/global atau faktor regional/global (Kurniaty, 2003).

Variasi curah hujan di wilayah pantai Sumatera Barat merupakan variasi intramusiman, hal ini berkaitan dengan gangguan cuaca skala global/regional di Samudera Hindia yang mempunyai variasi intramusiman. Sedangkan di wilayah pedalaman Sumatera Barat

curah hujan mempunyai variasi musiman yang jelas, dengan curah hujan maksimum terjadi pada saat belahan bumi selatan mengalami musim panas, hal ini menunjukkan bahwa variasi curah hujan di wilayah pedalaman Sumatera Barat dipengaruhi oleh sistem monsun yang mempunyai variasi musiman (Hamada, 2003).

Selain variasi intramusiman dan musiman, curah hujan di beberapa wilayah Sumatera Barat juga mempunyai variasi curah hujan harian, seperti yang terjadi di sekitar wilayah Stasiun Klimatologi Sicincin yang sangat jelas dipengaruhi oleh sirkulasi angin darat-angin laut terlihat dari hubungan antara arah angin dominan dan jumlah maupun frekuensi terjadinya hujan serta variasi pembentukan awan konvektif harian di wilayah tersebut (Nugroho *et.al*, 2005).

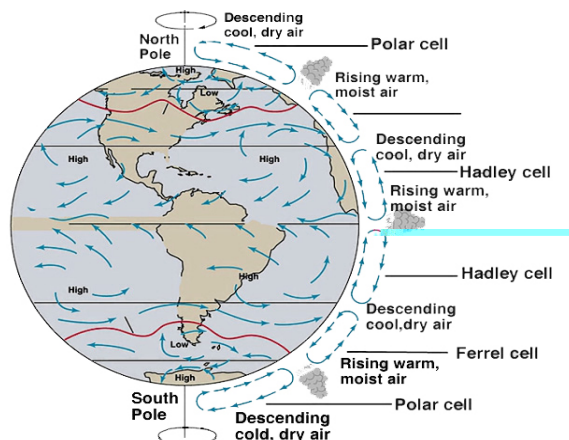
Salah satu variabel cuaca/iklim yang berpengaruh langsung terhadap fenomena hujan adalah pergerakan masa udara atau sirkulasi udara. Pemahaman pola sirkulasi udara di wilayah Bukit Kototabang menjadi sangat penting, mengingat fluktuasi parameter-parameter pengukuran yang dilakukan di SPAG Bukit Kototabang sangat dipengaruhi oleh adanya sirkulasi udara di wilayah tersebut. Salah satu cara memahami pola sirkulasi udara adalah dengan mengetahui variasi terjadinya curah hujan di wilayah ini, karena variabilitas dan osilasi curah hujan yang terjadi merupakan representasi dari fluktuasi kondisi cuaca yang berkaitan langsung dengan dinamika pergerakan masa udara dan perubahan-perubahannya.

2. TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Sistem Sirkulasi Atmosfer

• Sistem Sirkulasi Atmosfer di Wilayah Tropis

Sistem peredaran di wilayah tropis terbentuk karena adanya gerak semu matahari yang akan menciptakan sabuk-sabuk tekanan rendah-tinggi di wilayah ekuator. Palung ekuator berada di wilayah Indonesia bagian selatan ketika garis edar matahari berada terjauh di belahan bumi selatan pada bulan Desember-Januari dan berada di belahan utara di sekitar wilayah Philipina dan Indocina pada bulan Juli, namun massa udara tidak langsung mengalir dalam arah utara-selatan atau selatan-utara dari kawasan tekanan tinggi ke palung ekuator, tetapi massa udara tersebut dibelokan ke arah perputaran bumi. Pengaruh gaya corioli membelokkan aliran di belahan selatan ke arah kiri (menyebabkan angin pasat tenggara), dan di belokan ke kanan di belahan bumi utara (menyebabkan angin pasat timur laut). Ke dua aliran udara bertemu dan mengumpul di suatu kawasan yang sering disebut daerah konvergensi antar tropik (ITCZ=*Inter Tropical Convergence Zone*). Kedua aliran yang bertemu akan naik ke atas menimbulkan awan-awan konvektif yang akan menjadi curah hujan.



Gambar 1. Diagram skema sirkulasi Hadley di atas wilayah tropis yang lembab hubungannya dengan terbentuknya palung-palung tekanan rendah (Roswintarti, 2004)

Menurut Suryantoro (2000), salah satu aspek presipitasi paling istimewa di daerah equator yang melintas di atas benua maritim Indonesia adalah adanya variabilitas konveksi harian yang tegas, yang didorong oleh sirkulasi angin darat-laut di wilayah ini. Menurut Kurniaty (2003), fluktuasi cuaca yang terjadi di daerah tropis dapat dipresentasikan oleh variabilitas curah hujan yang berkaitan langsung dengan perubahan gangguan-gangguan tropis.

- **Sistem Sirkulasi Atmosfer di Wilayah Sumatera Barat**

Posisi geografi Sumatera Barat terletak disekitar khatulistiwa, berada pada wilayah yang dekat dengan Samudera Hindia, Laut Cina Selatan dan benua Asia yang masing-masing lingkungan tersebut membentuk sifat massa udara di atasnya. Pada saat benua Asia musim dingin di atas Sumatera Barat bertiup angin dengan arah utama dari timur laut, sedangkan pada waktu benua Asia musim panas, di Sumatera Barat bertiup angin dengan arah utama dari selatan-barat daya. Dengan demikian di Sumatera Barat mempunyai peredaran monsun atau angin musim. Angin musim tersebut sering terganggu dengan adanya angin barat khatulistiwa yang berasal dari Samudera Hindia dan angin pasat dari arah tenggara sebagai kepanjangan dari monsun Australia Utara. Angin musim timur laut mulai masuk wilayah Sumatera Barat pada bulan Nopember dan angin musim barat daya mulai dari bulan Mei.

Pada bulan Januari, di atas wilayah Sumatera Barat bertiup angin timur laut yang dikendalikan oleh monsun dingin Asia, karena Gaya Corioli, di sekitar khatulistiwa angin timur laut tersebut berbelok menjadi angin barat sehingga wilayah Sumatera Barat masuk dalam garis geser angin. Bila monsun Asia cukup kuat sehingga terjadi arus lintas khatulistiwa, geser angin tersebut agak lebih ke selatan. Arus lintas khatulistiwa ini mempunyai momentum yang cukup besar, kelebihan momentum diberikan kepada angin barat khatulistiwa sehingga sering terbentuk pusaran di sebelah barat Sumatera Barat. Di sebelah timur kelebihan momentum tersebut diberikan kepada angin pasat tenggara sehingga angin pasat tersebut berbelok kembali menjadi angin barat yang bersifat siklonal.

Pada bulan April, saat matahari mulai menjauhi khatulistiwa menuju utara, angin timur laut mulai berkurang, angin barat khatulistiwa lebih kuat, dan angin pasat tenggara memasuki perairan Sumatera Barat tetapi sudah lemah sehingga berubah menjadi angin barat daya dan membentuk garis geser angin. Pada garis geser angin tersebut sering terjadi pusaran. Memasuki bulan Juli, angin timur laut sudah tidak ada, diganti dengan angin monsun barat daya, sehingga di wilayah Sumatera Barat hanya dua sistem angin yakni angin pasat tenggara dan angin musim barat daya. Angin musim barat daya menjadi penghalang angin pasat tenggara sehingga sebagian dibelokkan ke arah timur laut dan sebagian ke arah barat daya. Sedangkan pada bulan Oktober, saat matahari bergerak ke selatan setelah melewati khatulistiwa, monsun dingin Asia mulai aktif dan di atas Laut Cina Selatan mulai bertiup angin timur laut, Angin barat daya mulai lemah, demikian pula angin pasat tenggara dan terbentuk garis geser angin di sekitar khatulistiwa dan Sumatera Barat.

- **Sistem Sirkulasi Atmosfer Lokal**

Sistem peredaran angin laut-angin darat adalah sistem peredaran udara lokal yang terdapat di wilayah pantai. Peredaran tersebut termasuk dalam klasifikasi skala meso (lokal) yang bercirikan dengan variasi harian. Pada siang hari, karena muka bumi lebih cepat panas dari muka laut maka angin bertiup dari arah laut menuju darat (angin laut). Angin laut mulai berhembus sekitar pukul 10.00 kemudian mencapai maksimum disekitar pukul 14.00 dan menurun antara pukul 14.00 dan 20.00, sesudah itu berganti dengan angin darat. Pada pagi hari, sekitar jam 04.00, dimana suhu muka bumi menjadi lebih rendah dari muka air, sehingga tekanan udaranya menjadi lebih tinggi dari pada tekanan udara yang ada di atas muka lautan, maka akan berhembus angin dari arah darat menuju laut (angin darat) yang paling maksimum. Kekuatan angin laut bergantung pada beda suhu antara darat dan laut, semakin besar beda suhunya makin kencang anginnya.

Wilayah barat Sumatera Barat merupakan wilayah pesisir, oleh karena itu sebagaimana kawasan pesisir lainnya, sirkulasi angin laut-angin darat juga terjadi di wilayah tersebut dimana pada umumnya peredaran angin laut-angin darat ini biasanya tidak lebih dari 20-30 kilometer ke darat. Sedangkan pada daerah pedalaman, dimana permukaan bumi berbukit dan berlembah, serta pengaruh laut tidak lagi terasa, terjadi gerakan angin vertikal terutama terjadi di dalam lembah-lembah. Pada siang hari, karena pemanasan, udara bergerak ke atas di sepanjang lereng lembah dan malam hari, arah angin menuju dasar lembah melalaui sisi lembah. Deretan perbukitan barisan membentang dari utara-selatan sejajar garis pantai tersebut seolah-olah membagi Sumatera Barat menjadi dua bagian sebelah barat dan timur Bukit Barisan. Karena posisi pegunungan yang tegak lurus arah angin musim, baik angin musim timur laut maupun angin musim barat daya, sehingga seperti halnya angin laut-angin darat, angin lembah-angin gunung juga sulit dibedakan dengan angin musim.

• **Pembentukan Awan Konvektif**

Dilihat dari proses terjadinya hujan, suatu massa udara harus mempunyai cukup uap air dan naik pada ketinggian yang memungkinkan untuk terjadinya kondensasi. Suatu massa udara dapat naik bila terjadi pemanasan oleh permukaan yang panas (proses terjadinya hujan konvektif), pertemuan dua massa udara yang berlawanan (proses terjadinya hujan frontal) dan bila massa udara dipaksa naik karena adanya pegunungan (proses hujan orografi). Jika massa udara tidak stabil akan menginduksi panas atau arus konveksi membentuk hujan mendadak atau badai, jika stabil akan membentuk awan tipis yang luas jenis stratus dan hujan gerimis (Winarso & McBride, 2002)

Menurut Bayong (1999), proses konveksi merupakan salah satu faktor yang penting dalam pembentukan awan konvektif. Awan konvektif adalah awan yang terjadi karena kenaikan udara di atas permukaan yang lebih panas. Udara akan menjadi tidak stabil apabila ada pemanasan dari bawah oleh radiasi matahari yang menaikkan suhu tanah. Udara yang tidak stabil paling tidak akan menimbulkan gangguan yang selanjutnya menyebabkan konveksi. Jika udara yang bergerak ke atas ini sampai mencapai batas kondensasi maka gerakan ke atas selanjutnya dapat dilihat dalam bentuk awan. Semakin bertambah panas suhu permukaan tanah, maka awan cumulus tumbuh semakin besar dengan masa hidup yang lebih lama. Sedangkan jumlah curah hujan yang jatuh pada umumnya akan terakumulasi pada satu jam pertama saat terjadinya hujan tanpa terikat oleh lamanya waktu hujan (PPGT-UI, 2001).

Proses konveksi juga dapat terjadi bila udara jenuh yang naik pegunungan atau perbukitan, atau sering disebut sebagai awan orografi. Awan orografi dapat terjadi oleh kombinasi kenaikan paksa udara jenuh oleh pegunungan dan karena adanya efek pemanasan permukaan. Setelah mencapai tingkat kondensasi, udara jenuh yang tersebut akan mengkondensasi membentuk awan. Pada lereng yang menghadap datangnya angin akan banyak terjadi hujan, sedangkan pada sisi sebaliknya hujan akan berkurang karena udara mengalami pemanasan sehingga awan kembali menguap. Puncak awan orografi ditentukan oleh ketebalan dan stabilitas massa udara lembab dekat pegunungan.

2.2. Ragam Osilasi Atmosfer

Hujan merupakan hasil akhir dari interaksi daratan, lautan dan atmosfer dengan berbagai macam fenomena osilasi yang terjadi, seperti ISO/MJO (*Inter Seasonal Oscillation/Madden Julian Oscillation*) merupakan osilasi sub musiman, SAO (*Southern Annual Oscillation*) dengan osilasi setengah tahunan atau monsunial), AO (*Annual Oscillation*) dengan periode osilasi satu tahunan, QBO (*Quasi Biennial Oscillation*) dan TBO (*Tropospheric Biennial oscillation*) dengan osilasi 2-3 tahunan serta fenomena ENSO (*El Nino Southern Oscillation*) dengan periode osilasi tiga hingga tujuh tahunan.

