

PROSES METEOROLOGIS BENCANA BANJIR DI INDONESIA

Bayong Tjasyono HK.^{)}, Ina Juaeni^{**)}, dan Sri Woro B. Harijono^{***)}*

**)Kelompok Keahlian Sains Atmosfer, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumihan – ITB, Bandung.*

****) Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional, Bandung.*

****)Badan Meteorologi dan Geofisika (BMG), Jakarta.*

Abstrak

Bencana banjir harus diatasi dari segala aspek. Awan konvektif jenis cumulonimbus dapat menyebabkan bencana banjir lokal. Sistem cuaca skala meso seperti zona konvergensi intertropis (ZKI) dan siklon tropis dapat menyebabkan bencana banjir skala luas. Pada bulan Desember, Januari dan Februari (DJF) zona konvergensi intertropis berada di atas wilayah Indonesia belahan bumi selatan. Siklon tropis yang bergerak dekat dengan perairan Indonesia mampu meningkatkan intensitas bencana banjir. Baik hujan konveksional, hujan konvergensi, maupun hujan siklon tropis, ketiganya diakibatkan oleh sel tekanan udara rendah pada pusat konveksi, zona konvergensi intertropis dan mata siklon tropis. Hujan konveksional terjadi setelah insolasi maksimum. Sebagai wilayah monsun, Indonesia mengalami hujan lebat terutama pada musim panas dan gugur belahan bumi. Efek orografik di daerah monsun juga dapat meningkatkan jumlah curah hujan pada lereng di atas angin.

Kata kunci : Curah hujan, monsun, zona konvergensi, bencana banjir, sel tekanan rendah.

Abstract

Flood disaster must be overcome from the whole aspects. Convective clouds of cumulonimbus type cause local flood disaster, while meso – scale weather system, such as intertropical convergence zone (ICZ), and tropical cyclone result in large scale flood disaster. In the months of December, January, February, the intertropical convergence zone lies over the southern hemisphere Indonesian region. Track of tropical cyclone near the Indonesian waters is able to increase the intensity of flood disaster. Either convectional or convergence rainfall as well as tropical cyclone rainfall, the three of them in consequence of the low air pressure at the convection center, the intertropical convergence zone and the tropical cyclone eye. Convectional rainfall occurs after the maximum insolation. As a monsoon region, Indonesia suffer heavy rainfall especially in hemisphere summer and autumn. Orographic effect in monsoonal region can also increase the amount of rainfall in the windward slope.

Keywords : rainfall, monsoon, convergence zone, flood disaster, low pressure cell.

1. PENDAHULUAN

Banjir adalah fenomena alam yang sumbernya dari curah hujan dengan intensitas tinggi dan durasi lama pada daerah aliran sungai (DAS). Kerusakan lingkungan, perubahan fisik permukaan tanah menyebabkan penurunan daya tampung dan daya simpan air hujan, sehingga sebagian besar curah hujan dialirkan sebagai air limpasan (*runoff*) yang sangat berpotensi menjadi bencana banjir terutama pada daerah hilir. Bencana banjir sering diberitakan dalam media massa cetak dan elektronik, tetapi bagaimana proses fisisnya masih belum mendapat perhatian yang serius. Faktor meteorologis yang menyebabkan bencana banjir yaitu unsur iklim curah hujan yang terdiri dari jumlah, durasi, intensitas dan distribusi hujan. Hujan torensial (*torrential rains*) merupakan jenis hujan utama penyebab fenomena banjir (Ramage, 1971).

Insolasi yang kuat menyebabkan densitas udara permukaan menjadi kecil, sehingga terjadi sel tekanan rendah. Dalam sistem cuaca lokal, hal ini mengakibatkan arus udara keatas (*updraft*) yang membawa udara lembap dari tempat di sekitar sel tekanan rendah ke paras kondensasi. Alih panas permukaan yang dibawa oleh partikel-partikel udara disebut konveksi. Dalam arus konveksi udara lembap yang kuat maka terjadi awan konvektif jenis cumulus. Dalam pertumbuhannya cumulus menjadi awan cumulonimbus yang dapat menghasilkan hujan deras (*shower*), batu es hujan, guruh, dan kilat, dan kemungkinan terjadi puting beliung (Roger and Yau, 1989). Cuaca dalam kondisi ini disebut cuaca ekstrim atau “cuaca buas” (*wild weather*).

Karakteristik utama wilayah Indonesia adalah campuran permukaan darat (30%), laut (70%) dan pegunungan. Komposisi campuran seperti ini, menimbulkan variasi iklim lokal yang besar, terutama bergantung pada monsun dan ketinggian tempat. Pola curah hujan harian jam-jaman pada umumnya

menunjukkan maksimum setelah insolasi maksimum atau setelah pukul 12.00 waktu lokal. Pola curah hujan harian jam-jaman kadang-kadang dipengaruhi oleh karakter maritim yaitu curah hujan maksimum terjadi ketika lewat tengah malam sampai dini hari (Lim and Suh, 2000; Bayong Tjasyono et al., 2005).

Hujan torensial di atas zona konvergensi intertropis (ZKI) dapat menyebabkan bencana banjir skala luas. Pada bulan Desember, Januari dan Februari atau musim panas belahan bumi selatan (BBS), zona konvergensi intertropis berada di atas Indonesia belahan bumi selatan (LAPAN 2005, 2006). Kebanyakan siklon tropis terjadi pada musim panas, dan tempat-tempat yang dekat dengan jalur siklon akan mendapat peningkatan jumlah curah hujan (Anthes, 1982; Bayong Tjasyono, 1999).

2. DATA DAN METODE ANALISIS

Data yang dipakai dalam penelitian diperoleh dari instansi riset Badan Meteorologi dan Geofisika (BMG) dan Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN) sebagai data sekunder, dan pengamatan curah hujan Laboratorium Analisis Cuaca, Kampus ITB sebagai data primer. Data cuaca yang dikoleksi dalam bentuk data mentah (*raw data*) atau data keluaran (*output data*). Dari data pluviometer dan pluviograf kemudian diolah menjadi distribusi frekuensi intensitas hujan bulanan dan musiman. Sifat hujan dibagi menjadi hujan sangat ringan (0,1 – 1,0 mm/j), hujan ringan (1,1 – 5,0 mm/j), hujan normal (5,1 – 10,0 mm/j), hujan lebat (10,1 – 20,0 mm/j) dan hujan sangat lebat (lebih dari 20 mm/j).

