

# ANALISIS VARIABILITAS CURAH HUJAN WILAYAH INDONESIA BERDASARKAN PENGAMATAN TAHUN 1975-2004

Ina Juaeni

Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional

**Abstract.** Tropical rainfall is the most important atmospheric variable, because it can be affect directly to human life. Tropical rainfall is also important for global climate and weather. The annual total of tropical rainfall differs from year to year and from place to place. Other characteristics, such as its seasonal and diurnal distribution, intensity, and duration also demonstrate spatial and temporal variations. Results of the statistical analysis to rainfall data indicate that rainfall variation coefficients in the southern Indonesia are higher than its in the northern Indonesia .

**Keywords:** tropical rainfall, global climate, atmospheric variable.

## 1. PENDAHULUAN

LAPAN sebagai Lembaga Nasional dengan salah satu tugas dan fungsinya melakukan penelitian dan pengembangan di bidang pengetahuan atmosfer, sangat berkepentingan dengan ilmu-ilmu Matematika, terutama Matematika Terapan, Statistika dan Komputer.

Berbagai data parameter atmosfer seperti temperatur, curah hujan, tekanan, kelembaban, ozon, polusi udara dan lain-lain memerlukan suatu alat bantu agar dapat dianalisis lebih lanjut. Ilmu Matematika, Statistika dan Komputer adalah alat bantu yang sangat penting agar dari data-data tersebut di peroleh informasi yang menyangkut perilaku (rata-rata, variabilitas, kejadian ekstrim) masing-masing data, kaitan suatu parameter dengan parameter lainnya, untuk selanjutnya informasi-informasi tersebut dapat dijadikan dasar dalam memperkirakan nilai parameter-parameter tersebut pada waktu yang akan datang. Prakiraan parameter atmosfer terutama hujan sudah menjadi kebutuhan nasional. Betapa tidak, bencana banjir akibat hujan yang turun dengan jumlah di atas normal atau bencana kekeringan akibat jumlah curah hujan yang berada di bawah normal, sering melanda wilayah Indonesia, bahkan disertai kerugian materi dan jiwa. Semua itu dapat diantisipasi dengan informasi yang akurat tentang berapa

curah hujan yang akan turun di suatu tempat pada suatu saat. Memang sampai saat ini belum ada suatu metoda, baik matematika, statistika maupun komputer yang mampu dengan tepat memberikan informasi prakiraan hujan. Hal ini disebabkan sangat kompleksnya sistem atmosfer terutama di wilayah Indonesia sebagai bagian dari wilayah tropis. Banyak parameter dan proses yang terlibat dan saling berkaitan satu sama lain.

Kepulauan maritim Indonesia yang berada di wilayah tropis memiliki curah hujan tahunan yang tinggi, curah hujan semakin tinggi di daerah pegunungan. Curah hujan yang tinggi di wilayah tropis pada umumnya dihasilkan dari proses konveksi dan pembentukan awan hujan panas. Curah hujan konveksi adalah curah hujan yang dihasilkan proses konveksi akibat pemanasan, atau dihasilkan dari proses dinamika seperti konvergensi atau juga dihasilkan akibat terjadi dorongan massa udara secara fisik di lokasi pegunungan. Curah hujan konveksi umumnya terjadi di atas daerah dengan luas terbatas antara 10 – 20 km<sup>2</sup> atau 200-300 km<sup>2</sup>. Skala ruang yang berbeda ini tergantung pada sel konveksinya, tunggal atau membentuk jalur. Dengan mengabaikan jenisnya, pada dasarnya curah hujan dihasilkan dari gerakan massa udara lembab ke atas. Agar terjadi gerakan ke atas, atmosfer harus dalam kondisi tidak

stabil. Kondisi tidak stabil terjadi jika udara yang naik lembab dan *lapse rate* udara lingkungannya berada antara *lapse rate* adiabatik kering dan *lapse rate* adiabatik jenuh. Jadi kestabilan udara ditentukan oleh kondisi kelembaban. Karena itu jumlah hujan tahunan, intensitas, durasi, frekuensi dan distribusinya terhadap ruang dan waktu sangat bervariasi. Karena proses konveksi, intensitas curah hujan di wilayah tropis pada umumnya tinggi. Sementara itu di Indonesia, persentase curah hujan yang diterima bervariasi antara 8 % sampai 37 % dengan rata-rata 22 %. Sebagai perbandingan nilai tertinggi di Bavaria, Jerman adalah 3.7 %. Di Bogor, lebih dari 80 % curah hujan yang diterima terjadi dengan curah paling sedikit 20 mm.