Fenomena alam ISO/MJO adalah komponen kejadian alami dalam sistem pasangan atmosfer-laut-bumi, yang berosilasi dengan perioda sekitar 20-90 hari, dimana perioda

yang paling sering terjadi adalah sekitar 45 hari (Suryantoro, 2004). ISO/MJO dicirikan oleh adanya penjaralan proses konvektivitas dan atau hujan tropis pada sekala yang luas, yang dapat dilihat dengan jelas di atas Samudera Hindia hingga Samudera Pasifik. Penjaralan konvektivitas dan atau hujan ini biasanya untuk pertama kali terlihat di atas Samudera Hindia bagian barat, selanjutnya menjalar ke arah timur melintasi Benua Maritim Indonesia menuju ke Samudera Pasifik bagian barat dan tengah yang mempunyai suhu yang lebih hangat (Wheeler & Harry, 2004)

TBO adalah salah satu bentuk variasi antar tahunan elemen iklim di lapisan troposfer dengan peroda 2-3 tahun yang terjadi karena adanya interaksi antara lautan-daratan-atmosfer di daerah monsun Asia, monsun Australia, lautan India Tropis dan lautan Pasifik (Barat, Tengah dan Timur) Tropis. Notasi TBO biasanya digunakan untuk menggambarkan perilaku maupun pola elemen iklim seperti curah hujan, konveksi, sirkulasi atmosfer dan lain lain yang terjadi dilapisan troposfer, sedangkan notasi QBO biasanya digunakan untuk menggambarkan perilaku maupun pola elemen iklim seperti angin zonal maupun angin meridional dilapisan stratosfer (Suryantoro, 2004; Visa, 2007)

ENSO merupakan faktor kedua terkuat yang mempengaruhi hujan di banyak di wilayah Indonesia. Faktor utamanya adalah monsun. ENSO sangat besar pengaruh pada wilayah dengan pola hujan monsun, dana akan berkurang pengaruhnya di wilayah dengan pola curah hujan equatorial serta tidak jelas pada daerah yang memiliki pola hujan lokal (Partridge dan Ma'shum, 2002 dalam Visa, 2007).

Hasil penelitian Nugroho (2002) menyatakan bahwa pengaruh El Nino tahun 1997 di Sumatera Barat menyebabkan terjadinya penyimpangan tingkat kekeringan, awal dan lama musim kemarau bila dibandingkan dengan rata-ratanya pada umumnya hanya terjadi pada wilayah-wilayah dengan ketinggian kurang dari 200 meter dan menghadap lereng. Monsun dan pergerakan ITCZ (*Intertropical Convergence Zone*) berkaitan dengan variasi curah hujan tahunan dan semi tahunan di Indonesia sedangkan fenomena El-Nino dan Dipole Mode berkaitan dengan variasi curah hujan antar-tahunan di Indonesia (Aldrian, 2003 dalam Visa, 2007).

Sementara itu Kurniaty (2003) secara sederhana mengklasifikasikan sistem sirkulasi atmosfer di wilayah tropis kedalam menjadi lima kategori, yaitu:

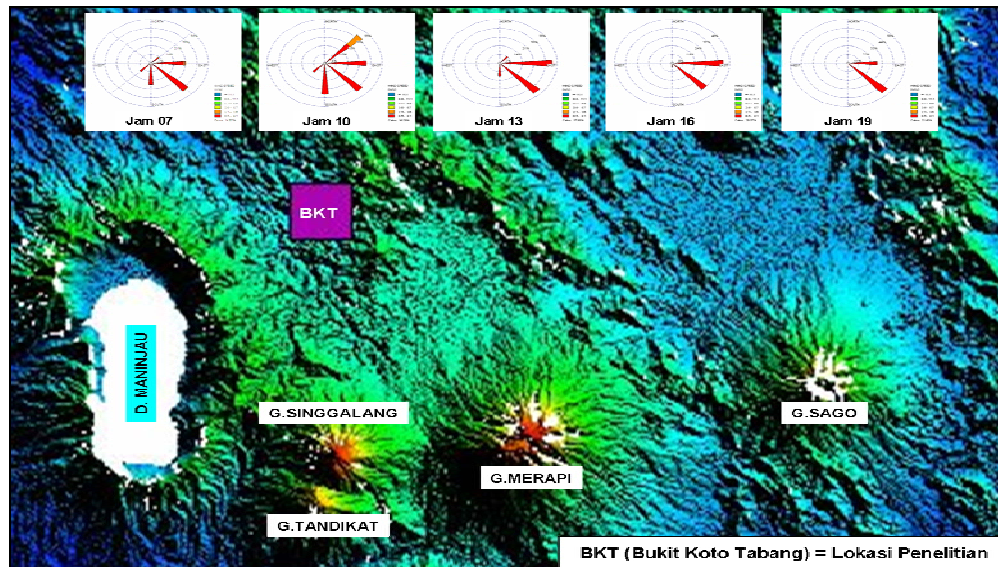
- 1) Sistem cuaca yang terkecil adalah konveksi cumulus individual dengan bentang hidup hanya beberapa jam, dengan formasi awan-awancenderung paralel dengan arah angin tersebar secara acak.
- 2) Sistem berskala meso. Sistem ini memiliki ukuran dan bentang hidup antara gangguan synoptik dan sel-sel cumulonimbus individual.
- 3) Sistem cuaca bersekala sub-synoptik, dengan jangka waktu sekitar satu sampai tiga hari.
- 4) Sistem berskala synoptik, meliputi gangguan gelombang dan vorteks-vorteks siklonis dengan panjang gelombang antara 2000 hingga 4000 km.
- 5) Sistem cuaca berskala planeter, dengan panjang gelombang antara 10000 sampai 40000 km. Gelombang planeter yang sangat berpengaruh di wilayah equator adalah gelombang Kelvin dan campuran gelombang Rossby-Graviti, yang menghasilkan apa yang disebut sebagai QBO.

Pengolahan data hujan dengan format deret waktu menggunakan metode transformasi wavelet terbobot Z (WWZ) dapat diperoleh frekuensi curah hujan, yang kemudian dapat ditentukan periode dan periode dominannya, yaitu periode yang kemunculannya lebih dari satu kali atau periode dengan daya spektrum yang tinggi. Transformasi wavelet adalah metode untuk analisis periode deret waktu, khususnya dalam mengamati evolusi waktu (periode, amplitudo dan fase) dari suatu parameter. Metode ini mentransformasikan fungsi spasial atau temporal menjadi fungsi frekuensi (Thiebaut & Roques, 2005; Juaeni *et.al*, 2006).

3. METODOLOGI

- **Lokasi**

Lokasi penelitian adalah SPAG Bukit Kototabang yang terletak pada suatu bukit (namanya Bukit Kototabang) dengan ketinggian 864,5 m dpl pada posisi koordinat $0^{\circ} 12' 0''$ LS dan $100^{\circ} 19' 19''$ BT. Pada radius 3 hingga 5 km dari titik koordinat, bukit tersebut merupakan bukit yang tertinggi. Kondisi topografi yang sedemikian rupa telah membentuk cuaca/iklim yang khas di tempat tersebut, hal ini disebabkan karena faktor lokal (topografi) juga mempunyai pengaruh yang besar dalam menentukan cuaca/iklim di suatu tempat selain faktor fenomena atmosfer berskala regional dan global. Pada Gambar 2 terlihat kondisi topografi Bukit Kototabang dan *windrose* angin permukaan rata-rata periode tahun 2002 hingga 2008 pada pukul 7, 10, 13, 16 dan 19. Dari *windrose* tersebut terlihat bahwa arah angin dominan dari arah timur hingga tenggara, kecuali pada jam 10 arah angin dominan bervariasi dari arah timur laut hingga selatan.



Gambar 2. Topografi Bukit Kototabang dan variasi arah dan kecepatan angin permukaan

- **Data**

Data yang digunakan dalam penelitian adalah data curah hujan per jam (*diurnal*) SPAG Bukit Kototabang pada periode tahun 1999 hingga 2008 hasil observasi menggunakan AWS. Selain itu juga ditambahkan data curah hujan harian hasil pengamatan hujan manual tahun 1996 hingga 1997.

- **Pengolahan Data**

Data curah hujan diurnal diolah dalam bentuk rata-rata jumlah curah hujan dan rata-rata frekuensi terjadinya hujan per jam dengan menggunakan persamaan statistik :

$$\bar{R} = \frac{\sum_{i=1}^n R_i}{n} \quad \text{dan} \quad \bar{f} = \frac{\sum_{i=1}^n F_i}{n}$$

Dimana :

$\bar{R}$ = rata-rata curah hujan per jam.

$\bar{f}$ = rata-rata frekuensi terjadinya hujan per jam

n = jumlah data

Untuk mengurangi ketidakteraturan data akibat variasi hasil rata-rata maka digunakan metode penghalusan (Conrad & Pollak, 1950; Riamon & Sulistya, 1999; Nugroho *et.al*, 2005). Metode penghalusan yang digunakan adalah metode rata-rata lima unsur:

$$a = \frac{a_{i-2} + a_{i-1} + a_i + a_{i+1} + a_{i+2}}{5}$$

Dimana: a = data hasil penghalusan, a_i = data ke- i , a_{i-1} = data sebelum data a_i , dan a_{i+1} = data setelah data ke- i .

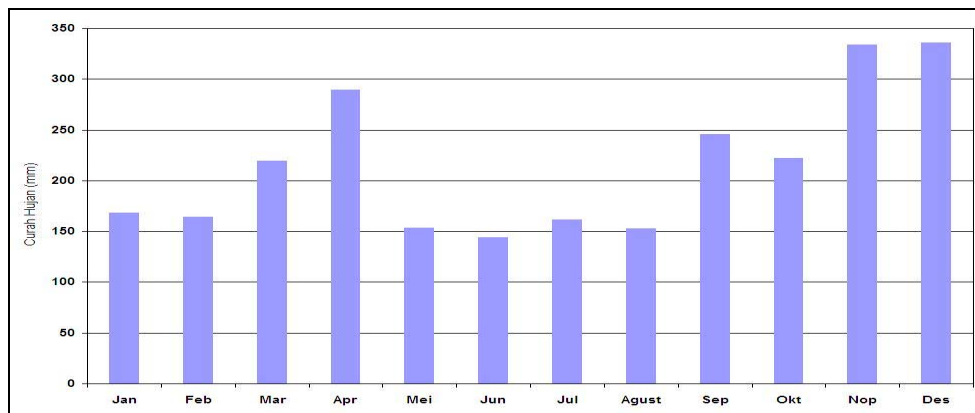
Sedangkan untuk mengetahui ragam osilasi atmosfer yang mempengaruhi terjadinya hujan di Bukit Kototabang, data curah hujan harian di lokasi tersebut dari tahun 1996 hingga 2008 diolah dengan menggunakan perangkat lunak Win-WWZ (*Weighted Wavelet Z-Transform*) versi 3, release 2 hasil keluaran *American Association of Variables Star Observer* (AAVSO) tahun 2004 (<http://www.aavso.org>), dan Win-Surfer versi 7 untuk membuat grafik osilasinya. Perangkat lunak Win-WWZ dikembangkan oleh Geir Klingenberg, Lisa Henkel dan Aaron Price berdasarkan kajian dari program WWZ yang ditulis oleh Grant Foster pada tahun 1996.

4. HASIL DAN PEMBAHASAN

• Variasi Hujan Harian

Hasil pengolahan data menunjukkan bahwa secara umum baik rata-rata jumlah maupun rata-rata frekuensi terjadinya hujan dari bulan Januari hingga Desember mempunyai kemiripan pola, yaitu jumlah hujan terbanyak dan puncak terjadinya hujan terjadi pada siang menjelang sore hari sekitar pukul 15 hingga 17 (lampiran Gambar 5a s/d 5d dan 6a s/d 6d). Pada bulan-bulan dimana proses konveksi terjadi dengan kuat (April dan Nopember), intensitas curah hujan dan frekuensi terjadinya hujan tertinggi terjadi lebih awal (pukul 15) dibandingkan hujan yang terjadi pada bulan-bulan dimana matahari berada jauh dari equator. Sedangkan pada periode rata-rata musimam, jumlah curah hujan per jam tertinggi terjadi pada pada bulan April dan Nopember atau pada periode musim SON, sedangkan terendah terjadi pada bulan Juni atau pada periode musim JJA, Hal yang sama juga terjadi untuk frekuensi terjadinya hujan di Bukit Kototabang, seperti yang terlihat pada lampiran Gambar 7a dan 7b.

Jumlah curah hujan terbanyak dan frekuensi terjadinya hujan tertinggi yang terjadi di Bukit Kototabang sekitar pukul 15 hingga 17, setelah terbentuknya awan karena proses konveksi. Proses tersebut terjadi pada pagi menjelang siang hari pada wilayah-wilayah basah yang jauh dari lokasi penelitian. Jika dilihat dari variasi arah angin yang dominan dari arah timur hingga tenggara, seperti yang terlihat pada *windrose* pada Gambar 2 terdapat kemungkinan hujan yang terjadi di Bukit Kototabang berasal dari uap air jenuh yang melintasi deretan pegunungan yang berada disebelah selatan dan tenggara Bukit Kototabang. Karakteristik lainnya adalah intensitas hujan yang lebat terjadi pada satu atau dua jam pertama kemudian intensitasnya menurun namun tidak untuk frekuensi terjadinya hujan. Frekuensi terjadinya hujan masih tetap tinggi hingga tengah malam, dengan kata lain hujan masih terus terjadi walau dengan intensitas hujan yang ringan.