Data kondisi cuaca dan badai tropis diperairan Indonesia dan daerah-daerah yang berpeluang terkena dampaknya diperoleh dari instansi riset LAPAN melalui citra satelit cuaca GOES-9 dan satelit GMS. Data sinoptik dan isohyet (*iso-hujan*) diperoleh dari BMG.

Untuk Indonesia sebagai wilayah ekuatorial maka analisis arus udara sangat penting dibandingkan analisis isobarik. Hal ini disebabkan wilayah ekuatorial adalah daerah angin lemah (*doldrum*) dan gradien tekanannya kecil, sehingga analisis isobarik akan menghasilkan kesalahan yang besar, sedangkan analisis arus udara lebih cocok dipakai di wilayah ekuatorial.

Data pluviogram sangat penting untuk analisa bencana banjir, karena data ini dapat dianalisa kapan hujan mulai dan kapan hujan berhenti, lamanya hujan berlangsung, jumlah curah hujan, dengan demikian dapat dihitung intensitas hujan (jumlah curah hujan per satuan waktu, biasanya dalam milimeter per jam). Pias (*chart*) pluviogram dapat diinterpretasikan menjadi data kuantitatif yang sangat penting untuk mengetahui debit air hujan yang dicurahkan dari sebuah awan dalam satuan volume air hujan per satuan luas per satuan waktu. Dari pengolahan dan analisis data kemudian dirumuskan mekanisme bencana alam banjir.

Estimasi jumlah curah hujan harian diperoleh dari data OLR (*Outgoing Longwave Radiation*), mengikuti persamaan (LAPAN, 2005) berikut :

$$R = -0,106073 \times \text{OLR} + 29,782 \dots (1)$$

keterangan :

OLR : data radiasi gelombang panjang yang keluar dalam Wm^{-2}

R : estimasi jumlah curah hujan harian dalam mm/hari

Estimasi jumlah curah hujan bulanan (mm/bulan) dihitung dari jumlah curah hujan harian dikalikan dengan jumlah hari dalam bulan yang dimaksud (Januari = 31 hari, Februari = 28 atau 29 hari, Maret = 31 hari, April = 30 hari, dan seterusnya). Model estimasi jumlah curah hujan dibangun berdasarkan pengamatan OLR tahun 1982 sampai dengan 2003 atau selama 22 tahun.

3. KAJIAN KEPUSTAKAAN

Pemahaman distribusi curah hujan geografis akan memberikan kejelasan pada distribusi sumber panas global yang menggerakkan mesin atmosferik global. Curah hujan di Indonesia menunjukkan variasi secara temporal dan spasial dalam hal distribusi musiman dan harian, intensitas, durasi dan frekuensinya. Curah hujan juga variabel yang sangat penting dalam menentukan iklim Indonesia, jumlah curah hujan tahunan berbeda dari tahun ke tahun dan dari tempat ke tempat. Sumber curah hujan dan faktor-faktor yang mempengaruhi formasinya akan menentukan tipe hujan (Mc. Gregor and Nieuwolt, 1998).

Ada dua tipe utama dan dua tipe penting sumber curah hujan di Indonesia. Tipe utama terdiri dari curah hujan konveksional dan curah hujan orografik. Sedangkan tipe penting berkaitan dengan curah hujan siklonik disekitar perairan Indonesia dan curah hujan konvergensi oleh zona konvergensi intertropis yang bergerak keselatan dan ke utara ekuator mengikuti migrasi tahunan matahari. Untuk area ekuator seperti Pontianak, distribusi curah hujan bulanan menunjukkan maksima ganda, ini disebabkan area ekuator mempunyai dua kali ekinoks yaitu pada tanggal 21 Maret dan 23 September (Bayong Tjasyono and Musa, 2000). Ketika terjadi ekinoks, area ekuator menerima insolasi maksimum kemudian berkurang ke arah lintang tinggi.

Curah hujan konveksional disebabkan oleh gaya apung konveksi akibat pemanasan permukaan bumi oleh radiasi matahari. Hujan konveksional berasal dari awan konvektif yang mempunyai radius antara 2 dan 10 km atau mempunyai skala luas antara 10 dan 300 km^2 , sehingga hujan konveksional mempunyai variabilitas yang besar (Oshawa et al., 2001). Awan konvektif dapat menghasilkan hujan lebat, batu es, dan petir.

Curah hujan orografik disebabkan oleh kondensasi dan pembentukan awan

dari udara lembap yang dipaksa naik oleh barisan pegunungan. Di Indonesia, pembentukan curah hujan orografik sering dibantu oleh proses konvektif (Mc Gregor and Nieuwolt, 1998; Bayong Tjasyono, 1982). Untuk pegunungan di daerah monsun, maka distribusi geografik curah hujan orografik dapat berubah dengan tegas karena lereng di atas angin (*windward slopes*) pada musim yang satu, menjadi lereng di bawah angin (*leeward sides*) pada musim yang lain.

Curah hujan siklonik disebabkan oleh sirkulasi dengan pusat tekanan rendah yang mempunyai vortisitas maksimum. Siklon tropis menguat pada lintang 10° dimana gaya Coriolis minimal telah dilampaui. Di daerah ekuatorial, hujan siklonik dapat terjadi karena vorteks siklonik. Baik siklon maupun vorteks mempunyai vortisitas dan menurut dinamika atmosfer, vortisitas siklonik berkaitan dengan divergensi negatif atau konvergensi massa udara lembap yang berarti terjadi akumulasi uap air.

Konvergensi angin pasat yang berasal dari kedua belahan bumi dapat menimbulkan hujan lebat di Indonesia. Hujan lebat ini terjadi disepanjang pita zona konvergensi intertropis (ZKI). Zona ini merupakan daerah sumber energi yang menggerakkan sirkulasi umum di dalam atmosfer tropis dan membawa energi melalui awan konvektif jenis cumulonimbus di atas ZKI ke lintang tinggi sebagai energi potensial yang diubah menjadi energi panas terutama oleh subsidensi di sekitar lintang 30° pada kedua belahan bumi. Zona konvergensi intertropis ditandai oleh konveksi aktif dari awan cumulus yang menjulang tinggi mendekati lapisan tropopause.