Metoda Statistika seperti harga rata-rata, deviasi standar dan koefisien variasi sudah umum digunakan dan bukan metoda Statistika baru. Namun demikian metoda ini sangat berguna untuk mempelajari perilaku curah hujan, seperti yang dilakukan dalam penelitian ini. Gabungan ilmu fisis atmosfer dan ilmu statistika memberikan informasi keadaan atmosfer dengan lebih lengkap.

## 2. AIR DI ATMOSFER TROPIS

Peran air di atmosfer tropis tidak hanya berkaitan dengan kemampuannya mengendalikan curah hujan, tetapi juga berhubungan erat dengan pemantulan dan penyerapan radiasi, baik radiasi matahari maupun radiasi bumi. Dengan demikian air di tropis mempunyai pengaruh yang besar terhadap temperatur atmosfer. Disamping itu pada perubahan fasa air menjadi gas, cair atau bentuk padat (es) terjadi perubahan energi. Perubahan fasa ini menjadi penting, terutama di atmosfer tropis karena pada saat kondensasi uap air dalam jumlah besar terjadi pelepasan energi (panas laten kondensasi) dalam jumlah besar pula. Beberapa proses yang berkaitan dengan kadar air (uap, cair, padat) di atmosfer seperti evapotranspirasi, kondensasi dan hujan di uraikan oleh [3] di bawah ini.

### 2.1 Evapotranspirasi

Kadar kelembaban di atmosfer berasal dari permukaan. Air dalam bentuk cair dan padat dipermukaan berubah menjadi uap karena pemanasan, kemudian dipindahkan bersama gerakan udara baik dalam arah vertikal maupun horisontal. Uap air ini berasal dari dua proses. Pertama, dari proses penguapan/ evaporasi, yang berasal dari permukaan air, es, permukaan tanah, batuan dan tanaman yang basah. Kedua, dari proses transpirasi. Secara fisis proses ini sama dengan proses evaporasi tetapi lebih dominan disebabkan oleh makhluk hidup terutama tanaman. Gabungan kedua proses ini disebut evapotranspirasi, yang didefinisikan sebagai jumlah total air permukaan yang bergerak ke atmosfer.

Evapotranspirasi dikendalikan oleh tiga keadaan sebagai berikut.

- Kemampuan air untuk berubah menjadi uap.  
Kemampuan udara untuk menyimpan kelembaban bertambah dengan cepat terhadap temperatur. Udara hangat di tropis menyimpan uap air lebih banyak dibanding udara dingin.
- Jumlah energi yang digunakan dalam proses evaporasi dan transpirasi.  
Energi evapotranspirasi terutama diperoleh dari radiasi matahari yang mempunyai jumlah yang besar di wilayah tropis.
- Tingkat turbulensi di lapisan bawah atmosfer.  
Turbulensi diperlukan untuk menggantikan lapisan udara jenuh dekat permukaan dengan lapisan udara tidak jenuh dari lapisan di atasnya. Turbulensi dibangkitkan oleh angin atau arus konveksi. Meskipun angin di tropis tidak kuat, namun konveksi sangat sering terjadi di wilayah ini.

Tiga faktor di atas menjawab pertanyaan kenapa distribusi evapotranspirasi memperlihatkan nilai maksimum di lintang rendah. Tidak demikian halnya yang terjadi di lautan tropis. Disini hujan sangat

sering terjadi, liputan awan tinggi, massa udara jenuh, kecepatan angin rendah serta sering terjadi upwelling massa dingin laut di beberapa tempat. Semua faktor ini mengurangi laju evaporasi di wilayah laut tropis. Laju evaporasi di wilayah tropis yang tinggi disebabkan kombinasi curah hujan dan temperatur yang tinggi. Untuk mencapai kesetimbangan energi di permukaan laut, kelembaban yang tidak terbatas di atas laut diimbangi dengan evaporasi yang tinggi dan hanya menyisakan sedikit untuk panas sensibel permukaan dan lapisan di atasnya. Sebaliknya di atas daratan, suplai air terbatas sehingga lebih banyak energi yang berubah menjadi panas sensibel permukaan sehingga temperatur udara menjadi tinggi. Ini menjadikan laju evaporasi menjadi tinggi, terutama di daerah yang banyak tanaman. Di padang sub tropis meskipun masukan energi tinggi tetapi laju evaporasi kecil karena kelembaban rendah. Curah hujanpun rendah di wilayah ini.

Energi, kelembaban dan turbulensi merupakan faktor atmosfer yang penting. tetapi yang sangat menentukan evaporasi adalah kadar kelembaban. Di atas permukaan air, kelembaban tinggi dan evaporasi tidak terbatas sehingga mencapai nilai yang disebut evapotranspirasi potensial. Di atas permukaan tanah, suplai air terbatas sehingga nilai evaporasi lebih rendah daripada evaporasi potensial. Di atas wilayah darat yang luas, nilai maksimum evaporasi ditetapkan sebagai jumlah curah hujan yang diterima. Ini alasan terbesar mengapa lautan global memiliki laju evaporasi yang tinggi (1176 mm/tahun) dibanding di atas daratan yang hanya 480 mm/tahun.