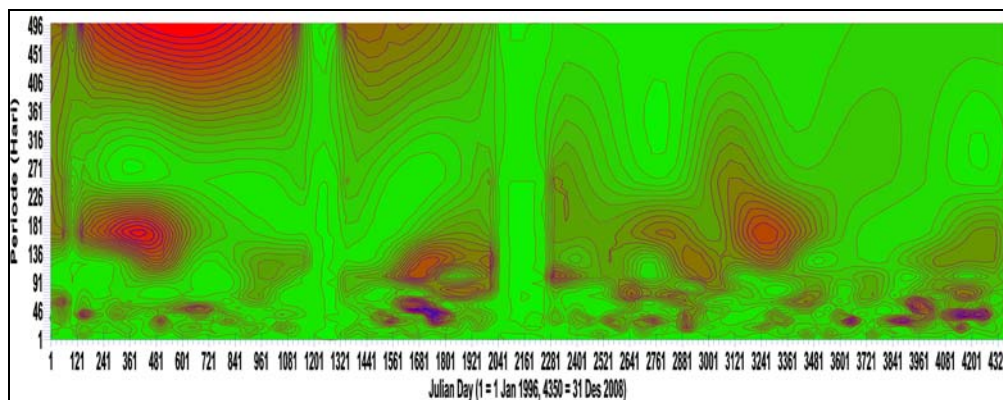


Gambar 3. Variasi rata-rata jumlah curah hujan bulanan (1996-2008) di Bukit Kototabang

Dari pola bulanan terlihat bahwa di Bukit Kototabang mempunyai type hujan equatorial, yaitu mempunyai dua puncak hujan pada bulan April dan Nopember/Desember dalam waktu satu tahun, hal tersebut menandakan bahwa terjadinya curah hujan di wilayah tersebut sangat dipengaruhi oleh sabuk Daerah Konvergensi Antar Tropik (ITCZ). Namun tidak seperti halnya wilayah dengan type hujan equatorial umumnya yang puncak hujan ke duanya jatuh pada bulan Oktober/Nopember, puncak hujan ke dua dari type hujan equatorial di Bukit Kototabang jatuh pada bulan Nopember/Desember seperti yang terlihat pada Gambar 3. Ada kemungkinan bahwa pengaruh angin baratan (monsun dingin Asia) berpengaruh kuat terhadap terjadinya hujan di Bukit Kototabang sehingga menyebabkan puncak hujan yang ke dua bergeser dari bulan Oktober/Nopember ke Nopember/Desember.

- Ragam Osilasi Hujan

Ragam osilasi hujan yang terjadi di suatu wilayah dapat digunakan sebagai alat untuk mengetahui fenomena sirkulasi atmosfer sekala regional dan global dominan yang mempengaruhi faktor terjadinya hujan di wilayah tersebut.



Gambar 4. Ragam osilasi curah hujan di Bukit Kototabang tahun 1996 – 2008

Dari hasil pengolahan data hujan harian selama periode 1996 hingga 2008 dengan menggunakan transformasi wavelet terbobot Z, didapatkan berbagai ragam osilasi curah hujan yang terjadi di Bukit Kototabang, seperti yang terlihat pada Gambar 4. Fenomena-fenomena atmosfer yang terlihat antara lain type osilasi ISO/MJO sebanyak 12 kali, osilasi SAO sebanyak 10 kali dan osilasi campuran TBO/QBO/ENSO sebanyak 2 kali seperti yang terlihat pada Tabel 1.

Kisaran periode osilasi fenomena ISO/MJO yang terjadi di Bukit Kototabang antara 23 hingga 63 hari dengan rentang waktu kejadian tersingkat selama 5 hari dan yang terlama selama 55 hari. Sementara itu kisaran periode osilasi fenomena SAO yang terlihat dari hasil transformasi curah hujan adalah 101 hingga 235 hari, dengan kisaran rentang waktu kejadian 41 hingga 268 hari. Sedangkan osilasi fenomena campuran TBO/QBO/ENSO dengan periode > 462 hari, dengan rentang waktu kejadian selama 139 hingga 499 hari, fenomena osilasi type ini akan lebih dapat terlihat dengan jelas bila menggunakan deret waktu bulanan.

Dari Gambar 4, juga dapat diperhatikan bahwa fenomena dengan type osilasi harian (*diurnal oscillation*), yaitu type osilasi dengan periode yang lebih pendek dari periode osilasi ISO/MJO tidak terlihat dengan jelas. Dalam hal ini ada dua kemungkinan, pertama bahwa hal tersebut menandakan bahwa fenomena osilasi tersebut tidak berpengaruh kuat di Bukit Kototabang, hal ini diperkuat dengan variasi angin harian yang bertiup di Bukit Kototabang (Gambar 2) yang juga tidak menunjukkan adanya variasi harian (angin darat-angin laut dan angin lembah-angin gunung). Kemungkinan yang kedua perangkat lunak Win-WWZ, tidak bisa memperlihatkan osilasi fenomena atmosfer dengan periode yang lebih pendek dari osilasi ISO/MJO (mis: *diurnal oscillation*).

Tabel 1. Ragam Osilasi Fenomena Atmosfer di Bukit Kototabang

No.	Type Osilasi	Periode	Pengamatan	
			Hari ke	Tanggal Kejadian
1.	ISO/MJO	43 – 61	30 – 49	30-01-1996 – 18-02-1996
		41 – 49	126 – 150	05-06-1996 – 29-05-1996
		35 – 45	299 – 354	25-10-1996 – 19-12-1996
		30 – 40	464 – 495	08-04-1997 – 09-05-1997
		50 – 55	620 – 665	11-09-2007 – 26-10-1997
		23 – 29	1056 – 1070	21-11-1998 – 05-12-1998
		31 – 36	1547 – 1552	26-03-2000 – 31-03-2000
		57 – 63	1703 – 1736	29-08-2000 – 01-10-2000
		32 – 39	3627 – 3637	05-12-1005 – 15-12-2005
		30 – 36	3838 – 3891	04-07-2006 – 26-08-2006
		41 – 54	3977 – 4004	20-11-2006 – 17-12-2006
		40 – 47	4078 – 4089	01-03-2007 – 12-03-2007
2.	SAO	184 – 235	110 – 378	19-04-1996 – 12-01-1997
		125 – 146	872 – 927	21-05-1998 – 15-07-1998
		112 – 126	997 – 1038	23-09-1998 – 03-11-1998
		108 – 159	1553 – 1625	01-04-2000 – 12-06-2000
		134 – 147	1685 – 1740	11-08-2000 – 05-10-2000
		101 – 118	1873 – 1980	15-02-2001 – 02-06-2001
		104 – 122	2304 – 2449	25-04-2002 – 14-09-2002
		120 – 136	2656 – 2795	09-04-2003 – 26-08-2003
		174 – 233	3112 – 3273	08-07-2004 – 16-12-2004
		146 – 187	4219 – 4325	20-07-2007 – 03-11-2007
3.	TBO/QBO/ENSO	> 497	169 – 668	17-06-1996 – 29-10-1997
		> 462	1348 – 1487	09-09-1999 – 26-01-2000

5. KESIMPULAN DAN SARAN

Kesimpulan

Fenomena atmosfer di Bukit Kototabang didominasi oleh ragam osilasi intra musiman (ISO/MJO) dan musiman (SAO), sedangkan fenomena atmosfer bersekalanya lokal (angin darat-laut dan angin lembah-gunung) yang berosilasi harian tidak terlihat dengan jelas mempengaruhi variasi hujan harian di Bukit Kototabang. Variasi hujan harian di Bukit Kototabang lebih cenderung dipengaruhi oleh adanya proses konvektif, terlihat dari lebih sering dan lebih banyak kejadian hujan setelah terjadinya pemanasan di sekitar wilayah tersebut.

Saran

Transformasi curah hujan pada deret waktu harian dengan perangkat lunak Win-WWZ, tidak bisa memperlihatkan osilasi fenomena atmosfer dengan periode yang lebih pendek dari osilasi ISO/MJO, misalnya periode skala cumulus (jika berosilasi) maupun fenomena dengan periode waktu > 500 hari untuk itu perlu dicoba transformasi dengan menggunakan data hujan dengan format deret waktu yang lebih pendek (per jam) atau yang lebih panjang (bulanan).

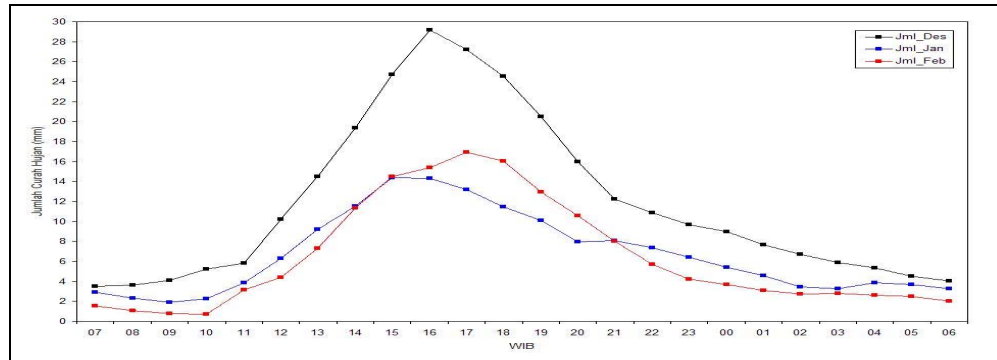
6. DAFTAR ACUAN

Anomin. 2004. *Weightened Waveled Z-Transform (WWZ)*. <http://www.aavso.org>

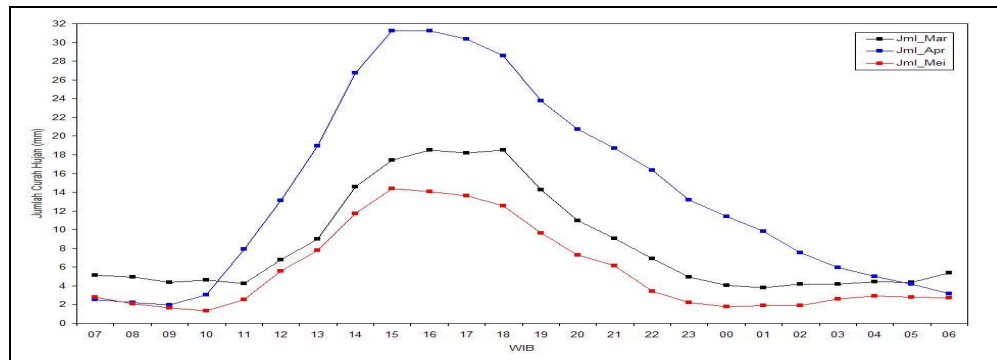
Bayong, T.H.K, 2000. Awan Konvektif di Atas Benua Maritim Indonesia, *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, Vol. 1, No. 4, Jakarta.

- Conrad, V. and L.W. Pollak, 1950. *Method in Climatology*, Second Edition, Revised and Enlarged. Harvard University, Cambridge, Massachusetts.
- Hamada, Jun-Ichi, 2003. *Intraseasonal and Diurnal Variations of Rainfall Over Sumatera Island*. Prosiding Workshop Pemanfaatan Iklim Untuk Pertanian di Sumatera Barat, 12-14 Agustus 2003, Padang.
- Nugroho, S., 2002. *Pengaruh El Nino Terhadap Curah Hujan tahun 1960-2000 di Sumatera Barat*. Skripsi Jurusan Geografi, FMIPA, UI, Depok
- Nugroho. S, Sayadi dan Budi Dwinanto, 2005. Variasi Hujan Harian di Stasiun Klimatologi Sicincin. *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, Vol. 6, No.3, September 2005.
- Juaeni. I, B. Tjasyono, Hanggorokasih dan M. A. Ratag. 2006. Periode Curah Hujan Dominan dan Hubungannya dengan Topografi. Extended Abstract. *Jurnal Sains dan Teknologi Modifikasi Cuaca*, UPTHB, BPPT, 7, No.2.
- Kurniaty, Tatty, 2003. *Variabilitas Elemen Iklim di Jawa Barat Ditinjau Dengan Analisis Korelasi Kanonik*. Jurnal Meteorologi dan Geofisika, Vol 4 No. 4, edisi Oktober – Desember 2003.
- PPGT-UI, 2001. *Pengelolaan Daerah Aliran Ci Tarum Hulu Berbasis SIG Tahap II*, Jural Geografi, FMIPA, Universitas Indonesia, Depok.
- Riamon, Y. dan W. Sulistya, 1999. *Variasi Curah Hujan Harian di Jakarta (Stasiun 96745)*, Buletin Meteorologi dan Geofisika, No.1, Jakarta.
- Roswintiarti, O. 2004. *Statistical Analysis and Numerical Simulations of the Intertropical Convergence Zone during Normal and ENSO Years*. PhD Dissertation, Marine, Earth and Atmospheric Sciences Graduate Program, North Carolina State University (NCSU).
- Sandy, I.M., 1987. *Iklim Regional Indonesia*. Jurusan Geografi, FMIPA, Universitas Indoneia, Depok.
- Suryantoro, A. 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.
- Thiebaud. C and S. Roques, 2005. Time-Scale and Time-Frequency Analyses of Irregularly Sampled Astronomical Time Series. *Eurasip Journal on Applied Signal Processing* 2005:15, 2486-2499
- Visa, J. 2007. *Fenomena Atmosfer yang Mempengaruhi Hujan di Wilayah Equator (Padang dan Pontianak)*. Extended Abstract. Prosiding Seminar Nasional Penelitian, Pendidikan dan Penerapan MIPA.UNY-Yogyakarta 25 Agustus 2007. ISBN: 978-970-99314-2-9
- Wheeler M.C., and H.H Hendon.2004. An all-season real-time multivariate MJO Index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1917-1932.
- Winarso, P.A. dan J. McBride, 2002. *Kapan Hujan Turun? Dampak Osilasi Selatan dan El Nino di Indonesia*. Information Series QIO2002, Departemen of Primary Industries Queensland.