4. ANALISIS DATA CUACA

Curah hujan konveksional yaitu hujan yang terjadi setelah insolasi

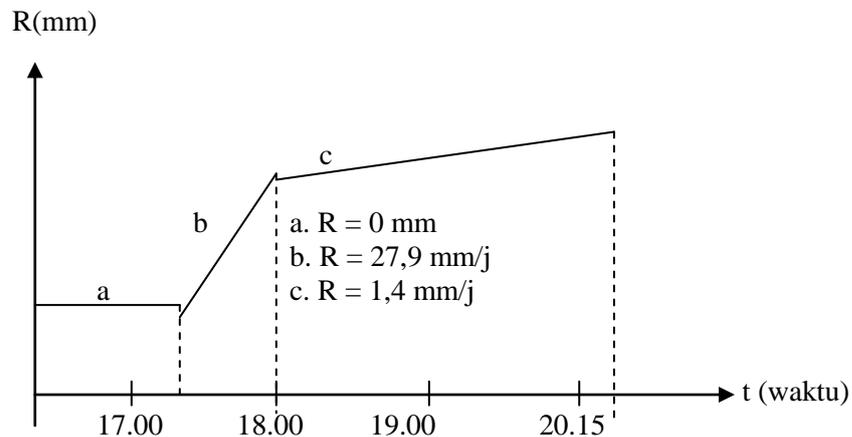
maksimum atau setelah pukul 12.00 waktu lokal. Curah hujan konveksional berasal dari awan konvektif yang pertumbuhannya melalui tiga taraf (tingkat) yaitu : Taraf cumulus yang didominasi oleh arus udara keatas, awan dalam proses pertumbuhan tetes hujan dan kristal es, belum menghasilkan hujan. Taraf dewasa (*mature*), didominasi oleh arus udara keatas yang memasukan uap air sebagai bahan bakar dan oleh arus udara kebawah yang menghasilkan hujan lebat. Arus udara kebawah dari tetes-tetes presipitasi yang jatuh akan mengikis dan menyumbat arus udara keatas, sehingga awan memasuki taraf disipasi yang didominasi oleh arus udara kebawah dengan mencurahkan hujan ringan atau gerimis, lihat gambar 1.

Atmosfer di atas Indonesia tidak stabil secara konvektif, hal ini ditunjukkan oleh profil vertikal temperatur potensial ekuivalen (θ_e) pada tengah musim panas dan tengah musim dingin belahan bumi, lihat gambar 2. Awan konvektif lebih panas atau temperatur potensial ekuivalen lebih besar dari pada awan non konvektif dan dalam cuaca cerah.

Gambar 3, menunjukkan curah hujan tiga jam-an rata-rata dari pukul 00.00 sampai 24.00 waktu lokal di kampus ITB, Bandung. Gambar ini menunjukkan curah hujan konveksional dari awan konvektif jenis cumulus yang tumbuh akibat kelabilan troposfer oleh gaya apung konveksi yaitu beda temperatur antara awan konvektif yang lebih panas dengan atmosfer lingkungan. Kebanyakan curah hujan terjadi setelah konveksi maksimum atau setelah tengah hari. Untuk area maritim seperti Jakarta proses konveksi dipengaruhi oleh peningkatan aktivitas konvektif di atas laut ketika proses pendinginan larut malam sampai menjelang pagi sebagai konsekuensi kapasitas panas laut lebih besar dari pada darat. Pengaruh maritim menyebabkan curah hujan cukup lebat di Jakarta selama larut malam sampai pagi hari (Ina dan Bayong Tjasyono, 2005; Murakami 1983).

Tabel 1. Data Pluviogram di Kampus ITB, Bandung.

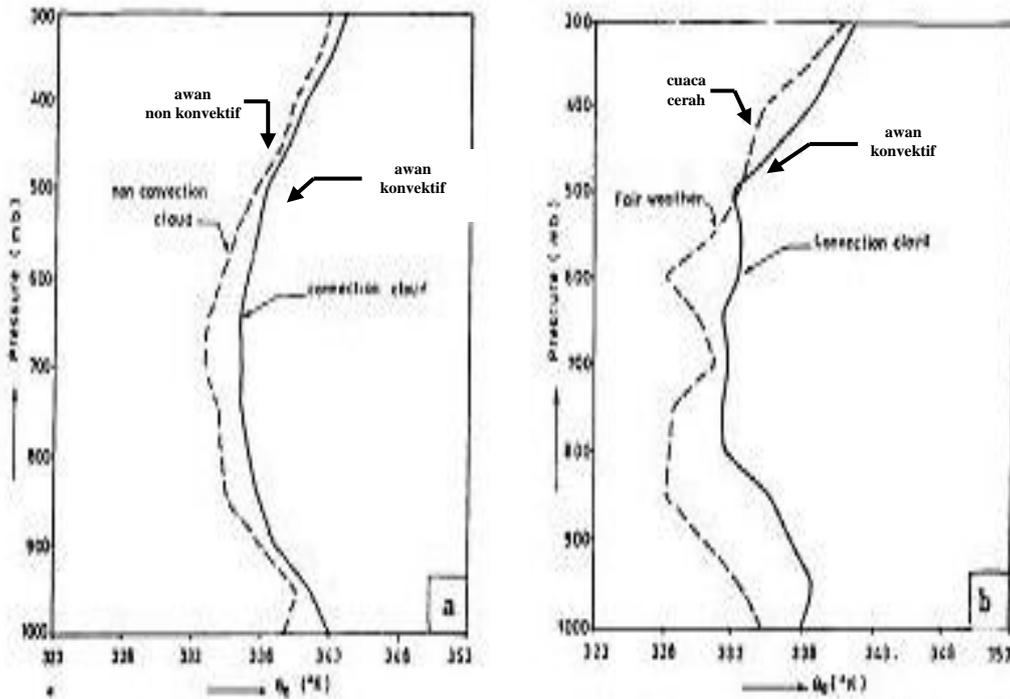
Tanggal	Waktu hujan (Waktu Lokal)	Durasi hujan (Jam, menit)	Jumlah curah Hujan (mm)	Intensitas Hujan mm/jam
12 – 12 – 2000	17.30 – 18.00	30 menit	14,0	27,9
	18.00 – 20.15	2j, 15m	3,1	1,4
23 – 01 – 2001	16.45 – 17.00	15 menit	3,1	12,2
	17.00 – 17.20	20 menit	0,8	2,3
28 – 01 – 2001	15.45 – 16.45	1 jam	15,2	15,2
	16.45 – 19.45	3 jam	4,1	1,4
29 – 01 – 2001	15.00 – 15.30	30 menit	5,8	11,7
	15.30 – 16.15	45 menit	1,3	1,7
20 – 03 – 2003	14.00 – 14.30	30 menit	34,3	68,6
	14.30 – 15.00	30 menit	2,5	5,0
	20.15 – 21.15	1 jam	73,2	73,2
	21.15 – 22.00	45 menit	2,3	3,1