## 2.2 Kelembaban

Hasil dari proses evaporasi adalah pemindahan kelembaban secara vertikal dari permukaan ke atmosfer, sehingga terbentuk lapisan-lapisan uap air. Proses ini tidak hanya berupa pemindahan massa, tetapi juga pemindahan energi, karena energi yang diperlukan untuk evaporasi bergerak

ke atmosfer sama seperti uap air. Ini dikenal sebagai pemindahan panas laten.

Kelembaban berarti kadar uap air di udara. Di atas permukaan bumi, uap air atmosfer terkonsentrasi di lapisan bawah dan setengah dari jumlah total kelembaban di temukan pada lapisan di bawah 2000 m. Kelembaban diukur dan dinyatakan dalam beberapa cara. Yang paling sederhana dengan termometer bola basah dan bola kering. Beda antara termometer bola basah dan bola kering disebut pengurangan bola basah. Pengurangan bola basah digunakan bersama persamaan Regnault dalam menghitung tekanan uap, yaitu ukuran untuk menghitung kadar kebasahan atmosfer.

$$e' = e'_w - 0.000660 p (T - T_w) / (1 + 0.00115 T_w)$$

dengan

$e'$  = tekanan uap

$e'_w$  = tekanan uap jenuh

$p$  = tekanan

$(T - T_w)$  = pengurangan bola basah

= beda antara temperatur bola kering dan bola basah

Ukuran kebasahan yang tidak langsung adalah kelembaban relatif, perbedaan kejenuhan dan titik embun. Kelembaban absolut dan mixing ratio adalah ukuran kelembaban langsung.

Distribusi kelembaban memperlihatkan pola yang sederhana dengan nilai maksimum dekat ekuator. Nilai maksimum dipengaruhi oleh laju evapotranspirasi yang tinggi dan massa udara yang panas yang mengandung banyak uap air.

## 2.3 Kondensasi

Di atmosfer, kondensasi terjadi pada saat udara menjadi dingin hingga mencapai titik di bawah titik embun. Pendinginan dapat diakibatkan oleh pelepasan radiasi pada malam hari yang mendorong terbentuknya embun atau kabut, tetapi yang penting adalah proses pendinginan udara karena pemuaihan. Udara kemudian bergerak ke atas dan mencapai level tekanan rendah (proses adiabatik). Proses pen-

dinginan ini menghasilkan kondensasi dan pembentukan awan.

Ada perbedaan jumlah air cair yang dihasilkan oleh proses kondensasi yang terjadi di wilayah tropis dengan di luar tropis, karena massa udara panas mengandung uap air lebih banyak daripada massa udara dingin. Jumlah air yang dihasilkan dari pendinginan 1 m<sup>3</sup> udara karena penurunan temperatur 5 ° C adalah 6.6 gr untuk udara dengan temperatur awal 30 ° C, 4.5 gr untuk udara dengan temperatur awal 20 ° C dan hanya 2.0 gr untuk udara dengan temperatur awal 5 ° C.

Ketinggian dimana mulai terjadi kondensasi tergantung pada kelembaban udara yang naik. Level kondensasi biasanya lebih tinggi untuk massa udara panas. Selain lebih sering, kondensasi di tropis mencakup lapisan yang lebih tebal atau lebih luas dibanding di daerah dengan iklim dingin.

#### 2.4 Awan dan Iklim

Hasil utama dari proses kondensasi adalah awan. Awan sangat berarti dalam klimatologi, tidak hanya karena sumber hujan dan mengontrol intensitas radiasi matahari tetapi juga sebagai faktor pengontrol temperatur.

Telah diketahui sejak lama bahwa ada hubungan atau keterkaitan antara temperatur permukaan laut dengan awan, temperatur permukaan laut mengontrol kelembaban lokal dan proses termodinamika di lapisan batas laut dimana terdapat sumber kelembaban untuk awan, Pertumbuhan awan mempengaruhi perubahan massa dan radiasi, konveksi dan evaporasi di atas permukaan laut dan juga konvergensi skala meso dan pola subsidensi di atmosfer.