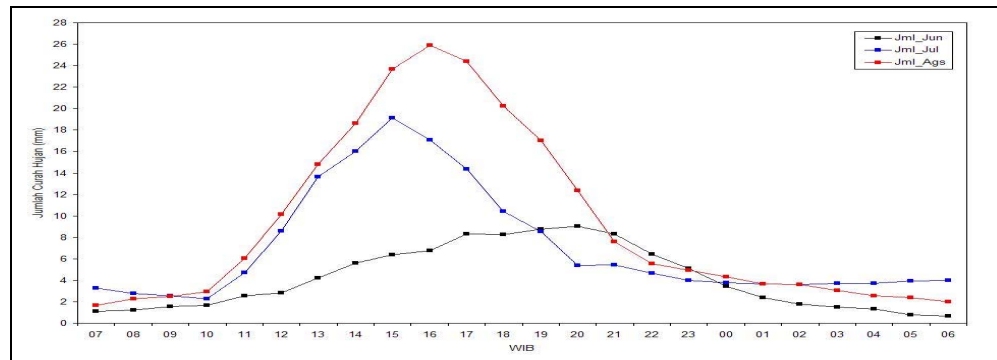
Lampiran Gambar.



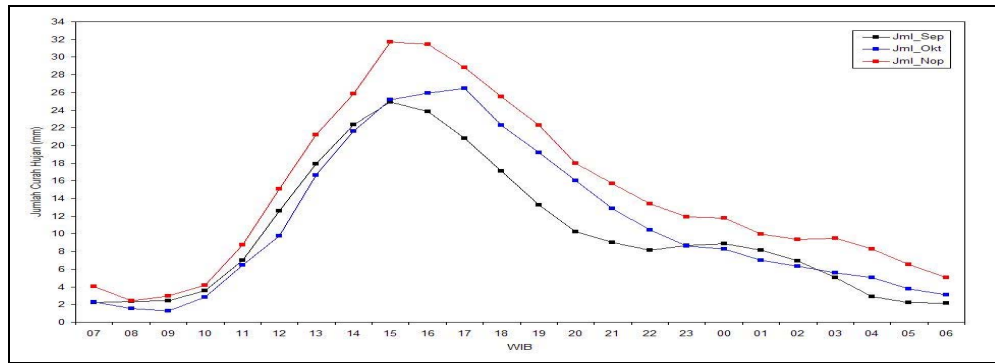
Gambar 5a. Variasi rata-rata jumlah curah hujan pada bulan Des, Jan, dan Feb



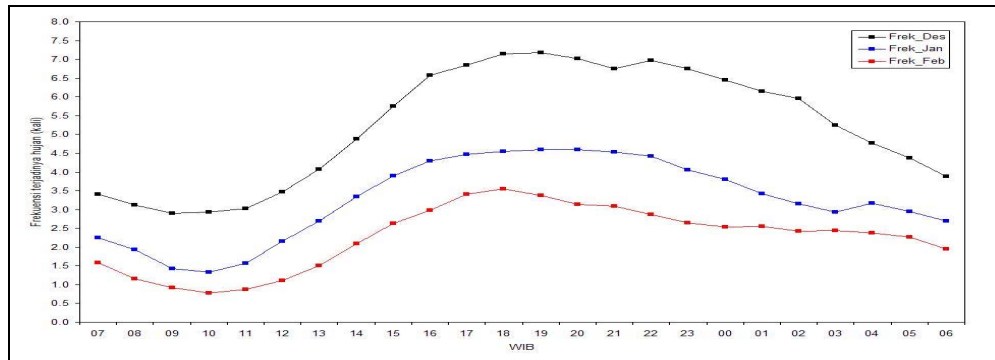
Gambar 5b. Variasi rata-rata jumlah curah hujan pada bulan Mar, Apr dan Mei



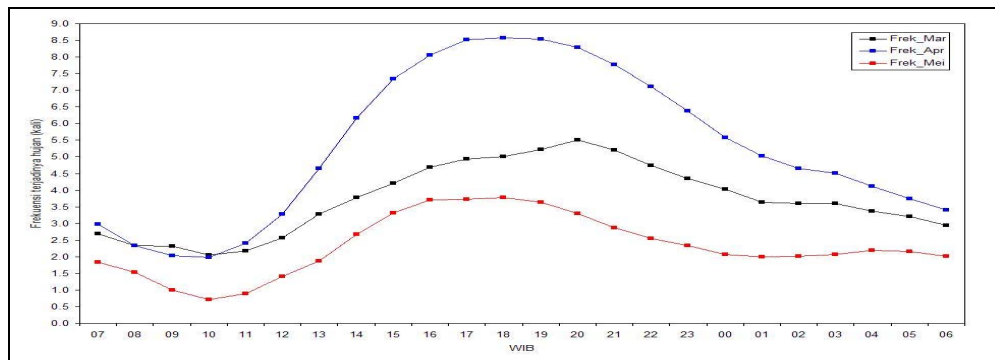
Gambar 5c. Variasi rata-rata jumlah curah hujan pada bulan Jun, Jul dan Ags



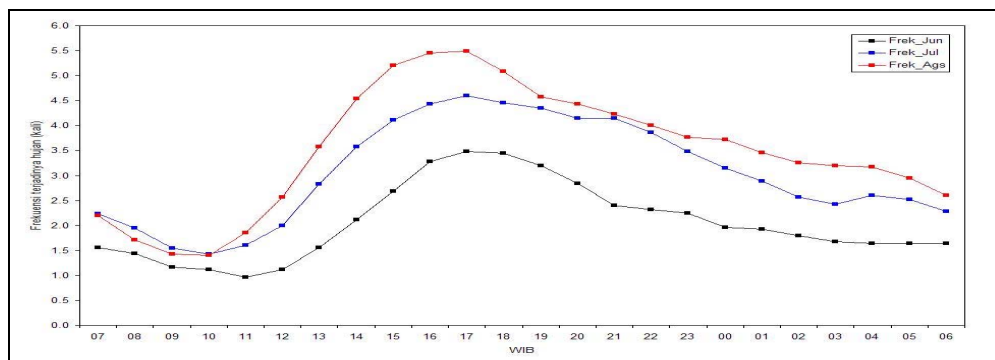
Gambar 5d. Variasi rata-rata jumlah curah hujan pada bulan Sep, Okt dan Nop



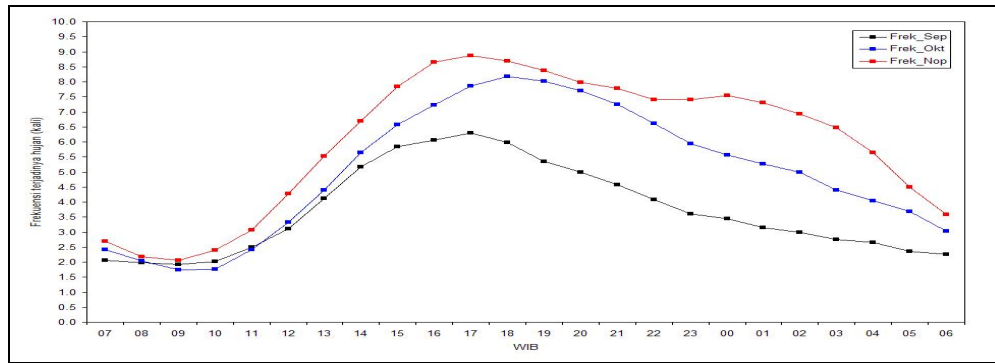
Gambar 6a. Variasi rata-rata frekuensi terjadinya hujan pada bulan Des, Jan dan Feb



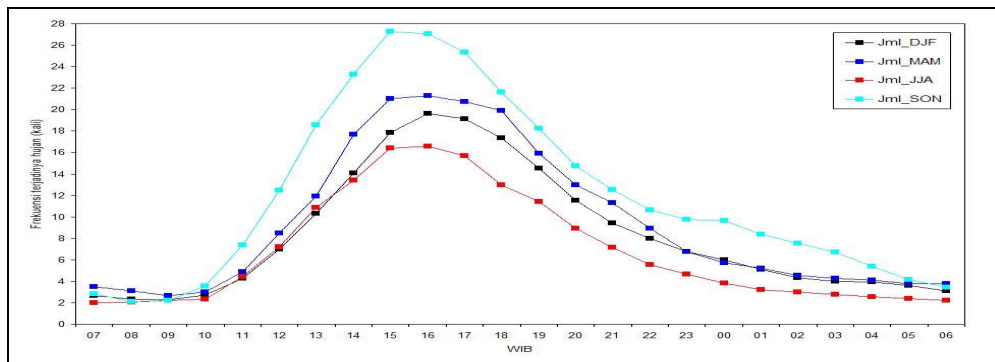
Gambar 6b. Variasi rata-rata frekuensi terjadinya hujan pada bulan Mar, Apr, dan Mei



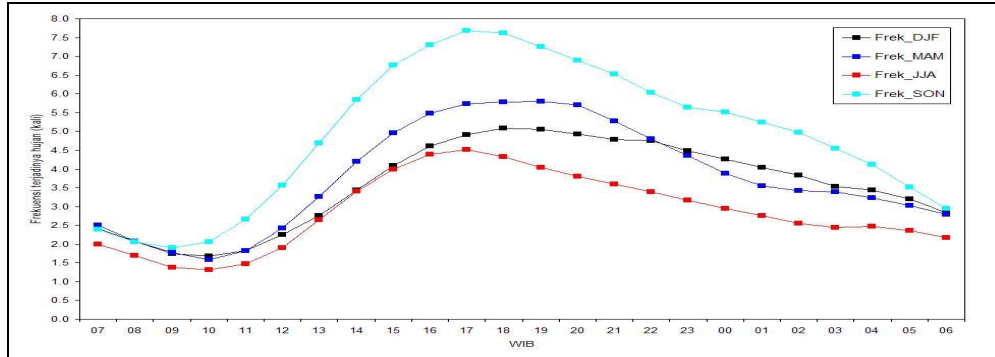
Gambar 6c. Variasi rata-rata frekuensi terjadinya hujan pada bulan Jun, Jul dan Ags



Gambar 6d. Variasi rata-rata frekuensi terjadinya hujan pada bulan Sep, Okt dan Nop



Gambar 7a. Variasi rata-rata jumlah curah hujan musiman (DJF, MAM, JJA, SON)



Gambar 7b. Variasi rata-rata frekuensi terjadinya hujan musiman (DJF, MAM, JJA, SON)

PENGARUH GAS CO₂ DAN SO₂ DI ATMOSFER TERHADAP pH AIR HUJAN DI BUKIT KOTOTABANG

Agusta Kurniawan

Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
Sumatera Barat

Abstract

One of the environmental phenomena related to the rain water is acid rain. Acid rain will bring the negative impacts for life. Acid rain was indicated by the value of pH which is under 5.6. pH measured in Bukit Kototabang on March and April 2008 were 4.74 and 4.938, respectively. Both of them were below 5.6, which mean that the acid rain had happened in Bukit Kototabang during this period, even though on the chemical perspective, it showed that acid rain happened in Bukit Kototabang was classified as light acid rain. It was believed that the SO₂ absorption from the atmosphere into the acid rain may affect the pH by its reaction that form sulphite acid (H₂SO₃) as the result.

Keywords : pH, Acid Rain, Gas Absorption, Sulphite Acid (H₂SO₃)

1. PENDAHULUAN

Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang merupakan salah satu stasiun pengamatan referensi udara bersih. Secara geografis Stasiun SPAG Bukit Kototabang terletak pada 100.32 BT, 0.20 LS dan pada ketinggian 864.5 meter di atas permukaan laut. Stasiun ini terletak pada lokasi yang jauh dari pemukiman dan aktivitas manusia agar udara yang diukur benar-benar alami sehingga dapat dijadikan referensi udara bersih.

Air hujan menjadi komponen pokok pada siklus hidrologi dan memegang peranan penting dalam siklus pelarutan bahan-bahan kimia di alam. Air hujan juga berperan sebagai pencuci berbagai polutan yang ada di atmosfer, dengan cara membawa polutan tersebut dari udara ke permukaan tanah dan ke permukaan air.

Tabel 1. Kisaran pH beberapa jenis air

No	Jenis Air	pH
1	Air Permukaan Bersih/Tak terpolusi	6,5 - 8,5
2	Air Permukaan Terkena Polusi	3,0 – 12,00
3	Air Hujan Bersih / Tak Terpolusi	4,6 – 6,1
4	Air Hujan yang terasamkan (Hujan Asam)	2,0 – 4,5
5	Air Tanah	≤2,0 – 12,0
6	Air Limbah Industri dan Limbah Rumah Tangga	≤ 1,0 – 12,0

Sumber : Miroslav & Vladimir, 1999

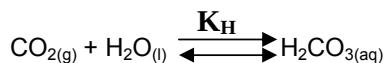
Salah satu parameter air hujan yang diukur adalah pH. pH didefinisikan sebagai logaritma negatif aktivitas ion hidrogen.

$$\text{pH} = -^{10}\log a\text{H}^+$$

Untuk larutan encer, aktivitas ion H⁺, sama dengan konsentrasi ion H⁺. Air hujan termasuk dalam larutan encer, sehingga pH dikatakan sebagai logaritma negatif konsentrasi H⁺.