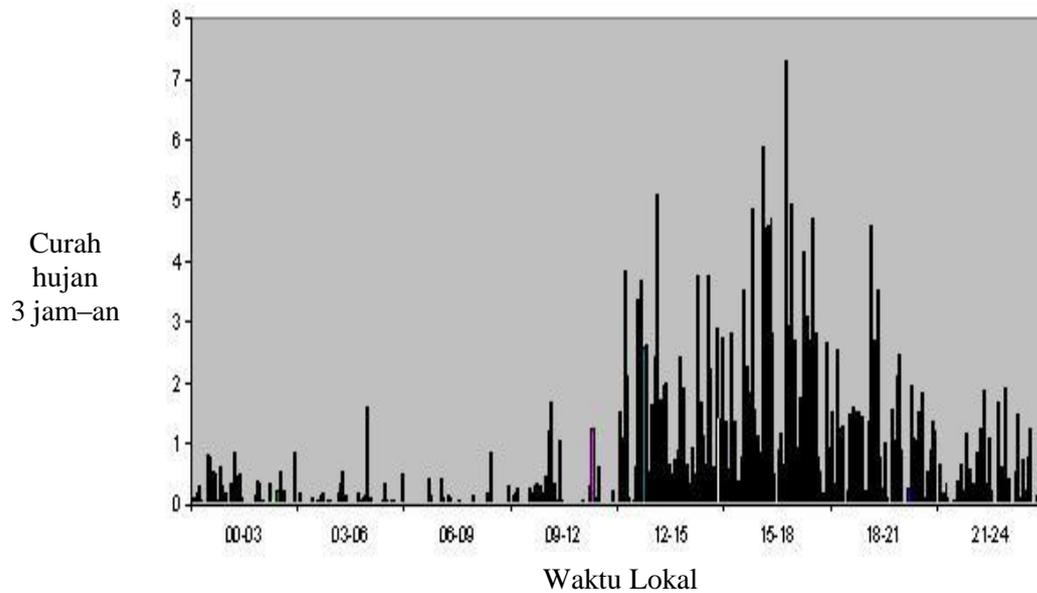
Gambar 1. Ilustrasi pertumbuhan awan dan hujan konvektif berdasarkan data pluviogram tanggal 12 Desember 2000, Kampus ITB – Bandung. a). Taraf cumulus (tidak ada hujan), b). taraf dewasa (hujan lebat), dan c). taraf disipasi (hujan ringan), lihat tabel 1.

Atmosfer di atas Indonesia tidak stabil secara konvektif, hal ini ditunjukkan oleh profil vertikal temperatur potensial ekivalen (θ_e) pada tengah musim panas dan tengah

musim dingin belahan bumi, lihat gambar 2. Awan konvektif lebih panas atau temperatur potensial ekivalen lebih besar dari pada awan non konvektif dan dalam cuaca cerah.



Gambar 2. Profil vertikal temperatur potensial ekivalen (θ_e) di atas Jakarta pada bulan Januari (a) dan Juli (b).



Gambar 3. Jumlah curah hujan rata-rata 3 jam-an dari pukul 00.00 sampai 24.00 W.L., Kampus ITB – Bandung.

Hujan konveksional yang lebat sering menimbulkan banjir lokal. Rekaman data curah hujan dari pluviograf di Kampus ITB, Bandung pada tanggal 20 Maret 2003, menunjukkan hujan konveksional sangat lebat yang berasal dari dua sel awan

konvektif dengan intensitas hujan masing-masing 68,6 mm/jam dan 73,2 mm/jam. Dengan intensitas hujan sebesar itu, dapat dipastikan area Bandung mengalami resiko bencana banjir lokal, lihat tabel 1.

Tabel 2. Distribusi frekuensi sifat hujan bulanan di Kampus ITB, Bandung.

Golongan sifat hujan (mm/j)	Jan	Feb	Mar	Apr	Mei	Jun	Jul	Agu	Sep	Okt	Nov	Des
Tahun : 2003	F r e k u e n s i											
Hujan sangat ringan (0,1–1,0)	4	2	1	0	2	0	0	0	0	1	1	3
Hujan ringan (1,1–5,0)	13	10	9	6	6	1	0	1	8	7	19	14
Hujan normal (5,1–10,0)	4	10	5	3	3	0	0	1	5	10	2	11
Hujan lebat (10,1–20,0)	2	4	6	2	4	3	1	3	3	2	5	2
Hujan sangat lebat (> 20,0)	0	1	11	3	2	0	1	0	0	4	2	1
Jumlah	23	27	32	14	17	4	2	5	16	24	29	31
Tahun : 2004	F r e k u e n s i											
Hujan sangat ringan (0,1–1,0)	2	1	0	1	1	1	0	0	0	0	2	1
Hujan ringan (1,1–5,0)	16	11	9	4	7	1	4	0	0	0	12	18
Hujan normal (5,1–10,0)	6	5	10	5	7	4	3	0	5	2	4	7
Hujan lebat (10,1–20,0)	4	5	1	1	4	1	2	1	1	0	4	10
Hujan sangat lebat (> 20,0)	3	0	1	5	7	0	0	0	2	1	2	2
Jumlah	31	22	21	16	26	7	9	1	8	3	24	38

Distribusi frekuensi curah hujan musiman menunjukkan bahwa dalam wilayah monsun kebanyakan hujan terjadi pada musim panas dan musim gugur belahan bumi. Curah hujan maksimum dalam musim panas berkaitan dengan intensifikasi sel tekanan rendah udara. Pada musim panas, massa udara lembap datang dari osean yang masuk

siklonal ke kontinen, sebaliknya pada musim dingin, massa udara kurang lembap datang dari kontinen secara antisiklonal. Akibatnya pada wilayah monsun, musim panas identik dengan musim basah atau musim hujan dan musim dingin belahan bumi identik dengan musim kering atau musim kemarau, lihat tabel 2 dan tabel 3.