Beberapa lokasi di laut Pasifik sebelah barat menarik perhatian karena temperatur permukaan lautnya hampir tidak pernah mencapai 30 ° C. Fenomena ini berkaitan dengan dengan kontrol atau mekanisme umpan balik yang terjadi antara laut dan atmosfer pada skala waktu 3 – 6 hari. Pada skala waktu ini awan dan temperatur permukaan laut saling berinteraksi. Artinya perubahan sifat fisik awan

terjadi karena perubahan evaporasi akibat variasi temperatur permukaan laut. Perubahan sifat fisik awan sebaliknya mempengaruhi temperatur permukaan laut melalui efeknya pada perpindahan radiasi ke permukaan laut sehingga membatasi temperatur permukaan. Meningkatnya kecepatan angin yang diiringi kenaikan temperatur juga berperan dalam percampuran air permukaan yang hangat dengan air dingin di bawahnya.

Evaporasi juga mengontrol mekanisme umpan balik awan sehingga kenaikan evaporasi dibatasi temperatur. Evaporasi bertambah sampai titik 28-29 ° C, di luar titik ini evaporasi berkurang sebanding bertambahnya beda kejenuhan udara atmosfer-laut. Dilema fisis ini dapat dijelaskan dengan perilaku kecepatan angin karena kenaikan temperatur permukaan laut. Pada saat temperatur bertambah, kecepatan angin berkurang. Akibatnya ada penurunan turbulensi di atas permukaan laut sehingga semakin sedikit uap air yang dipindahkan melalui turbulensi, meskipun gradient tekanan uap atmosfer tinggi. Jadi evaporasi membatasi kecepatan angin. Perubahan kecepatan angin berinteraksi dengan konveksi dan sirkulasi level rendah sebagai pusat zona konvergensi skala besar. Sementara yang menghasilkan konveksi adalah kecepatan angin rendah. Jadi kecepatan angin membatasi evaporasi.

#### 2.5 Hujan Tropis

Curah hujan tropis termasuk Indonesia sangat penting karena dapat menunjang kehidupan jika jumlahnya tepat. Tetapi curah hujan dapat merenggut kehidupan di sisi lainnya jika datang dalam jumlah berlebih yang menyebabkan banjir dan jika turun dengan jumlah yang sangat kurang sehingga terjadi kekeringan.

Curah hujan tropis juga penting dalam cuaca dan iklim global. Lebih dari 2/3 curah hujan turun di wilayah ini. Akibatnya, panas laten dalam jumlah besar dilepaskan di lintang rendah. Energi ini tidak hanya menyeimbangkan panas yang

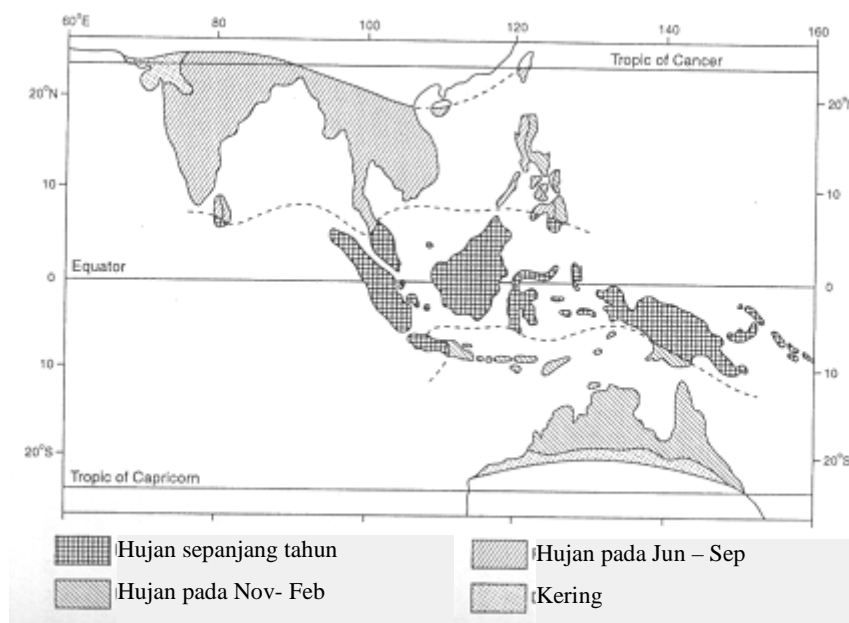
hilang tetapi juga digunakan untuk sirkulasi atmosfer global.

Karena proses konveksi dan campuran proses awan panas dan dingin mendominasi curah hujan di tropis, termasuk Indonesia, karakteristik curah hujan tropis berbeda dengan lintang tinggi, terutama jumlah tahunan, intensitas, durasi, frekuensi, dan distribusi spasial dan temporalnya.