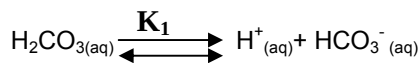
1.1 Kondisi Air Hujan Bersih

Air hujan yang bersih dan terpolusi hanya dipengaruhi oleh absorpsi gas CO_2 di atmosfer. Secara kimia absorpsi CO_2 di atmosfer oleh air hujan adalah sebagai berikut (Miroslav & Vladimir, 1999) :



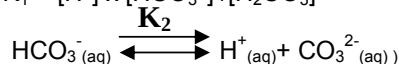
Konstanta Henry= K_H (konstanta pelarutan gas) :

$$K_H = [\text{H}_2\text{CO}_3]/p \text{ CO}_2$$



Konstanta Disosiasi (K_1) :

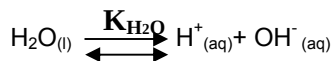
$$K_1 = [\text{H}^+] \times [\text{HCO}_3^-] / [\text{H}_2\text{CO}_3]$$



Konstanta Disosiasi (K_2) :

$$K_2 = [\text{H}^+] \times [\text{CO}_3^{2-}] / [\text{HCO}_3^-]$$

Disamping itu air sendiri mengalami reaksi disosiasi :



Konstanta Disosiasi Air ($K_{\text{H}_2\text{O}}$) :

$$K_{\text{H}_2\text{O}} = [\text{H}^+] \times [\text{OH}^-] / [\text{H}_2\text{O}]$$

Dimana :

- [] : konsentrasi
- $+$: muatan positif
- $-$: muatan negatif
- $p \text{ CO}_2$: tekanan parsial CO_2
- K_H : konstanta Henry (konstanta pelarutan gas)
- K_1 : konstanta disosiasi H_2CO_3
- K_2 : konstanta disosiasi HCO_3^-
- (l) : cairan
- (g) : gas
- (aq) : larutan

Dari kesemua reaksi itu terjadi keseimbangan muatan, karena larutan bersifat netral:

$$\text{Muatan positif} = \text{Muatan negatif}$$

$$[\text{H}^+] = [\text{OH}^-] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$$

Karena larutan bersifat asam ($[\text{H}^+] \gg [\text{OH}^-]$), maka konsentrasi ion hidroksi $[\text{OH}^-]$ dapat dieliminasi.

Dapat kita pertimbangkan bahwa konsentrasi ion karbonat jauh sangat kecil dibandingkan dengan ion bikarbonat ($[\text{CO}_3^{2-}] \ll [\text{HCO}_3^-]$), karena nilai $K_2 \ll K_1$, maka konsentrasi ion karbonat dapat dihilangkan.

Dengan menghilangkan komponen ion hidroksi $[\text{OH}^-]$ dan ion karbonat $[\text{CO}_3^{2-}]$, maka keseimbangan muatan larutan menjadi :

$$[\text{H}^+] = [\text{HCO}_3^-]$$

Oleh karena itu K_1 dapat dinyatakan sebagai :

$$K_1 = [\text{H}^+] \times [\text{HCO}_3^-] / [\text{H}_2\text{CO}_3]$$

$$= [\text{H}^+]^2 / [\text{H}_2\text{CO}_3]$$

$$[\text{H}^+] = \sqrt{K_1 \times [\text{H}_2\text{CO}_3]}$$

Besarnya $[H_2CO_3]$ dapat dicari dari konstanta Henry :

$$K_H = [H_2CO_3]/p_{CO_2}$$

sehingga,

$$[H_2CO_3] = K_H \times p_{CO_2}$$

Oleh karena itu besarnya konsentrasi H^+ dapat dicari dengan rumus

$$[H^+] = \sqrt{K_1 \times K_H \times p_{CO_2}}$$

Dari rumus tersebut maka dapat diketahui, pH air hujan pada kondisi udara bersih. Misalnya kita ambil contoh udara bersih dengan tekanan udara 1 atm, fraksi gas CO_2 sebesar 0,036%, temperatur udara $25^\circ C$, maka pH air hujan dapat dihitung sebagai berikut:

Dari referensi diketahui :

$$K_H \text{ } CO_2 \text{ pada } 25^\circ C = 0,031 \text{ mol L}^{-1} \text{ atm}^{-1}$$

$$K_1 \text{ } H_2CO_3 \text{ pada } 25^\circ C = 4,3 \times 10^{-7} \text{ mol L}^{-1}$$

$$K_2 \text{ } HCO_3^- \text{ pada } 25^\circ C = 5 \times 10^{-11} \text{ mol L}^{-1}$$

Pertama dihitung tekanan parsial CO_2 :

$$\begin{aligned} p_{CO_2} &= X_{CO_2} \times p_{Total} \\ &= (0,036/100) \times 1 \text{ atm} \\ &= 3,6 \times 10^{-4} \text{ atm} \end{aligned}$$

Setelah diketahui tekanan parsial CO_2 , dihitung besarnya konsentrasi H^+ :

$$\begin{aligned} [H^+] &= \sqrt{K_1 \times K_H \times p_{CO_2}} \\ &= \sqrt{4,3 \times 10^{-7} \times 0,031 \times 3,6 \times 10^{-4}} \\ &= 2,19 \times 10^{-4} \text{ mol L}^{-1} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} pH &= -\log [H^+] \\ &= -\log 2,19 \times 10^{-4} \text{ mol L}^{-1} \\ &= 5,6 \end{aligned}$$

Jadi daerah yang tak terpolusi dimana air hujan hanya dipengaruhi absorpsi gas CO_2 saja akan memiliki nilai pH 5,6.

1.2 Hujan Asam

Salah satu kepedulian masyarakat terhadap lingkungan saat ini adalah fenomena hujan asam. Fenomena ini muncul dengan indikasi bahwa pH air hujan yang terukur kurang dari 5,6. Angka 5,6 muncul dengan asumsi seperti di atas, bahwa pH air hujan hanya dipengaruhi oleh absorpsi gas CO_2 dari udara.

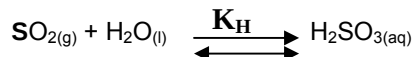
Penyebab hujan asam ditinjau dari sumbernya ada dua, yaitu proses alami dan aktivitas antropogenik. Proses alami, misalnya: gunung meletus, kebakaran hutan, sedangkan sumber antropogenik, misalnya: cerobong asap pabrik, pembangkit listrik tenaga batubara, pabrik bahan-bahan kimia dan kendaraan bermotor. Gas-gas prekursor penyebab hujan asam adalah SO_2 dan NO_x . Saat ini, lebih dari separo emisi global SO_2 dan NO_x berasal dari proses antropogenik. Namun untuk daerah-daerah yang terpencil dan jauh dari aktivitas manusia, adanya hujan asam dipengaruhi oleh keberadaan asam-asam lemah organik, seperti asam format dan asam asetat (Miroslav & Vladimir, 1999).

Hujan asam membawa efek negatif bagi kehidupan. Hujan asam dapat mengasamkan sungai dan danau, yang memicu pelarutan kembali aluminium dari sedimen, seiring dengan turunnya pH berimplikasi terhadap kematian ikan-ikan. Kematian banyak ikan salmon karena pengaruh hujan asam banyak dilaporkan di daerah Kanada, Amerika Serikat dan Skandinavia. Pelarutan kembali aluminium dari sedimen dapat merusak akar tanaman dan mengganggu pengambilan nutrisi oleh tanaman, akibatnya daun-daun menjadi coklat dan tanaman menjadi kerdil, kejadian ini pertama kali dilaporkan di Jerman pada pertengahan tahun 1970. Hujan asam mengakibatkan percepatan korosi

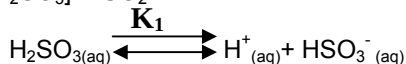
besi dan melarutkan bangunan-bangunan yang mengandung kapur/batuan. Rusaknya banyak monumen-monumen bersejarah karena hujan asam banyak didokumentasikan di Eropa, Amerika Utara dan Asia. Hujan asam juga berpengaruh buruk bagi kesehatan, karena terlarutnya logam-logam berat kembali ke dalam air, sehingga akan terakumulasi ke dalam air minum dan rantai makanan (Miroslav & Vladimir, 1999).

1.3 Pengaruh Absorpsi Gas SO₂ di Atmosfer terhadap pH Air Hujan

Sulfur Dioksida (SO₂) terdapat dalam kadar kecil di atmosfer, tetapi memiliki konstanta disosiasi dan kelarutan dalam air yang besar.



Konstanta Henry = $K_H = [\text{H}_2\text{SO}_3]/P \text{ SO}_2$



Konstanta Disosiasi (K₁)

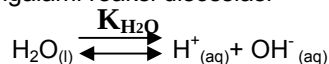
$$K_1 = [\text{H}^+] \times [\text{HSO}_3^-] / [\text{H}_2\text{SO}_3]$$



Konstanta Disosiasi (K₂)

$$K_2 = [\text{H}^+] \times [\text{SO}_3^{2-}] / [\text{HSO}_3^-]$$

Di samping itu air sendiri mengalami reaksi disosiasi



Konstanta Disosiasi Air (K_{H₂O})

$$K_{\text{H}_2\text{O}} = [\text{H}^+] \times [\text{OH}^-] / [\text{H}_2\text{O}]$$

Dimana :

- [] : konsentrasi
- ⁺ : muatan positif
- ⁻ : muatan negatif
- P SO₂ : tekanan parsial SO₂
- K_H : konstanta Henry (konstanta pelarutan gas)
- K₁ : konstanta disosiasi H₂SO₃
- K₂ : konstanta disosiasi HSO₃⁻

Dengan cara yang sama pada pelarutan gas SO₂ maka didapatkan konsentrasi H⁺ sebagai berikut :

$$[\text{H}^+] = \sqrt{K_1 \times K_H \times p_{\text{SO}_2}}$$

Dari rumus tersebut maka dapat diketahui, pH air hujan pada kondisi udara tercemar SO₂. Misalnya kita ambil contoh tekanan udara 1 atm, fraksi SO₂ di udara sebesar 5 x 10⁻⁷ % , maka pH air hujan dapat dihitung sebagai berikut:

Dari referensi diketahui bahwa:

$$K_H \text{ SO}_2 \text{ pada } 25^\circ\text{C} = 2,0 \text{ mol L}^{-1} \text{ atm}^{-1}$$

$$K_1 \text{ H}_2\text{SO}_3 \text{ pada } 25^\circ\text{C} = 2,0 \times 10^{-2} \text{ mol L}^{-1}$$

Tekanan parsial SO₂ :

$$\begin{aligned} p \text{ SO}_2 &= X \text{ SO}_2 \times P \text{ Udara} \\ &= (5 \times 10^{-7} / 100) \times 1 \text{ atm} \\ &= 5 \times 10^{-9} \text{ atm} \end{aligned}$$

Setelah diketahui tekanan parsial SO₂, dihitung besarnya konsentrasi H⁺.

Konsentrasi H⁺ dapat ditentukan :

$$\begin{aligned} [\text{H}^+] &= \sqrt{K_1 \times K_H \times p_{\text{SO}_2}} \\ &= \{ 2,0 \times 10^{-2} \times 2,0 \times 5 \times 10^{-9} \}^{0,5} \end{aligned}$$

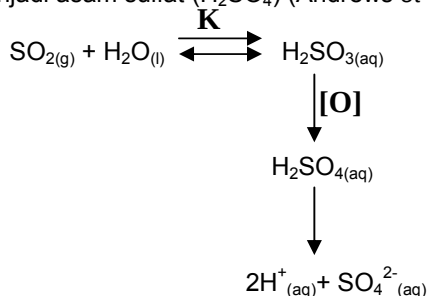
$$= \{ 2,0 \times 10^{-10} \}^{0,5} \text{ mol L}^{-1}$$

$$\begin{aligned} \text{pH} &= -\log [\text{H}^+] \\ &= -\log \{ 2,0 \times 10^{-10} \}^{0,5} \text{ mol L}^{-1} \\ &= 4,85 \end{aligned}$$

Jadi daerah yang tercemar SO_2 dengan tekanan parsial 5×10^{-9} atm dimana air hujan dipengaruhi oleh absorpsi gas SO_2 akan memiliki nilai pH 4.85.

1.4 Kondisi Polusi Udara Yang Parah

Polusi udara yang sangat parah akan tercapai bila gas SO_2 yang larut dalam air tadi teroksidasi seluruhnya menjadi asam sulfat (H_2SO_4) (Andrews *et al.*, 1996)



Disini diambil contoh kondisi udara tercemar gas SO_2 dengan tekanan parsial SO_2 5×10^{-9} atm dan semuanya teroksidasi menjadi asam sulfat (H_2SO_4), maka pH air hujan diperkirakan menjadi :

Dari referensi diketahui bahwa:

Satu mol gas pada STP (1 atm, 25°C) akan mempunyai volume $0,0245 \text{ m}^3$, Sehingga mol SO_2 pada suhu 25°C dan dengan tekanan parsial SO_2 5×10^{-9} atm

Dengan rumus gas ideal:

$$pV=nRT$$

Maka diketahui suhu gas ideal sama dengan kondisi suhu saat tercemar (25°C).

$$\begin{aligned} T_1 &= T_2 \\ (p_1 V_1 / n_1) &= (p_2 V_2 / n_2) \\ n_2 / V_2 &= (p_2 n_1 / p_1 V_1) \end{aligned}$$

Dimana

p_1 = Tekanan gas pada STP (1 atm)

V_1 = Volume gas pada STP ($0,0224 \text{ m}^3$)

T_1 = Temperatur pada STP (25°C)

n_1 = mol gas pada STP

p_2 = Tekanan gas SO_2

V_2 = Volume gas gas SO_2

T_2 = Temperatur gas SO_2

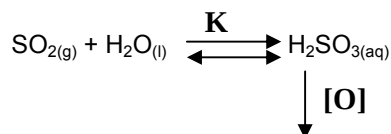
n_2 = mol gas gas SO_2

R = Konstanta gas ideal

Maka mol SO_2 per meter kubik udara

$$\begin{aligned} \text{mol SO}_2 &= 5 \times 10^{-9} / 0,0245 \\ &= 2,04 \times 10^{-7} \text{ mol} \end{aligned}$$

Sesuai dengan reaksi

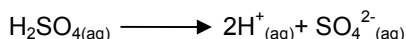




Diasumsikan volume tetesan air hujan sebesar 0,001 L, maka konsentrasi asam sulfat H_2SO_3 yang dihasilkan sebesar mol SO_2 dibagi volume tetesan air hujan

$$[\text{H}_2\text{SO}_3] = n\text{SO}_2 / \text{Volume air hujan} \\ = 2,04 \times 10^{-7} \text{ mol} / 0,001 \text{ L}$$

Asam sulfat H_2SO_4 tergolong asam kuat dan di dalam air akan terdisosiasi membentuk dua proton H^+ . Sesuai dengan reaksi

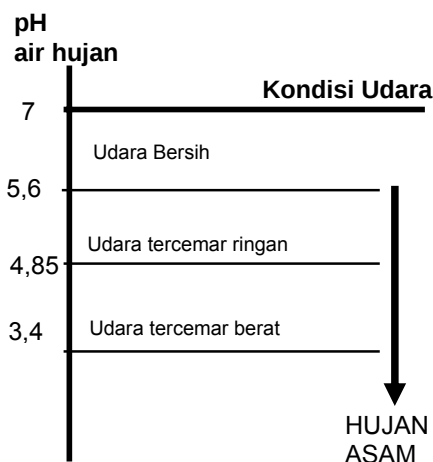


Sehingga konsentrasi proton sama dengan dua kali konsentrasi asam sulfat

$$[\text{H}^+] = 2 \times [\text{H}_2\text{SO}_4] \\ = 2 \times 2,04 \times 10^{-4} \text{ mol L}^{-1} \\ = 4,08 \times 10^{-4} \text{ mol L}^{-1}$$

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+] \\ = -\log 4,08 \times 10^{-4} \text{ mol L}^{-1} \\ = 3,4$$

Jadi daerah yang sangat tercemar SO_2 dimana air hujan dipengaruhi oleh absorpsi gas SO_2 atmosfer dengan tekanan parsial 5×10^{-9} atm yang semuanya teroksidasi dan berubah menjadi asam sulfat akan memiliki nilai pH 3,4.