Tabel 3. Distribusi frekuensi hujan musiman untuk semua sifat hujan di di Kampus ITB, Bandung.

Tahun \ Musim	DJF	MAM	JJA	SON
2003	81	63	11	69
2004	91	63	17	35
Rata-rata	86,0	63,0	14,0	52,0

Catatan : Desember, Januari, Februari (DJF) dan Juni, Juli, Agustus (JJA) masing-masing adalah musim panas dan musim dingin belahan bumi selatan.

Estimasi curah hujan dari citra satelit menggunakan persamaan (1) yang menghubungkan jumlah curah hujan harian dalam mm/hari dan radiasi gelombang panjang yang keluar (*outgoing longwave radiation OLR*) dalam watt per m². Menurut hukum radiasi Stefan–Boltzmann, radiasi gelombang panjang yang diemisikan keatas (keluar) oleh permukaan tanah dan puncak awan adalah :

$$OLR = \varepsilon\sigma T^4 \quad (2)$$

Keterangan :

OLR : radiasi gelombang panjang yang diemisikan keatas (Wm⁻²)

σ : konstanta Stefan – Boltzmann = 5,67 x 10⁻⁸ Wm⁻² K⁻⁴

T : temperatur (K) puncak awan jika langit berawan atau permukaan tanah jika langit cerah.

ε : emisivitas benda, $\varepsilon = 1$, jika dianggap benda hitam.

Nilai OLR maksimum atau minimum menunjukkan nilai curah hujan minimum atau maksimum. Musim hujan ditandai oleh nilai OLR minimum atau curah hujan maksimum, sebaliknya musim

kemarau ditandai oleh nilai OLR maksimum atau liputan awan dan curah hujan minimum. Wilayah Indonesia sebagai daerah monsun mempunyai variasi OLR sangat besar dengan nilai tertinggi pada musim kemarau (liputan awan dan curah hujan sedikit) sampai nilai terendah selama musim hujan (liputan awan besar dan curah hujan berlimpah). Musim hujan di daerah monsun ditandai oleh nilai ambang OLR = 240 Wm⁻² yang ditinjau sebagai nilai kritis untuk Monsun Indonesia – Australia Utara (Murakami, 2000).

Nilai OLR rata-rata (Wm⁻²), estimasi curah hujan rata-rata (mm/bulan) dalam tengah musim panas dan musim dingin belahan bumi ditunjukkan pada tabel 4. Pada bulan Januari nilai OLR disebagian besar wilayah Indonesia lebih rendah dibandingkan OLR bulan Juli dan curah hujannya lebih besar dibandingkan pada bulan Juli. Ini berarti jumlah liputan awan dan curah hujan lebih besar pada tengah musim panas belahan bumi selatan (Januari) dari pada tengah musim dinginnya (Juli).

Zona konvergensi intertropis (ZKI) adalah pita tekanan rendah akibat pemanasan permukaan bumi yang berlebihan di daerah ekuatorial. Setelah tengah hari daerah yang dilalui pita ZKI mengalami hujan deras akibat konveksi

kuat. Zona ini dikenal sebagai sabuk angin tenang ekuatorial (*belt of equatorial calms*). Selama musim panas belahan bumi selatan (BBS) sabuk tekanan rendah ekuatorial bergerak ke arah selatan akibat efek pemanasan benua Australia yang berlebihan. Tetapi selama musim panas belahan bumi utara (BBU), ketika matahari berada di utara

ekuator, terjadi gerakan sabuk tekanan rendah ekuatorial agak jauh ke utara akibat pemanasan berlebihan daerah kontinental (benua Asia) yang lebih luas. Kondisi ini disebabkan distribusi darat–laut antara belahan bumi utara dan selatan tidak simetris.

Tabel 4. Nilai OLR rata-rata (1982 – 2003) dan estimasi curah hujan rata-rata pada bulan Januari dan Juli (LAPAN, 2006).

Bulan	OLR (Wm ⁻²)	Estimasi Curah Hujan (mm/bulan)	Wilayah
Januari	≤ 235 175 – 205	≥ 150 250 – 350	Seluruh Indonesia Sumatera Barat, Bengkulu, Jambi, Sumatera Selatan, Bangka Belitung, Banten, Jawa Timur, Bali, NTB, Kalimantan Barat, Kalimantan Selatan, Kalimantan Tengah, Sulawesi Tengah, Sulawesi Tenggara, Sulawesi Selatan, Maluku, Irian Jaya Barat, Irian Jaya Tengah, dan Irian Jaya Timur. Lampung, DKI Jakarta, Jawa Barat, Jawa Tengah, dan DI Yogyakarta.
	≤ 90	≥ 300	
Juli	≥ 265 235 – 265	≤ 50 150 – 50	Jawa Timur, Bali, NTB, dan NTT Bangka Belitung, Lampung, Banten, DKI Jakarta, DI Yogyakarta, Jawa Barat, Jawa Tengah, Kalimantan Selatan, Sulawesi Tenggara, Sulawesi Selatan, dan Maluku.
	≤ 235	≥ 150	Sumatera Utara, Sumatera Barat, Riau, Bengkulu, Jambi, Sumatera Selatan, Kalimantan Barat, Kalimantan Tengah, Kalimantan Timur, Sulawesi Utara, Gorontalo, Sulawesi Tengah, Maluku Utara, Irian Jaya Barat, Irian Jaya Tengah, dan Irian Jaya Timur.
	175 – 205	250 – 350	NAD (Nanggroe Aceh Darussalam)