Curah hujan rata-rata tahunan yang dihitung dari data curah hujan sekurang-kurangnya 30 tahun di anggap sebagai indikator kondisi curah hujan. Pengukuran curah hujan di tropis sukar dilakukan, karena variabilitas ruang yang sangat besar dan karena curah hujan yang tinggi terjadi di atas lokasi yang tidak terjangkau pengukuran seperti lautan, hutan dan pegunungan. Hal ini menarik minat terhadap perkiraan curah hujan berbasis satelit dan model. Perkiraan curah hujan dari satelit dimulai pada 1970. Sejak itu berkembang berbagai teknik untuk memperkirakan curah hujan tropis. Ada dua teknik yang dapat diidentifikasi, teknik tidak langsung, menggunakan karakter awan melalui termal inframerah dan visibel sebagai indikator jumlah curah hujan. Teknik langsung,

berdasarkan pengamatan higrometer. Sementara penggunaan model dalam mempelajari dan memperkirakan curah hujan di tropis telah mulai sejak tahun 1980-an. Hingga saat ini telah berkembang lebih dari 30 model yang dapat digunakan untuk simulasi dan prediksi curah hujan. Untuk wilayah tropis model yang sesuai untuk prakiraan curah hujan masih terus dikaji, akibat kompleksnya sistem atmosfer di tropis.

Jumlah curah hujan yang tinggi di tropis disebabkan sejumlah faktor yang masing-masing tidak berdiri sendiri. Yang paling penting adalah adanya ITCZ dan cakupannya yang memanjang melingkupi area yang luas dan keberadaannya yang hampir sepanjang tahun. Faktor kedua adalah relief. Kenaikan orografik sangat efisien menghasilkan hujan, terlebih jika ada angin monsun yang didorong naik melalui pebukitan seperti yang terjadi di Sumatera. Faktor ketiga adalah siklon. Tropis sebagai zona dengan curah hujan tinggi berkaitan dengan jalur badai. Faktor keempat berkaitan dengan konvergensi dan perubahan arah angin pasat ketika mendekati tropis.



Gambar 1. Pembagian iklim di wilayah tropis

### 3. DATA DAN PENGOLAHAN

#### 3.1 Data

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah :

No.	Jenis Data	Lokasi	Perioda
1.	Data Curah Hujan Harian	1. Bandung, 2. Bogor 3. Jakarta	1. 2000-2004 2. 1999-2003 3. 2000-2004
2.	Data Curah Hujan Global Bulanan (CRU)	Wilayah Indonesia dengan grid 2.5° x 3.75°	1975 – 1996
3.	Data Curah Hujan Bulanan Stasiun	1. Sumatera: Aceh, Jambi, Lampung, Palembang, Tabing, 2. Jawa: Bandung, Jakarta, Semarang, Jogjakarta, Banyuwangi, Surabaya 3. Sulawesi: Menado, Makassar, 4. Kalimantan: Banjarmasin, Balikpapan, Palangkaraya, Banjarbaru, 5. Bali: Denpasar, 6. Papua: Sentani, Manokwari, Biak 7. NTT: Kupang, Waingapu	1975 – 2004 (Kecuali Surabaya: mulai 1982)

#### 3.2 Pengolahan

Untuk menentukan variabilitas curah hujan pengamatan digunakan parameter-parameter statistik berikut (Suaydhi, 2001):

##### a. Deviasi standar

Deviasi standar adalah ukuran yang menyatakan seberapa jauh nilai curah hujan menyimpang dari nilai rata-ratanya. Standar deviasi dihitung dengan metoda “non-bias” atau metoda *n-1*. Standar deviasi ( $\sigma$ ) dihitung dengan rumus

$$\sigma = \sqrt{\frac{n\sum x^2 - (\sum x)^2}{n(n-1)}}$$

dengan

$x$  = nilai variabel (curah hujan),

$n$  = jumlah data.

##### b. Rata-rata

Rata-rata adalah nilai atau ukuran yang dianggap mewakili suatu kumpulan nilai (variabel curah hujan) yang dihitung dengan menjumlahkan semua nilai curah hujan dibagi banyaknya nilai.

$$\bar{x} = \frac{\sum x}{n}$$

dengan

$x$  = nilai variabel (curah hujan),

$n$  = jumlah data.

### c. Koefisien variasi

Koefisien variasi menyatakan ukuran keragaman data curah hujan. Semakin tidak seragam data, koefisien variasi semakin besar. Perumusan koefisien variasi ( $C_v$ ) adalah

$$C_v = \sigma / \bar{x},$$

dengan

$$\begin{aligned} \sigma &= \text{standar deviasi}, \\ \bar{x} &= \text{curah hujan rata-rata.} \end{aligned}$$

### d. Periodisitas

Untuk menentukan periodisitas digunakan metoda WWZ [1].