Gambar 1. Gambaran kondisi udara terhadap pH air hujan

2. METODE

Sampel hujan diambil satu minggu sekali sesuai dengan jadwal yang telah ditentukan dengan alat Automatic Rain Water Sampler (AR-WS) tipe Ecotech AR200. Sampel hujan ini selanjutnya diukur pH-nya. Pengukuran pH dilakukan dengan menggunakan alat pH meter inoLab pH Level 1. Pengukuran pH air hujan dilakukan dengan cara mencelupkan elektroda pH meter ke dalam sampel, nilai pH akan terbaca pada display alat. Pengukuran curah hujan menggunakan Gelas Ukur 25 mm standar BMG (untuk corong 100 cm²).

Untuk menjaga kualitas data hasil pengukuran, minimal setiap hari sekali sebelum pengukuran pH, instrumen dikalibrasi dengan larutan buffer pH 4,0 dan pH 7,0. Dengan

tanpa ada pengaturan suhu larutan. Kalibrasi instrumen pH meter inoLab pH Level 1, dengan metode otomatis Kalibrasi. Caranya Larutan buffer pH 7,0 dimasukkan ke dalam gelas piala, lalu dicatat pH dan Tegangan (mV), kemudian Larutan buffer pH 4,0 dimasukkan ke dalam gelas piala, lalu dicatat pH dan tegangan (mV). Instrumen pH meter inoLab pH Level 1 masih berfungsi dengan baik jika slope mV/pH berada dalam kisaran range -60,5 sampai -58. Selama proses kalibrasi slope mV/pH selalu terbaca dalam range -60,5 sampai -58, dan dari kalibrasi terakhir nilai slope mV/pH terbaca -59.

Penggunaan akuades sebagai bahan pelarut dan pencuci alat-alat gelas dikontrol dengan ketat. Untuk menjaga kebersihan dan menghindari kontaminasi dari alat-alat, akuades yang digunakan merupakan hasil pemurnian dari alat Ultra Pure Water System dengan konduktivitas sampai $0,055 \mu\text{Scm}^{-1}$, sehingga kontaminasi sangat diminimalkan (Operator's Manual Ultra-Pure Water System Ultra Clear, 2005).

Pengambilan sampel gas rumah kaca dilakukan dengan menggunakan *Airkit Flask Sampler*. Sampel gas yang diperoleh kemudian dianalisis lebih lanjut di Climate Monitoring and Diagnostic Laboratory (CMDL) NOAA. Gas CO_2 akan dianalisis dengan menggunakan metode *Non-Dispersive Intra Red* (NDIR). Data gas CO_2 dibuat rata-rata bulanan, bulan Maret dan April 2008 (Nahas *et al.*, 2008)

Data gas SO_2 rata-rata bulanan, untuk Maret dan April 2008, diperoleh dari data *passive gas sampler*. Filter passive gas yang telah diberi senyawa pemerangkap gas dipasang di holdernya, gas SO_2 secara pasif akan terperangkap ke dalam filter, setelah 7 hari kemudian filter tersebut dilepas dan dikirim ke Laboratorium Instrumentasi Pusat, Badan Meteorologi dan Geofisika untuk dianalisa kandungan gas SO_2 nya. Sedangkan data tekanan udara bulanan diperoleh dari Automatic Weather Station (AWS).

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1 pH Hasil Pengukuran

Untuk perhitungan pH rata-rata bulanan dapat dihitung dengan cara berikut:

$$\begin{aligned} \text{Konsentrasi } \text{H}^+ \text{ rata-rata bulanan} &= (\text{total konsentrasi } \text{H}^+) / \text{total curah hujan} \\ \text{pH rata-rata bulanan} &= -\log \text{Konsentrasi } \text{H}^+ \text{ rata-rata bulanan} \end{aligned}$$

Untuk bulan Maret 2008 :

$$\text{Total curah hujan bulan Maret} = 20 + 63 + 151 + 176 + 29 = 439 \text{ mm}$$

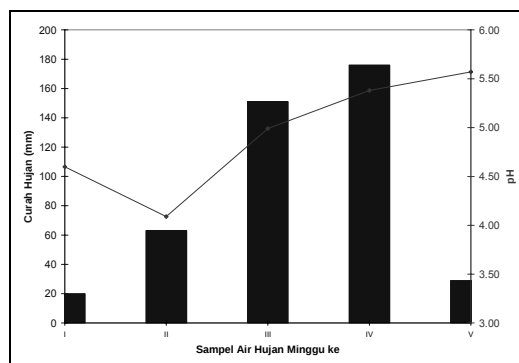
$$\begin{aligned} \text{Total Konsentrasi } \text{H}^+ &= (10^{-4,6} \times 20) + (10^{-4,09} \times 63) + (10^{-4,99} \times 151) + (10^{-5,38} \times 176) + \\ &\quad (10^{-5,57} \times 29) / 439 \\ &= 0,007980127 / 439 \\ &= 1,817 \times 10^{-5} \text{ mol L}^{-1} \end{aligned}$$

Tabel 2. Data Air Hujan Bulan Maret 2008

Minggu Ke	Tanggal Pengambilan Sampel	Curah Hujan (mm*)	pH
I	3	20	4,6
II	10	63	4,09
III	17	151	4,99
IV	24	176	5,38
V	31	29	5,57

*)mm = gelas ukur BMG untuk corong 100 cm²
Sumber : Data primer, 2008

$$\begin{aligned} \text{pH rata-rata bulan Maret} &= -\log \text{Total Konsentrasi } \text{H}^+ \text{ bulan Maret} \\ &= -\log 1,817 \times 10^{-5} \text{ mol L}^{-1} \\ &= 4,74 \end{aligned}$$



Gambar 2. Grafik Hubungan Curah Hujan dengan pH pada sampel Air Hujan Bulan Maret 2008

Untuk melihat hubungan antara curah hujan dengan pH pada bulan Maret 2008 dilakukan dengan melihat data dari Gambar 2. Data curah hujan bulan Maret 2008 menunjukkan terendah pada minggu I sebesar 20 mm dan tertinggi pada minggu IV sebesar 176 mm. Sedangkan dari data pH mingguan bulan Maret 2008, pH yang terendah pada Minggu II sebesar 4,09 dan pH tertinggi 5,57. Dari komparasi antara pH dan curah hujan tidak nampak ada hubungan yang signifikan. Pada curah hujan tertinggi ternyata pH yang terukur justru lebih besar, seharusnya terjadi proses pencucian atmosfer. Demikian pula sebaliknya, saat curah hujan kecil, pH yang terukur bukan merupakan yang paling tinggi.

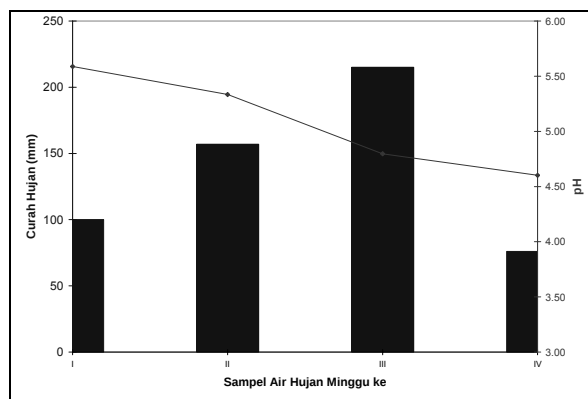
Data pH mingguan bulan Maret didukung oleh pH rata-rata bulan Maret sebesar 4,74, dimana semua nilai pH yang terukur berada di bawah nilai 5,6. Hal itu menunjukkan di Bukit Kototabang bulan Maret 2008 telah terjadi hujan asam, walaupun dari kajian teoritis masuk dalam hujan asam ringan. Adanya pengaruh absorpsi gas SO_2 di atmosfer ke dalam air hujan sangat mungkin mempengaruhi kondisi ini, sehingga gas tersebut terlarut dan menjadi asam sulfat (H_2SO_4).

Tabel 3. Data Air Hujan Bulan April 2008

Minggu Ke	Tanggal Pengambilan Sampel	Curah Hujan (mm*)	pH
I	7	100	5,588
II	14	157	5,334
III	21	215	4,797
IV	28	76	4,602

*)mm = gelas ukur BMG untuk corong 100 cm²

Sumber : Data primer, 2008



Gambar 3. Grafik Hubungan Curah Hujan dengan pH pada sampel Air Hujan Bulan April 2008

Untuk bulan April 2008:

Total curah hujan bulan April = 100 + 157 + 215 + 76 = 548 mm

$$\begin{aligned}
 \text{Total Konsentrasi } H^+ &= (10^{-5,588} \times 100) + (10^{-5,334} \times 157) + \\
 &\quad (10^{-4,797} \times 215) + (10^{-4,602} \times 76) / 548 \\
 &= 0,006317 / 548 \\
 &= 1,15278 \times 10^{-05} \text{ mol L}^{-1}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{pH rata-rata bulan April} &= -^{10}\log \text{ Total Konsentrasi } H^+ \text{ bulan April} \\
 &= -^{10}\log 1,15278 \times 10^{-05} \text{ mol L}^{-1} \\
 &= 4,938
 \end{aligned}$$

Dengan menggunakan analogi yang sama, hubungan antara pH air hujan dengan curah hujan bulan April 2008 dapat dilihat. Data curah hujan bulan April 2008 menunjukkan terendah pada minggu IV sebesar 76 mm dan tertinggi pada minggu III sebesar 215 mm. Sedangkan dari data pH mingguan bulan April 2008, pH yang terendah pada Minggu IV sebesar 4,602 dan pH tertinggi 5,588 pada Minggu I. Dari perbandingan antara pH dan curah hujan pada bulan April 2008 menunjukkan bahwa adanya kecenderungan semakin tinggi curah hujan semakin rendah pH yang terukur, hal itu nampak dari data minggu I sampai minggu III. Fenomena itu dikenal dengan istilah *washing out* atau proses pencucian atmosfer. Anomali muncul saat curah paling kecil pada minggu IV April 2008, saat curah hujan paling kecil, pH yang terukur juga yang paling kecil. Anomali muncul karena adanya perbedaan konsentrasi gas CO₂ dan SO₂.

3.2 pH Hasil Perhitungan

Untuk menghitung pengaruh konsentrasi gas CO₂ dan SO₂ masing-masing terhadap pH air hujan, maka digunakan data-data berikut:

CO₂

Maret 2008 = 384,1 ppmv

April 2008 = 380,3 ppmv

Tekanan udara

Maret 2008 = 916,0 mbar = 0,9040217 atm

April 2008 = 915,6 mbar = 0,9036269 atm

SO₂

Maret 2008 = 0,0050 ppm

April 2008 = 0,0053 ppm

- Untuk bulan Maret 2008

$$\text{Fraksi CO}_2 = 384,1 \text{ ppmv} = 384,1 \times 10^{-6}$$

$$\text{Tekanan parsial CO}_2 = \text{fraksi CO}_2 \times \text{Tek. Udara}$$

$$= X_{\text{CO}_2} \times p_{\text{udara}}$$

$$= 384,1 \times 10^{-6} \times 0,9040217 \text{ atm}$$

$$= 3,4 \times 10^{-4} \text{ atm}$$

Konsentrasi ion H⁺ karena absorpsi CO₂

$$[H^+] = \sqrt{K_1 \times K_H \times p_{\text{CO}_2}}$$

$$= \sqrt{4,3 \times 10^{-7} \times 0,031 \times 3,4 \times 10^{-4}}$$

$$= 2,13 \times 10^{-6} \text{ mol L}^{-1}$$

$$\text{Fraksi SO}_2 = 0,0050 \text{ ppm} = 5 \times 10^{-9}$$

$$\text{Tekanan parsial SO}_2 = \text{fraksi SO}_2 \times \text{tekanan udara}$$

$$= X_{\text{SO}_2} \times p_{\text{udara}}$$

$$= 5 \times 10^{-9} \times 0,9040217 \text{ atm}$$

$$= 4,5 \times 10^{-9} \text{ atm}$$

Konsentrasi H^+ karena absorpsi SO_2 :

$$\begin{aligned}[H^+] &= \sqrt{K_1 \times K_H \times p_{SO_2}} \\ &= \sqrt{2,0 \times 10^{-2} \times 2,0 \times 4,5 \times 10^{-9}} \\ &= 1,34 \times 10^{-5} \text{ mol L}^{-1}\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\text{Total Konsentrasi } H^+ &= [H^+]_{CO_2} + [H^+]_{SO_2} \\ &= (2,13 \times 10^{-6} + 1,34 \times 10^{-5}) \text{ mol L}^{-1} \\ &= 1,55 \times 10^{-5} \text{ mol L}^{-1}\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}pH &= -\log [H^+] \\ &= -\log 1,55 \times 10^{-5} \text{ mol L}^{-1} \\ &= 4,81\end{aligned}$$

Maka pH air hujan hasil perhitungan untuk bulan Maret 2008 sebesar 4,81.