Dari pemantauan liputan awan di wilayah Indonesia (LAPAN, 2004), dapat dianalisis kedudukan zona konvergensi intertropis musiman. Selama musim panas (DJF) belahan bumi selatan (BBS) posisi ZKI berada disebelah selatan ekuator yang berkaitan dengan posisi migrasi tahunan matahari di BBS. Zona konvergensi ini adalah zona awan hujan lebat, sehingga tempat-tempat yang dilalui oleh sabuk zona konvergensi akan berpeluang tinggi terjadi hujan lebat yang cenderung menimbulkan

banjir dan longsor seperti Sumatera bagian selatan, Kalimantan Selatan, Sulawesi Selatan, Jawa, dan lain-lain, terutama di wilayah barat Indonesia. Pada musim DJF (Desember – Januari – Februari) di wilayah Indonesia BBS terjadi monsun barat laut yang mempunyai komponen barat. Sebaliknya pada musim JJA (Juni – Juli – Agustus) secara rata-rata posisi ZKI berada di utara ekuator yang bersesuaian dengan posisi migrasi tahunan matahari di BBU. Keterlambatan gerakan sabuk zona

konvergensi intertropis (ZKI) ke utara ekuator menyebabkan anomali curah hujan pada musim JJA untuk beberapa tempat di Wilayah Indonesia BBS. Kasus ini terjadi misalnya pada bulan Juli 2004, dimana Jawa Timur, Bali, NTB dan NTT memasuki musim kemarau tetapi beberapa tempat lain masih mendapat curah hujan cukup lebat. Untuk musim MAM (Maret – April – Mei) dan SON (September – Oktober – November) posisi ZKI di atas wilayah Indonesia berada pada posisi antara musim DJF (Desember – Januari – Februari) dan musim JJA (Juni – Juli – Agustus).

Secara umum posisi ZKI berubah-ubah secara bulanan dan musiman, gerakan zona konvergensi ini disebabkan oleh migrasi tahunan matahari antara lintang tropis Cancer ($23,5^{\circ}$ U) dan lintang tropis Capricorn ($23,5^{\circ}$ S). Pembentukan awan dan hujan dipengaruhi oleh zona konvergensi

intertropis (ZKI) yaitu pertemuan kedua massa udara tropis yang panas dan lembap. Uap air dari udara lembap yang memusat (konvergen) akan naik dan mengkondensasi menjadi partikel-partikel awan.

Badai tropis mempunyai vortisitas siklonik yang menyebabkan konvergensi massa udara lembap atau akumulasi uap air. Jika kecepatan angin melebihi 64 knot ($1 \text{ knot} \simeq 0,5 \text{ ms}^{-1}$) maka badai meningkat intensitasnya menjadi siklon tropis. Wilayah Indonesia dapat dikatakan bebas dari jejak siklon tropis, tetapi tempat-tempat yang dekat dengan jalur siklon tropis dapat dipengaruhi kondisi cuacanya terutama peningkatan jumlah curah hujan dan kecepatan angin. Tabel 5, menunjukkan depresi tropis yaitu bentuk awal badai tropis dalam tengah musim panas dan musim dingin belahan bumi selatan.

Tabel 5. Kejadian depresi tropis dari Citra Satelit dalam tengah musim panas (Januari) dan musim dingin (Juli) belahan bumi selatan (LAPAN, 2004).

Bulan, Tahun	Tanggal	Wilayah	Dampak depresi tropis
Januari, 2004	1	Laut Arafuru	Hujan di Sumatera dan Kalimantan
	21	Laut Banda	Hujan di Pantura Jawa
	21	Laut Seram	Hujan di Sumatera bagian barat
	30	Laut Jawa	Hujan di P. Jawa
	30	Laut Flores	Hujan di Indonesia bagian timur
	1, 21, 26–29, 31	Samudera Hindia	Hujan di Sulawesi bagian selatan
	1, 6–7, 21–22	Samudera Pasifik	Hujan di Sumatera bagian timur
Juli, 2004	26	Laut Cina Selatan	Hujan di Kalimantan bagian utara

5. PEMBAHASAN DAN HASIL PENELITIAN

Curah hujan konveksional terjadi setelah insolasi maksimum, biasanya setelah pukul 12.00 waktu lokal. Curah hujan ini berasal dari awan konvektif yang mempunyai tiga fasa yaitu fasa cumulus atau fasa pertumbuhan awan, fasa dewasa atau fasa hujan lebat dan fasa disipasi atau fasa hujan ringan sampai awan melenyap. Kadang-kadang hujan konveksio

nal disebabkan oleh lebih dari satu sel awan konvektif seperti kasus pada tanggal 20 Maret 2003 terdiri dari 2 sel awan konvektif dengan intensitas hujan masing-masing 68,6 mm/jam dan 73,2 mm/jam.

Banjir terjadi jika debit air hujan melampaui kapasitas penampung sungai. Jika data pluviogram (tabel 1) tanggal 20 Maret 2003 dimana curah hujan berlangsung selama 1 jam (pukul 20.15 – 21.15) dengan intensitas hujan (R) 73,2 mm/jam dianalisis dan jika hujan berasal

dari sel awan konvektif dengan radius (r) = 5 km maka dapat dihitung debit air hujannya (D) sebagai berikut :

$$\begin{aligned} D &= \pi r^2 \times R \\ &= 3,14 \times (5000 \text{ m})^2 \times 73,2 \times 10^{-3} \text{ m/jam} \\ &= 3,14 \times 25 \times 10^6 \text{ m}^2 \times 73,2 \times 10^{-3} \text{ m/jam} \\ &= 78,5 \times 10^3 \times 73,2 \text{ m}^3/\text{jam} \\ &= 5.746,2 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{jam} \end{aligned}$$

Artinya pada tanggal 20 Maret 2005 selama 1 jam (pukul 20.15 – 21.15), volume hujan yang dicurahkan sebesar 5.746.200 m³ dan debit air hujannya sebesar 1.596,17 m³ per sekon atau 1.596.170 liter per sekon dalam area luas dasar awan (area hujan) = $\pi r^2 = 3,14 \times (5 \text{ km})^2 = 78,5 \text{ km}^2$. Sifat hujan ini tergolong sangat lebat dan dapat menyebabkan bencana banjir besar.