## 4. HASIL DAN DISKUSI

### 4.1 Variabilitas Curah Hujan Harian

Tabel 1 menunjukkan bahwa variabilitas curah hujan kumulatif 3 jam-an sangat bervariasi terhadap waktu. Ini ditandai dengan koefisien variasi yang cukup tinggi ( $>1$ ), yang berarti bahwa beda curah hujan antara periode (3 jam) satu dengan periode (3 jam) lainnya besar. Proses pembentukan awan dan kejadian hujan merupakan proses skala lokal yang sangat tergantung kondisi setempat pada saat itu. Jadi sebagai fungsi waktu dan tempat [4]. Ini yang dengan metoda statistika ditunjukkan dengan nilai koefisien variasi yang cukup tinggi. Hal ini juga menjadi indikator bahwa prediksi curah hujan dalam periode waktu yang pendek (3jam-an) memiliki kesulitan yang tinggi.

### 4.2 Variabilitas Curah Hujan Bulanan Per Stasiun

Curah hujan pengamatan dalam periode bulanan dari 23 stasiun (Gambar 2) di Indonesia menunjukkan variasi yang tinggi baik terhadap waktu maupun terhadap ruang. Pola curah hujan Aceh, Tabing, Sentani, Biak dan Balikpapan sulit ditentukan. Kurang jelas apakah mengikuti pola ekuatorial (dua nilai maksimum / puncak curah hujan dalam satu tahun) atau lokal (satu nilai maksimum/ puncak curah hujan dalam satu tahun). Sementara pola curah hujan musonal tampak di Lampung, Makassar, Manado, Banjarmasin,

Banjarbaru, Jakarta, Semarang, Jogjakarta, Surabaya, Banyuwangi, Denpasar, Kupang, Waingapu dan Manokwari. Curah hujan di Jambi, Palembang, Palangkaraya, dan Bandung mengikuti pola ekuatorial.

Pada enam stasiun tersebut (Aceh, Tabing, Balikpapan, Sentani, Biak dan Balikpapan) terjadi pergeseran pola curah hujan tahunan, sehingga puncak tidak tetap atau bergeser secara ekstrim. Sementara puncak curah hujan di lokasi lain relatif tetap atau bergeser sedikit.

Koefisien variasi pada tabel 2 di atas menunjukkan bahwa curah hujan bulanan sangat bervariasi terhadap ruang dan waktu. Ini ditunjukkan pula oleh [6]. Variabilitas terhadap waktu tertinggi di temukan di Makassar, Jogjakarta, Surabaya, Denpasar, Waingapu dan Kupang. Variabilitas yang tinggi seperti itu dapat digunakan sebagai indikator bahwa prediksi curah hujan di lokasi-lokasi tersebut memiliki tingkat kesulitan yang tinggi. Di lokasi lain meskipun koefisien variasi tidak setinggi di 6 lokasi tersebut, namun kesulitan memprediksi curah hujan masih relatif tinggi. Dari tabel 2 juga tampak bahwa semakin bergeser ke selatan koefisien variasi semakin besar atau curah hujan semakin berfluktuasi. Distribusi lautan di selatan lebih luas dibanding di utara, sehingga faktor laut diduga secara dominan mempengaruhi variabilitas curah hujan di Indonesia bagian selatan. Jika dibandingkan antara Tabel 1 dan Tabel 2, untuk lokasi yang sama yaitu Bandung dan Jakarta, nampak bahwa koefisien variasi 3 jam-an lebih tinggi dibanding koefisien bulanan. Ini berarti curah hujan bulanan variasinya tidak sebesar curah hujan 3 jam-an.

Dengan metoda WWZ [1] diperoleh bahwa siklus curah hujan bulanan, pada umumnya terjadi pada periode 2-3 tahun (Palembang, Tabing, Lampung, Banjarmasin, Banjarbaru, Balikpapan, Makassar, Sentani, Biak, Manokwari, Kupang, Waingapu, Bandung, Jakarta, Semarang, Jogjakarta, Surabaya, Banyuwangi, Denpasar) periodisitas di atas 3 tahun ditemu-

Tabel 1. Koefisien variasi curah hujan kumulatif 3 jam-an selama 5 tahun adalah:

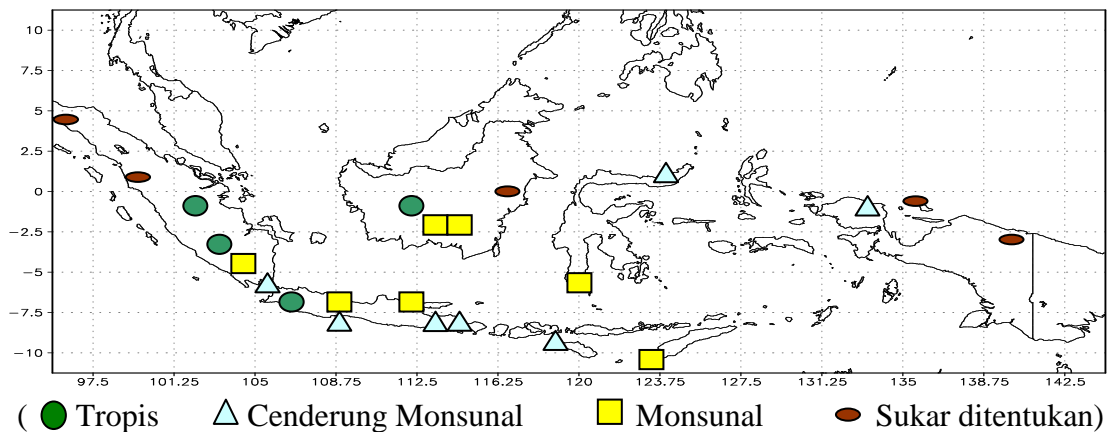
No.	Lokasi	$\bar{x}$	$\sigma$	Cv
1.	Bandung	0.605377	1.041585	1.720556
2.	Bogor	1.256443	1.966599	1.565211
3.	Jakarta	0.638337	1.029229	1.61236

Keterangan:

$\bar{x}$  = curah hujan rata-rata bulanan kumulatif 3 jam-an

$\sigma$  = standar deviasi

Cv = koefisien variasi



Gambar 2. Pola curah hujan di 23 lokasi pengamatan

Koefisien variasi yang menyatakan keragaman data curah hujan di perlihatkan pada tabel 2 di bawah ini.

Tabel 2. Koefisien variasi curah hujan bulanan per stasiun untuk perioda 1975-2004

No.	Stasiun	Lintang (°)	Bujur (°)	$\bar{x}$	$\sigma$	Cv
1.	Aceh	-5,53	95,40	117	86.04117	0.735526
2.	Jambi	-1,63	103,65	196	158.8414	0.809386
3.	Tabing	-0,88	100,45	347	178.3794	0.514324
4.	Palembang	-2,90	104,70	199	126.5711	0.636567
5.	Lampung	-4,40	105,19	159	121.9928	0.767495
6.	Menado	1,53	124,92	215	143.0962	0.666266
7.	Makassar	-5,60	119,50	271	322.6324	1.189185
8.	Banjarmasin	-3,45	114,75	215	137.636	0.640524
9.	Banjarbaru	-3,45	114,71	210	132.1175	0.628017
10.	Balikpapan	-1,25	116,83	220	110.6589	0.503365
11.	Palangkaraya	-2,22	113,93	214	132.2528	0.617399
12.	Jakarta	-6,17	106,82	152	130.7616	0.860858
13.	Bandung	-6,90	107,58	133	107.2174	0.80314
14.	Semarang	-6,98	110,38	170	148.3439	0.874962
15.	Jogjakarta	-7,78	110,43	131	133.3901	1.015009
16.	Surabaya	-7,38	112,78	152	154.0423	1.01653
17.	Banyuwangi	-8,22	114,33	113	105.2973	0.927845
18.	Denpasar	-8,67	115,17	149	163.1009	1.095004
19.	Waingapu	-9,67	120,33	71	88.98583	1.248175
20.	Kupang	-10,18	123,67	134	182.0691	1.356868



21.	Biak	-1,18	136,10	220	108.2505	0.491845
22.	Sentani	-2,57	140,52	133	80.87181	0.609536
23.	Manokwari	-0,65	134,07	203	140.1457	0.689932

Keterangan:

$\bar{x}$  = curah hujan rata-rata bulanan

$\sigma$  = standar deviasi

Cv = koefisien variasi

kan di Aceh (5 tahun), Jambi (10 tahun), Palangkaraya (11 tahun), dan Manado (11 tahun). Ini sebagai indikator bahwa fenomena alam seperti El Nino dan La Nina (dengan perioda 2-5 tahun) dan siklus matahari (dengan perioda 10-11 tahun) sangat dominan dalam mempengaruhi pola curah hujan di Indonesia (Lampiran A).

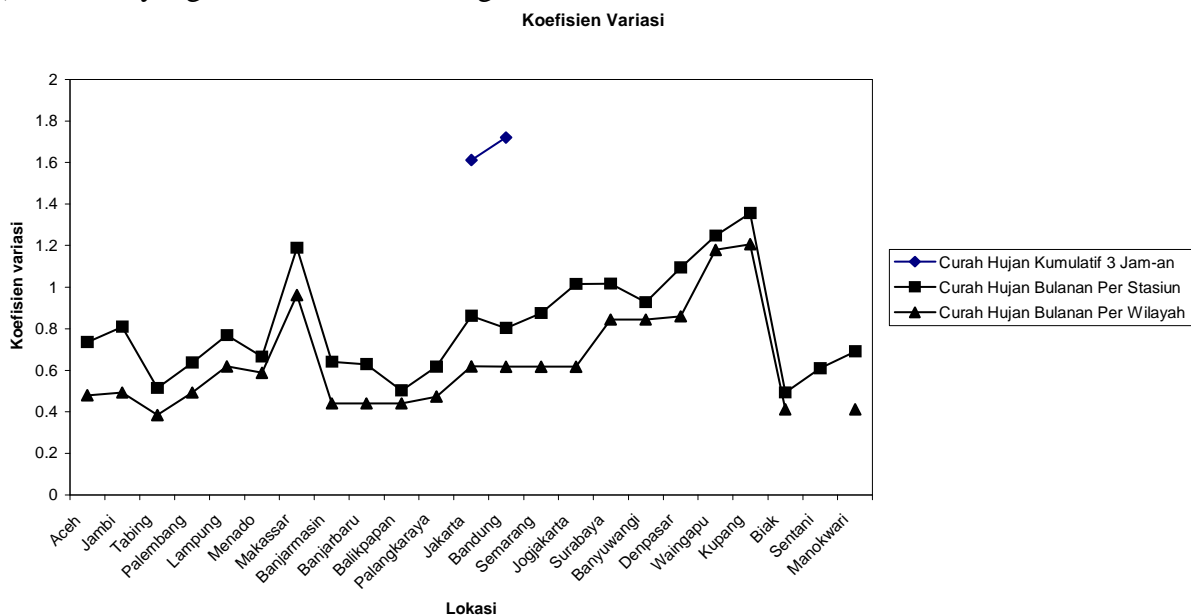
### 4.3 Variabilitas Curah Hujan Bulanan Per Wilayah

Data curah hujan bulanan ini diperoleh dari "A historical monthly precipitation data set for global land areas", dengan resolusi 2,5 x 3,75 derajat. Data dikumpulkan dari 11800 stasiun cuaca di Variasi curah hujan bulanan dari data grid CRU (1975 – 1996) relatif lebih rendah dibandingkan variasi curah hujan bulanan data stasiun, namun pola koefisien variasi terhadap ruangnya hampir sama (Gambar 3). Variasi yang lebih kecil ini dimungkin-

kan karena data grid CRU diperoleh dengan metoda interpolasi dari data stasiun yang ada, jadi bukan data insitu. Namun demikian pola data grid mengikuti pola data insitu, artinya pola curah hujan bulanan dapat didekati dengan pola data curah hujan CRU.

### 5. KESIMPULAN

- Curah hujan pengamatan kumulatif 3 jam-an untuk Jakarta dan Bandung mempunyai variabilitas yang lebih kompleks dari curah hujan pengamatan bulanan.
- Variabilitas curah hujan di Indonesia bagian selatan lebih tinggi dibanding Indonesia bagian utara.
- Pola data curah hujan bulanan per wilayah dapat digunakan sebagai pendekatan pola curah hujan pengamatan bulanan.



Gambar 3. Perbandingan koefisien variasi curah hujan kumulatif 3 jam-an (Jakarta, Bandung), koefisien variasi curah hujan bulanan per stasiun dan koefisien variasi curah hujan bulanan per wilayah

## 6. DAFTAR PUSTAKA

- [1] Foster, G. (1996), *Wavelets for Period Analysis of Unevenly Sampled Time Series*. The Astronomical Journal, **112**(4).
- [2] Global Historical Climatology Network, Arizona State University, USA. //cdiac.esd.ornl.gov/ghcn/; 1997.
- [3] Mc. Gregor, G. R. (1998). *Tropical Climatology*. John Wiley & Sons, Toronto.
- [4] Negri1, A. J. N., Robert F. Adler, J. Marshall Shepherd, George Huffman, Michael Manyin , and Eric J. Nelkin. (2005), *A 16-Year Climatology of Global Rainfall From SSM/I Highlighting Morning vs Evening Differences*, Laboratory for Atmospheres, NASA /GSFC, Greenbelt, MD 2Science Systems and Applications, Inc., Lanham, MD.
- [5] Suaydhi, 2001. *Analysis of Climate Variability of Indonesia Using a Regional Climate Model*, Master of Science, School of Mathematical Sciences, Monash University.
- [6] Todd, M. C. and Richard Washington, 2005 . *Variability in Central Equatorial African Rainfall at sub-monthly timescales*. Department of Geography, University College London, 26 Bedford Way, London.
-