- Untuk bulan April 2008
Fraksi $CO_2 = 380,3 \text{ ppmv} = 380,3 \times 10^{-6}$
Tekanan parsial $CO_2 = \text{fraksi } CO_2 \times \text{Tek. Udara}$
 $= X_{CO_2} \times p_{udara}$
 $= 380,3 \times 10^{-6} \times 0,9036269 \text{ atm}$
 $= 3,44 \times 10^{-4} \text{ atm}$

Konsentrasi ion H^+ karena absorpsi CO_2 :

$$\begin{aligned}[H^+] &= \sqrt{K_1 \times K_H \times p_{CO_2}} \\ &= \sqrt{4,3 \times 10^{-7} \times 0,031 \times 3,44 \times 10^{-4}} \\ &= 2,14 \times 10^{-6} \text{ mol L}^{-1}\end{aligned}$$

Fraksi $SO_2 = 0,0053 \text{ ppm} = 5,3 \times 10^{-9}$

$$\begin{aligned}\text{Tekanan parsial } SO_2 &= \text{fraksi } SO_2 \times \text{tekanan udara} \\ &= X_{SO_2} \times p_{udara} \\ &= 5,3 \times 10^{-9} \times 0,9040217 \text{ atm} \\ &= 4,79 \times 10^{-9} \text{ atm}\end{aligned}$$

Konsentrasi H^+ karena absorpsi SO_2 :

$$\begin{aligned}[H^+] &= \sqrt{K_1 \times K_H \times p_{SO_2}} \\ &= \sqrt{2,0 \times 10^{-2} \times 2,0 \times 4,79 \times 10^{-9}} \\ &= 1,38 \times 10^{-5} \text{ mol L}^{-1}\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\text{Total Konsentrasi } H^+ &= [H^+]_{CO_2} + [H^+]_{SO_2} \\ &= (2,14 \times 10^{-6} + 1,38 \times 10^{-5}) \text{ mol L}^{-1} \\ &= 1,60 \times 10^{-5} \text{ mol L}^{-1}\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}pH &= -\log [H^+] \\ &= -\log 1,55 \times 10^{-5} \text{ mol L}^{-1} \\ &= 4,80\end{aligned}$$

Maka pH air hujan hasil perhitungan untuk bulan April 2008 sebesar 4,80.

4. KESIMPULAN

Dari data rata-rata pH air hujan di Bukit Kototabang bulan Maret 2008 sebesar 4,74 dan bulan April 2008 sebesar 4,938. Kedua nilai tersebut berada di bawah pH 5,6 hal itu menunjukkan telah terjadi Hujan Asam di Bukit Kototabang bulan Maret dan April 2008, walaupun demikian dari kajian teoritis menunjukkan bahwa hujan asam di Bukit Kototabang tergolong hujan asam ringan, kemungkinan karena adanya pengaruh absorpsi gas SO_2 di atmosfer ke dalam air hujan, dan menjadi asam sulfat (H_2SO_4).

5. UCAPAN TERIMA KASIH

Terimakasih penulis ucapkan kepada Ibu Tuti MHW dan staf (Laboratorium Kualitas Udara, BMKG Pusat) yang telah memberikan data passive gas Bukit Kototabang 2008.

6. DAFTAR ACUAN

Andrews, J.E., P. Brimblecombe, T. D. Jickells, P. S. Liss. 1996. *An Introduction to Environmental Chemistry*, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Blackwell Sciences, UK.

Anonim, 2005. *Operator's Manual Ultra-Pure Water System Ultra Clear*. SG Wasseraufbereitung und Regenerierstation GmbH, Germany.

Miroslav, R. and B. N. Vladimir. 1999. *Practical Environmental Analysis*. The Royal Society of Chemistry, Cambridge.

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

PERBANDINGAN HASIL PENGUKURAN RADIASI GLOBAL PIRANOMETER EPPLEY QPSP DENGAN QMS101 DI STASIUN GAW BUKIT KOTOTABANG

Herizal & Sugeng Nugroho

Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang
Sumatera Barat

Abstract

Measurement of global solar radiation has been conducted since the end of 1995 by using QPSP Eppley Pyranometer at Bukit Kototabang GAW Station. By the end of 1999 at the same site, instrument for monitoring surface weather parameters, Mobile Automatic Weather Station commonly called MAWS was also installed there. One sensor of the MAWS is QMS101 to monitor global solar radiation. The aims of this paper are to compare measurement data for both measurements using statistics parameter called Mean Absolute Error (MAE) and to determine year on year QMS101 pyranometer sensitivity by considering the QPSP Eppley Pyranometer as the correct value. Result showed that the sensitivity is changing by 3.36% per year. It was suggested to apply the correction factor for QMS101 pyranometer in order to fix to the correct value.

Keywords: *Global Solar Radiation, QPSP Pyranometer, QMS101 Pyranometer, Bukit Kototabang*

1. PENDAHULUAN

Matahari adalah sumber energi utama yang menggerakkan proses-proses yang ada di dalam bumi, laut dan atmosfer. Gerakan dan proses yang ada didalam dan permukaan atmosfer membentuk sistem cuaca dan iklim bumi. Setiap saat matahari memancarkan sinarnya. Bila matahari dipandang sebagai benda hitam maka menurut hukum Stefan Boltzman matahari memancarkan fluks sinaran yang besarnya berbanding lurus dengan pangkat empat temperaturnya.

Pada jarak rata-rata Bumi-Matahari radiasi tegak lurus (normal) yang diterima satu satuan luas puncak atmosfer besarnya rata-rata 1367 Wm^{-2} . Bilangan tersebut dikenal sebagai tetapan matahari (*solar constant*). Karena lintas bumi mengelilingi matahari berbentuk ellips maka jarak antara Bumi-Matahari selalu berubah-ubah. Demikian juga sinaran yang diterima satuan luas puncak atmosfer tidak selalu tegak lurus sinaran. Oleh karena itu untuk menggambarkan sinaran ril yang diterima puncak atmosfer digunakan besaran *Extra Terrestrial Solar radiation* (ETR). ETR tidak lain adalah variasi radiasi yang diterima satu satuan luas puncak atmosfer yang variasinya disebabkan oleh pola gerakan bumi mengedari matahari berbentuk elips dan gerakan bumi mengedari porosnya.

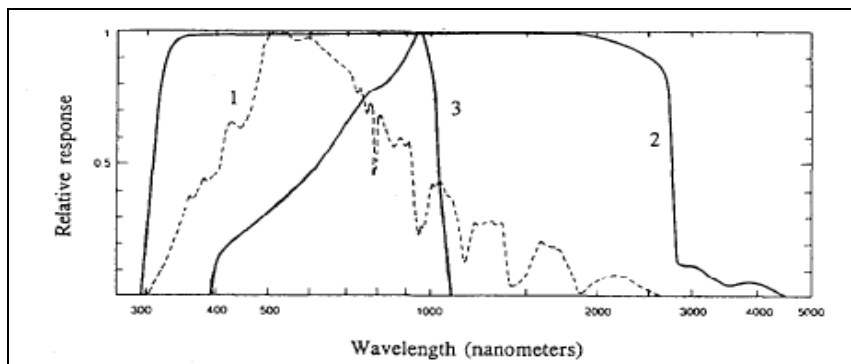
Selama melewati atmosfer sekitar 25% energi sinaran tersebut dipantulkan, diserap dan dihamburkan oleh berbagai gas dan partikel di dalam atmosfer. Selanjutnya, sisanya, sejumlah 75% sampai ke permukaan bumi. Data radiasi matahari global yang diterima permukaan bumi diperlukan untuk berbagai kajian seperti : pemanfaatan energi terbarukan, pertanian, arsitektur dan perubahan iklim. Meskipun data radiasi global diperlukan untuk berbagai kepentingan, namun data ini termasuk data yang sulit didapatkan di stasiun-stasiun cuaca dikarenakan mahalnya peralatan untuk mengukur

radiasi matahari. Instrumen untuk mengukur radiasi global matahari yang diterima permukaan bumi dinamakan piranometer.

Secara umum ada dua tipe piranometer yang digunakan orang untuk mengukur radiasi matahari global, yaitu piranometer dengan sensor termopile dan piranometer dengan sensor photovoltaic (PV). Piranometer dengan sensor termopile merupakan alat yang sangat baik untuk mengukur radiasi matahari karena sensitivitasnya terhadap spektrum radiasi matahari hampir konstan untuk seluruh rentang panjang gelombang serta instrumen ini dilengkapi dengan sirkuit kompensasi temperatur sehingga dapat mengurangi kesalahan yang diakibatkan perubahan temperatur udara ambien. Piranometer Eppley QPSP yang dipasang di Bukit Kototabang merupakan piranometer dengan sensor termopile yang masuk kategori instrumen kelas pertama untuk mengukur radiasi matahari global menurut Badan Meteorologi Dunia (WMO). Piranometer dengan sensor termopile dikenal dengan sebagai piranometer dengan akurasi yang tinggi sehingga wajar jika harga piranometer ini cukup mahal dan tidak begitu banyak digunakan orang.

Untuk kegiatan yang tidak memerlukan data dengan akurasi yang tinggi piranometer dengan sensor PV cukup baik digunakan. Namun untuk mendapatkan data dengan akurasi yang baik dari piranometer ini maka koreksi perlu dilakukan. Tanpa koreksi maka pengukuran radiasi matahari global menggunakan piranometer PV akan berbeda lebih dari 10% dari pengukuran radiasi matahari menggunakan alat yang mampu mendeteksi radiasi matahari seluruh panjang gelombang (King LD dan Myers D, 1997). WMO mengklasifikasikan piranometer dengan sensor PV sebagai instrumen kelas dua.

Untuk mengukur radiasi matahari global yang diterima permukaan bumi Stasiun GAW Bukit Kototabang memasang satu buah piranometer dengan sensor termopile (Eppley QPSP), Pertengahan tahun 1999 Stasiun GAW Bukit Kototabang mendapatkan data radiasi matahari global lain dari alat pengukur cuaca otomatis, yang salah satu sensornya adalah piranometer QMS101. Piranometer QMS101 termasuk piranometer dengan sensor PV. Piranometer QMS101 termasuk piranometer kelas dua menurut WMO. Paper ini akan mengkaji perbedaan pengukuran radiasi matahari global di Bukit Kototabang dengan piranometer Eppley QPSP dipakai sebagai referensi dan piranometer QMS101 yang akan dikoreksi pembacaannya.



Gambar 1. Respon spektral piranometer termopile dan PV. 1 = Distribusi spektral radiasi matahari pada permukaan laut, 2 = Respon relatif piranometer termopile dan 3 = respon relatif piranometer PV

2. DATA DAN METODE

Dua buah piranometer untuk mengukur radiasi matahari global telah terpasang di Bukit Kototabang sejak tahun 1999. Kedua buah piranometer itu adalah Piranometer Eppley QPSP dan Piranometer QMS101. Kedua sensor untuk mengukur radiasi matahari dipasang pada ketinggian yang sama sekitar 7 meter dari dasar stasiun. Eppley QPSP

diambil sebagai standar karena instrumen ini mempunyai kelas yang lebih tinggi dari QMS101. Dengan demikian QMS101 sebagai alat yang akan diuji readibilitasnya (prediktan). Metode *Mean Absolute Error* (MAE) digunakan untuk mengetahui keakuratan hasil pengukuran dengan menggunakan QMS101. Untuk mendapatkan faktor koreksi dari hasil pengukuran instrument QMS101 terhadap hasil pengukuran QPSP (nilai yang dianggap benar) digunakan persamaan regresi linier sederhana.



Gambar 2. Instrumen Piranometer QMS101 (a) dan Piranometer Eppley QPSP (b) yang terdapat di Bukit Kototabang

Selanjutnya pada masing-masing tahun diambil sampel 3 bulan data, yaitu : April, Juli dan November. Masing-masing bulan mewakili corak cuaca yang berbeda, bulan April mewakili puncak pertama musim hujan, bulan Juli mewakili selang kering dan bulan November mewakili puncak kedua musim hujan.