Curah hujan yang sangat lebat akan mempunyai tetes hujan besar, tetapi dalam bentuk cair, radius tetes paling besar 3 mm, di atas ukuran ini tetes hujan akan pecah kecuali dalam bentuk partikel es dapat mempunyai radius dalam ukuran centimeter. Karena tetes berukuran besar maka seolah-olah pori-pori permukaan tanah akan tertutup sehingga infiltrasi air hujan sangat kecil sebaliknya limpasan air hujan menjadi sangat besar. Deforestasi, degradasi lingkungan dan pembangunan kota yang penuh dengan bangunan beton dan jalan-jalan aspal tanpa memperhitungkan drainase, daerah resapan dan tanpa memperhatikan data intensitas hujan dapat menyebabkan bencana alam banjir.

Bencana alam banjir erat kaitannya dengan curah hujan. Selain curah hujan faktor lingkungan yang tidak tertata dengan baik, misalnya saluran limpasan yang tersumbat atau semakin menyempit dan mengalami pendangkalan. Dengan mengabaikan faktor lingkungan dan kondisi permukaan tanah, bencana alam banjir disebabkan oleh hujan lebat (10,1 – 20,0 mm/j) dan hujan sangat lebat (> 20,0 mm/j). Curah hujan di daerah monsun Indonesia disebabkan oleh awan cumulus (Cu) atau cumulonimbus (Cb)

jika geser angin (*wind shear*) dan konvergensi troposferik bawah keduanya lemah, hujannya disebut “hujan deras (*shower*) dan oleh awan nimbostratus (Ns) besar dibarengi dengan cumulonimbus (Cb) jika geser angin dan konvergensi troposferik bawah keduanya besar, hujannya berbentuk hujan normal (*rain*).

Banjir merupakan fenomena alam akibat badan air atau sungai tidak dapat menampung aliran air sehingga meluap dan menggenangi daerah sekitarnya. Akibat daya dukung (kapasitas) dan kemampuan sistem prasarana pengendali serta daya dukung alam dan lingkungan terlampaui, terjadi masalah banjir dan genangan air yang dapat berdampak pada kerusakan prasarana seperti jalan, fasilitas umum yang mengganggu kehidupan masyarakat, aktivitas ekonomi dan degradasi kualitas lingkungan. Akhir-akhir ini fenomena banjir semakin meningkat baik frekuensi, besar maupun intensitasnya. Degradasi hutan dan lingkungan baik kuantitas maupun kualitas dapat menimbulkan banjir meskipun jumlah curah hujan tidak besar. Jika kondisi topografi rendah sehingga air limpasan tidak segera masuk ke DAS (daerah aliran sungai), maka lokasi banjir disebabkan oleh genangan air. Besarnya debit banjir sangat dipengaruhi oleh besarnya intensitas hujan dan karakteristik DAS, sedangkan durasi genangan air bergantung pada sistem *drainase* jaringan sungai dan durasi hujannya.

Kebanyakan siklon tropis (65%) terbentuk di daerah antara lintang 10⁰ dan 20⁰ dari ekuator, sedikit sekali (\pm 13%) yang muncul pada lintang geografis 22⁰ dan siklon tropis tidak muncul di daerah lintang kurang dari 5⁰ dari ekuator. Tidak munculnya siklon tropis di daerah ekuatorial menunjukkan bahwa besarnya vortisitas bumi ($2 \Omega \sin \phi$) dan gaya Coriolis ($2 \Omega \sin \phi \cdot v$) sangat penting dalam pembentukan siklon tropis, dimana Ω adalah kecepatan sudut rotasi, ϕ adalah lintang tempat dan v adalah kecepatan angin. Wilayah Indonesia dapat dikatakan bebas dari jejak siklon tropis. Tetapi siklon

tropis dapat meningkatkan jumlah curah hujan dan kecepatan angin diberbagai tempat di Indonesia yang dekat dengan jalur siklon tropis (Anthes, 1982; Bayong Tjasyono, 1999). Jumlah curah hujan dapat meningkat sampai 300% dari curah hujan normal, terutama pada tempat-tempat yang dekat dengan jalur siklon tropis.

Tabel 5 menunjukkan bahwa dalam tengah musim panas (*midsummer*) belahan bumi lebih banyak terjadi depresi tropis di perairan Indonesia bagian selatan dibandingkan depresi tropis dalam tengah musim dingin (*midwinter*). Hal ini menunjukkan pentingnya energi termik laut dan gaya Coriolis sebagai energi kinetik dan sirkulasi sirkular siklon tropis. Depresi tropis terjadi di atas laut sehingga udara troposferik menengah cukup lembap. Uap air yang terkandung dalam udara lembap ini merupakan salah satu bahan bakar siklon tropis melalui panas laten yang dilepaskan ketika uap air mengkondensasi menjadi tetes-tetes awan. Energi panas laten kemudian diubah menjadi energi kinetik siklon tropis.

Baik hujan konveksional dan konvergensi maupun hujan siklon tropis, ketiganya disebabkan oleh sel tekanan rendah di pusat konveksi, zona konvergensi intertropis dan sel tekanan rendah pada mata siklon tropis. Sel tekanan rendah ini menyebabkan konvergensi arus udara dan gerak udara lembab keatas (*updraft*) yang membawa uap air. Baik awan konvergensi maupun awan siklon tropis mempunyai sistem cuaca skala meso atau makro yang dapat menyebabkan banjir skala luas jika terjadi ketidakseimbangan antara curah hujan, infiltrasi dan limpasan.

Intensitas banjir meningkat jika bersamaan dengan peristiwa La Niña. La Niña adalah episode dingin Samudera Pasifik Tengah, sehingga angin pasat diperkuat dan mendorong air permukaan hangat mengalir ke arah barat (Trenberth, 1996). Dalam kondisi semacam ini awan-awan konvektif di Samudera Pasifik bagian barat memperoleh masukan uap air dari perairan permukaan panas. Pada tahun

La Niña awan konvektif di atas Indonesia (Pasifik bagian barat) dapat menghasilkan badai hujan atau hujan lebat. Sirkulasi Walker (zonal) pada tahun La Niña konvergen di atas Indonesia yang menghasilkan akumulasi uap air dan arus udara keatas.

Bencana alam banjir merupakan masalah yang kompleks dan tidak dapat ditinjau dari satu aspek saja. Jumlah curah hujan yang sama mungkin menyebabkan banjir ditempat yang satu tetapi belum tentu banjir ditempat lain. Menjaga keseimbangan air (*water balance*) merupakan salah satu langkah yang sebaiknya dilakukan. Perkembangan kota tanpa ditunjang data iklim terutama intensitas hujan kemungkinan dilanda banjir jika jalan atau bangunan tidak dilengkapi saluran (*drainase*) yang memadai. Apalagi jika perkembangan kota tanpa diimbangi oleh lahan-lahan yang disediakan untuk hutan kota atau daerah resapan, maka daya resap tanah terhadap air hujan semakin rendah sehingga pori-pori permukaan tanah tidak mampu meresapkan air hujan lebat dan sangat lebat yang mempunyai ukuran tetes lebih besar dari pada hujan normal.

Penanganan bencana banjir harus dilakukan secara terpadu, multidisiplin dan interdisiplin. Peranan tanaman di dataran tinggi dan rendah sangat penting untuk mereda limpasan permukaan, yaitu sebagai simpanan air permukaan, sebagai arus keluar melalui transpirasi, mengikat tanah melalui akar-akarnya sehingga tanah tidak mudah erosi atau longsor dan mereda energi kinetik tetes-tetes hujan yang jatuh dari dasar awan.

6. KESIMPULAN

Dari analisis data cuaca dan pembahasannya, beberapa hasil penelitian tentang mekanisme bencana alam banjir di Indonesia dapat ditarik beberapa kesimpulan sebagai berikut :

- Penyebab utama bencana alam banjir di Indonesia adalah sistem cuaca

ekstrim basah yang disebabkan oleh hujan konveksional, konvergensi dan pengaruh siklon tropis. Sistem cuaca di atas Indonesia ketika terjadi peristiwa La Niña juga meningkatkan intensitas bencana alam banjir di Indonesia.

- Baik awan konveksi, awan konvergensi dan awan siklon tropis mempunyai sistem cuaca skala lokal dan meso atau makro yang dapat menyebabkan banjir skala lokal dan skala luas. Ketiga sistem per-awanan ini disebabkan oleh sel tekanan udara rendah. Bahkan sistem cuaca ketika terjadi peristiwa La Niña, disebabkan oleh sel tekanan rendah di atas Pasifik bagian barat dan di atas benua maritim Indonesia.
- Kebanyakan hujan konveksional terjadi setelah insolasi maksimum atau setelah tengah hari sampai malam hari. Tetapi dalam pengaruh maritim aktivitas konvektif dapat meningkat di atas laut pada larut malam yang menghasilkan hujan lebat pagi hari.
- Hujan lebat dan sangat lebat dengan intensitas lebih dari 10 mm/jam lebih sering terjadi pada musim panas dan musim gugur belahan bumi.
- Bencana banjir disebabkan oleh ketidakseimbangan antara aliran masuk (*inflow*) intensitas hujan (debit volume air hujan) yang lebih besar dari pada aliran keluar (*outflow*) evapotranspirasi, infiltrasi, dan limpasan, terutama jika *drainase* (saluran air) dan daerah resapan tidak berfungsi dengan baik.
- Sebagai wilayah monsun yang periodik, maka bencana alam banjir di beberapa tempat di Indonesia juga periodik. Wilayah Indonesia dilalui oleh zona konvergensi intertropis (ZKI) yang bergerak kesebelah utara dan selatan ekuator secara periodik mengikuti migrasi tahunan (gerak semu) matahari bolak balik dari *tropis Cancer* (lintang 23,5⁰ U) ke *tropis Capricorn* (lintang 23,5⁰ S). Wilayah yang dilalui oleh ZKI akan mengalami

hujan torensial (*torrential rains*) sekala luas

Ucapan Terima Kasih

Riset ini dibiayai oleh ITB berdasarkan Surat Perjanjian Pelaksanaan Penelitian No. : 004/K01.03.2/PL2.1.5/I/2006, LPPM – ITB.

DAFTAR PUSTAKA

- Anthes, R. A., Hurricanes : Their formation, structure, and likely role in the tropical circulation, Meteorology over the tropical oceans, Roy. Meteor. Soc. (1982).
- Bayong Tjasyono HK., The Impact of tropical storm on the weather over Indonesia. The second International Conference on Science and Technology, BPPT, Jakarta (1999).
- Bayong Tjasyono HK., Characteristics of Cloud and Rainfall in the Indonesian Monsoonal Region, International Roundtable on Understanding and Prediction of Summer and Winter Monsoons, Organized by NAM Science and Technology Center India, BMG Indonesia, Jakarta (2005).
- Bayong Tjasyono HK., and Musa A. M., Seasonal rainfall variation over monsoonal areas, JTM, 7, 215 – 221 (2000).
- Bayong Tjasyono HK., Orographic Effect on the Rainfall over Java in the Southeast Monsoon Period, Proc. of The International Convergence on The Scientific Result of The Monsoon Experiment, WMO, BMG, Denpasar, Bali (1982).
- LAPAN, Pemantauan cuaca dan iklim di Indonesia, Pusat Pengembangan Pemanfaatan dan Teknologi

- Penginderaan Jauh, LAPAN, Jakarta (2004).
- LAPAN, Pemantauan cuaca dan iklim di Indonesia, Pusat Pengembangan Pemanfaatan dan Teknologi Penginderaan Jauh, LAPAN, Jakarta (2005).
- LAPAN, Pemantauan cuaca dan iklim di Indonesia, Pusat Pengembangan Pemanfaatan dan Teknologi Penginderaan Jauh, LAPAN, Jakarta (2006).
- Lim, G. H. and A. S. Suh, Diurnal and Semidiurnal in the Time Series of 3-hourly Assimilated Precipitation by NASA GEOS-1, American Meteor. Soc. (2000).
- Mc Gregor, G. R., and S. Nieuwolt, An Introduction to the climates of the Low Latitudes, John Wiley & Sons, New York (1998).
- Murakami, M., Analisis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 77 – 90 (1983).
- Oshawa T., H. Ueda, T. Hayashi, A. Watanabe, J. Matsumoto, Diurnal Variation of Convective Active and Rainfall in Tropical Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 333 – 352 (2001).
- Ramage, C. S. Monsoon Meteorology, Academic Press, New York (1971).
- Roger, R. R., and M. Y. Yau, A Short Course in Cloud Physics, Pergamon Press, Oxford (1989).
- Trenberth K. E., El Niño–Southern Oscillation, Workshop on ENSO and Monsoon, SMR/930–1, ICTP, Italy (1996).