Persamaan MAE dapat ditulis :

$$MAE = \frac{\sum_{k=1}^n Abs(X_k - Y_k)}{n}$$

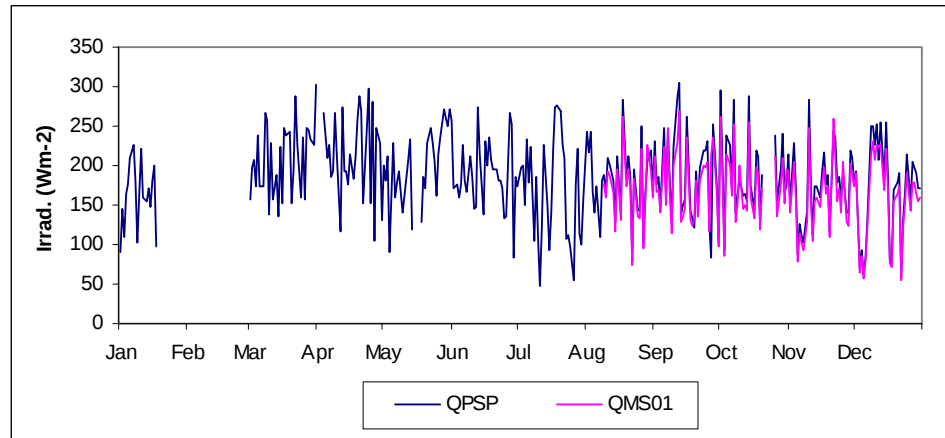
Dimana MAE = mean *absolute error*, X_k = data hasil pengukuran menggunakan QPSP pada hari ke-k, sedangkan Y_k = data hasil pengukuran menggunakan QMS101 pada hari ke-k.

Selisih pengukuran antara piranometer QPSP dan QMS101 diambil nilai absolutnya, hal ini untuk menghindari adanya saling menghilangkan nilai deviasi karena berbeda tanda positif dan negatif yang mengakibatkan nilai perbedaan menjadi kecil atau hilang.

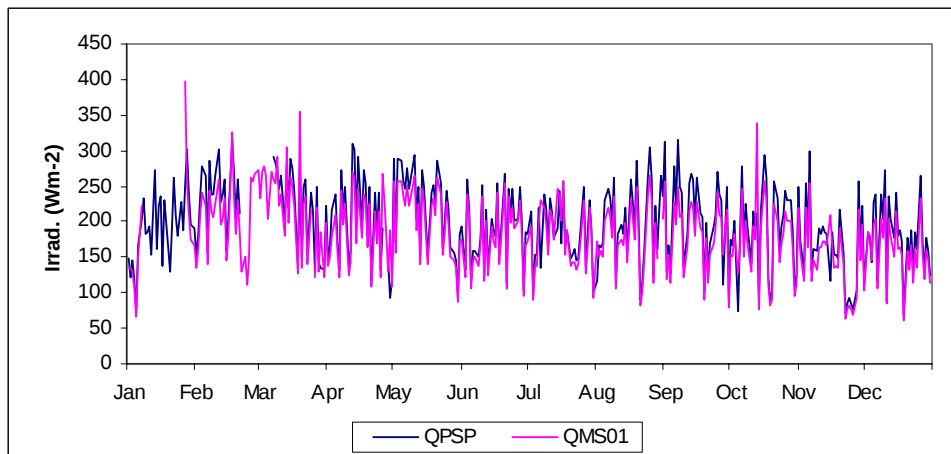
Jika data hasil pengukuran radiasi global menggunakan QMS101 selalu sama dengan data hasil pengukuran menggunakan Eppley QPSP piranometer maka nilai MAE = 0. Jika ini terjadi maka kualitas pengukuran menggunakan QMS101 sama dengan kualitas pengukuran menggunakan QPSP. Oleh karena itu jika nilai MAE kecil maka kualitas kedua instrumen tersebut mendekati sama, akan tetapi jika nilai MAE membesar berarti telah terjadi penurunan kualitas pengukuran radiasi global menggunakan QMS101.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

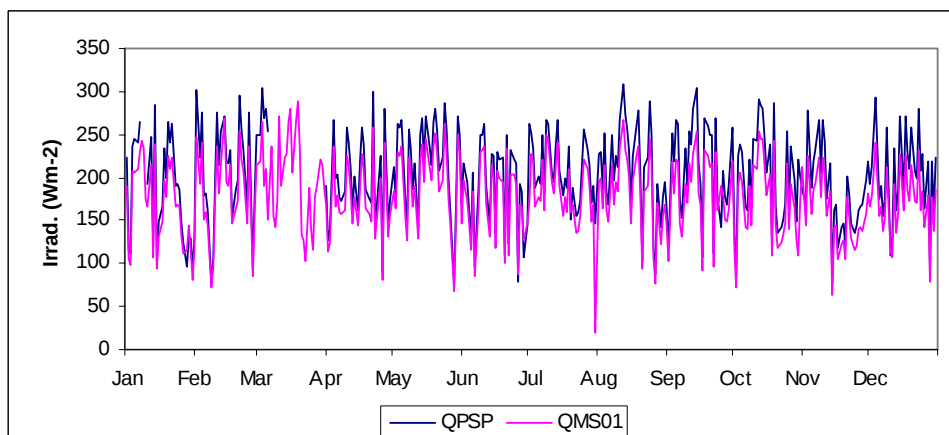
Hasil pengukuran fluks radiasi matahari global (*global solar irradiance*) di Bukit Kototabang menggunakan dua buah instrumen, yaitu : piranometer eppley QPSP, selanjutnya cukup ditulis QPSP, dan piranometer QMS101, selanjutnya ditulis QMS101 dapat dilihat pada beberapa grafik dibawah ini. Dari grafik-grafik tersebut secara kualitatif tampak angka-angka pengukuran fluks radiasi matahari menggunakan QMS101 (*prediktan*) sama seperti pengukuran menggunakan QPSP (*correct value*).



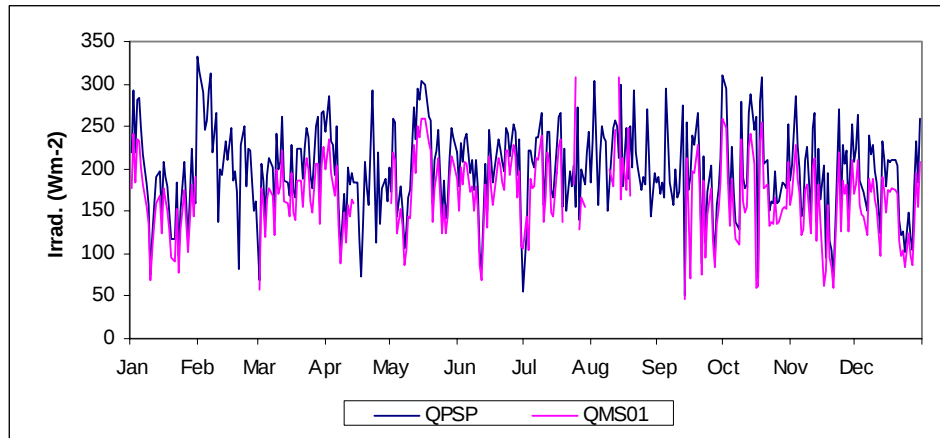
Gambar 3. Fluks Radiasi Matahari QPSP vs QMS101, tahun 1999



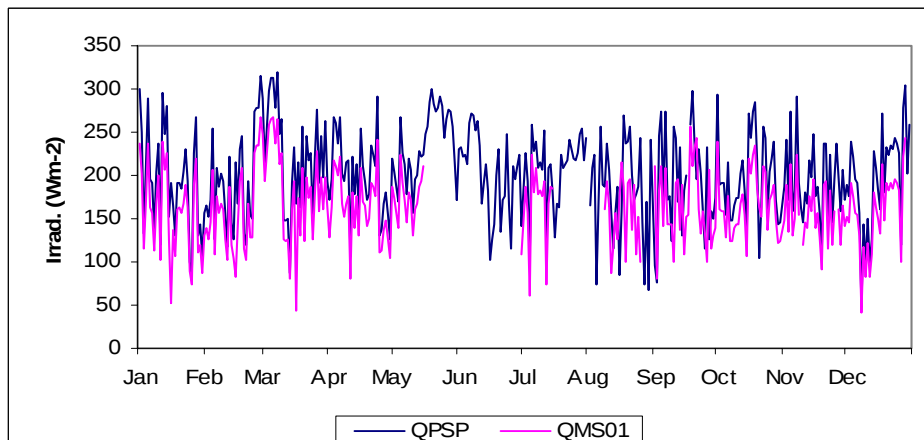
Gambar 4. Fluks Radiasi Matahari QPSP vs QMS101, tahun 2000



Gambar 5. Fluks Radiasi Matahari QPSP vs QMS101, tahun 2001



Gambar 6. Fluks Radiasi Matahari QPSP vs QMS101, tahun 2002



Gambar 7. Fluks Radiasi Matahari QPSP vs QMS101, tahun 2003

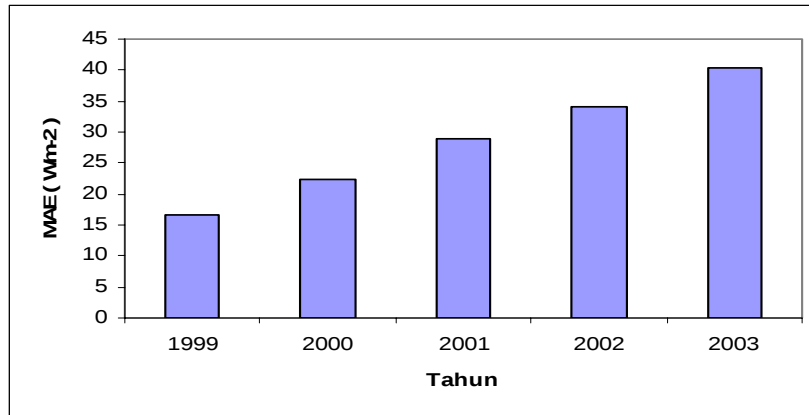
Meskipun secara kualitatif terdapat kemiripan hasil pengukuran fluks radiasi matahari global menggunakan kedua alat pengukuran tersebut, akan tetapi jika dihitung secara kuantitatif terdapat perbedaan nilai pengukuran dari kedua instrumen tersebut, yaitu nilai rata-rata nilai pengukuran instrument QPSP lebih besar dari instrument QMS101. Fluks radiasi matahari global harian untuk masing-masing dari kedua instrumen tersebut dapat dilihat dari Tabel 1.

Tabel 1. Fluks Radiasi Matahari Global QPSP vs QMS101

Tahun	QPSP	QMS101
1999	185.3 Wm ⁻²	166.4 Wm ⁻²
2000	196.8 Wm ⁻²	182.7 Wm ⁻²
2001	203.0 Wm ⁻²	178.5 Wm ⁻²
2002	198.7 Wm ⁻²	167.0 Wm ⁻²
2003	201.0 Wm ⁻²	162.8 Wm ⁻²

Perbedaan-perbedaan yang dihasilkan oleh pengukuran kedua instrumen tersebut jika dianalisa menggunakan parameter statistik MAE (*Mean Absolute Error*) didapat hasil

adanya tren beda pengukuran dari tahun ke tahun yang semakin besar nilainya seperti yang terlihat pada Gambar 8. Nilai rata-rata beda pengukuran dari tahun ke tahun tersebut sebesar $5,39 \text{ Wm}^{-2}$ atau sekitar 3,36%.



Gambar 8. Tren Beda Pengukuran QPSP vs QMS101

Faktor koreksi nilai pengukuran yang telah dikoreksi QMS_{corr} (*correct value*) terhadap nilai pengukuran actual instrument QMS (*predictan*) untuk data secara keseluruhan ditunjukkan dengan persamaan $QMS_{corr} = 0.95 \text{ QMS} + 31.09$. Sedangkan factor koreksi untuk bulan April, Juli dan Nopember masing-masing ditunjukkan dengan persamaan: $QMS_{corr_Apr} = 1.02 \text{ QMS} + 20.87$, $QMS_{corr_Jul} = 0.74 \text{ QMS} + 64.24$ dan untuk factor koreksi bulan Nopember ditunjukkan dengan persamaan $QMS_{corr_Nop} = 1.09 \text{ QMS} + 11.48$.

4. KESIMPULAN

1. Sensitivitas Piranometer QMS berubah dari tahun ke tahun dengan perubahan rata-rata sebesar $5,39 \text{ Wm}^{-2}$ atau 3,36 % pertahun.
2. Untuk mendapatkan hasil pengukuran dengan instrumen Piranometer QMS yang lebih tepat maka perlu adanya faktor koreksi. Faktor koreksi hasil pengukuran radiasi matahari dengan instrumen Piranometer QMS101 di Bukit Kototabang adalah bulan April = $1.02 \text{ QMS} + 20.87$, bulan Juli = $0.74 \text{ QMS} + 64.24$ dan bulan Nopember = $1.09 \text{ QMS} + 11.48$.

5. DAFTAR ACUAN

- Iqbal, M., 1983. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press. Toronto.
- King, D.L. and Daryl R. Mayers. 1997. *Silicon-photodiode pyranometers: operational characteristic, historical experiences, and new calibration procedures*. Sadia Corporation-US Departement of Energy.

BIODATA PENULIS

Hamdi. Lahir di Solok, 17 Desember 1965. Menamatkan pendidikan Strata 1 dari Jurusan Pendidikan Fisika, Fakultas Pendidikan Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam (FPMIPA) IKIP Padang pada tahun 1991. Tahun 1996 memperoleh gelar Magister Sains dari Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam (FMIPA) Institut Teknologi Bandung dan menyelesaikan program Doktor di bidang Fisika Sistem Kompleks di Sekolah Pascasarjana Institut Teknologi Bandung pada tahun 2008. Saat ini menjabat sebagai staf pengajar di Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Padang.

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.

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.

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.

Herizal. Lahir di Jakarta tanggal 4 Juli 1961. Tamat pendidikan Diploma III Meteorologi BPLMG Badan Diklat Departemen Perhubungan tahun 1984. Memperoleh gelar Sarjana Fisika dari Universitas Indonesia tahun 1994. Memperoleh gelar Magister Sains Ilmu Lingkungan dari Program Pascasarjana Universitas Negeri Padang tahun 2005. Saat ini menjabat Kepala Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang.