



Volume 7, Nomor 1, Edisi April 2016



Vol. 7, No. 1, April 2016

Diterbitkan oleh:
Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) Bukit Kototabang
Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika
Jl. Raya Bukittinggi-Medan Km. 17 Palupuh, Sumatera Barat

SUSUNAN REDAKSI

PENANGGUNG JAWAB

Edison Kurniawan, S.Si, M.Si

MITRA BESTARI

Prof. Dr. Edvin Aldrian, B.Eng, M.Sc

Dra. Noerhayati, M.Sc

Dr. Dodo Gunawan, DEA

Dr. Wandono

Dr. Hamdi Rivai

REDAKTUR

Budi Satria, S.Si

Rudi Anuar Yudha Trisaputra, SP

EDITOR

Agusta Kurniawan, S.Si, M.Si

Yosfi Andri, ST

Alberth C. Nahas, S.Si, M.CC

DESAIN GRAFIS DAN FOTOGRAFER

Darmadi

Harika Utri, S.Kom

Reza Mahdi, ST

Rinaldi

SEKRETARIAT REDAKSI

Yasri

Dwi Lestari Sanur, S.Tr

Ibrahim

MEGASAINS

MEGASAINS merupakan bulletin yang diterbitkan oleh Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) Bukit kototabang sebagai media penguangan Karya Tulis Ilmiah (KTI) yang bersumber dari kegiatan penelitian berbasis ilmu-ilmu Meteorologi, Klimatologi, Kualitas udara, dan Geofisika (MKKuG), serta lingkungan.

Dewan Redaksi membuka kesempatan bari para pakar ataupun praktisi untuk dapat mengirimkan naskah KTI, terutama yang berkaitan dengan fokus utama dari Buletin MEGASAINS.

Naskah KTI yang dikirimkan hendaknya asli dan belum pernah dipublikasikan. Naskah diketik dengan menggunakan aplikasi *Microsoft™ Word* dengan ketentuan panjang naskah maksimal 20 halaman pada kertas ukuran A4; batas kiri 4 cm, kanan 3,17 cm, atas dan bawah 2,54 cm; satu kolom; font Arial; judul ditulis menggunakan font 12 pts, rata tengah, spasi tunggal, huruf capital, dan cetak tebal; isi ditulis menggunakan font 10 pts, rata kiri-kanan, dan spasi tunggal; tulisan disertai dengan abstrak sepanjang satu alinea, dicetak dengan font 10, spasi tunggal, dan disertai dengan 2-5 kata kunci.

Dewan Redaksi berhak mengubah isi naskah sepanjang tidak mengubah substansinya. Isi naskah adalah sepenuhnya tanggung jawab penulis. Pemilihan naskah yang laik cetak adalah sepenuhnya hak Dewan Redaksi.

Informasi lebih lanjut dapat mengunjungi laman:

www.megasains.gaw-kototabang.com

atau mengirimkan email ke alamat:

stagaw.kototabang@bmkg.go.id

- halaman ini sengaja dikosongkan -

Dari Redaksi

Pembaca yang kami banggakan,

Puji dan syukur kami panjatkan ke hadirat Tuhan Yang Maha Esa karena berkat rahmat dan hidayah-Nya, Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) Bukit Kototabang data kembali menerbitkan Buletin MEGASAINS.

Pada terbitannya yang sudah memasuki Volume ke-7 di tahun 2016, Buletin MEGASAINS tampil dengan wajah dan desain tata saji baru. Mulai dengan edisi kali ini, Buletin MEGASAINS menggunakan logo berupa lingkaran dengan kombinasi gradasi warna hijau, putih, dan biru, dan dilengkapi dengan bayangan berwarna biru. Logo ini mencerminkan kajian Buletin MEGASAINS yang berfokus pada Karya Tulis Ilmiah (KTI) di bidang Meteorologi, Klimatologi, Kualitas udara, dan Geofisika (MKKuG), serta lingkungan. Perubahan tata saji juga diperkenalkan dengan memanfaatkan tampilan dua-kolom pada setiap halamannya.

Untuk edisi kali ini, enam KTI dari berbagai disiplin ilmu disajikan. Di bidang meteorologi/fisika atmosfer, pengukuran radiasi pada periode 2015 di Bukit Kototabang diulas lebih mendalam. Di bidang klimatologi, pemanfaatan konsep probabilitas dilakukan untuk lahan kering di Lombok dengan mengacu pada jeda dan curah hujan. Pada KTI lainnya, frekuensi curah hujan dari enam lokasi yang berbeda di Indonesia juga dianalisis untuk menentukan normal musim di Indonesia. Di bidang kualitas udara, model WRF-Chem diaplikasikan untuk menentukan kualitas udara di Sumatera Barat. Di bidang geofisika, analisis terhadap *seismic gap* di Sesar Geser Sumatera. Di bidang lingkungan, kejadian tanah longsor di Aceh Selatan dikaji dengan memanfaatkan citra Satelit Landsat 5.

Dengan ditunjang oleh semangat dari seluruh staf Stasiun GAW Bukit Kototabang di dalam dukungannya terhadap kesinambungan penerbitan Buletin MEGASAINS, Dewan Redaksi tentunya sangat berharap KTI ini dapat mendorong terciptanya peningkatan pelayanan MKKuG di masa yang akan datang. Di samping itu, munculnya kesadaran dalam melakukan kaidah penelitian juga diharapkan akan menunjang bagi peningkatan pengetahuan serta kinerja di dalam melaksanakan tugas sehari-hari.

Tak ada gading yang tak retak, demikian pula kiranya terbitan Buletin MEGASAINS ini yang masih jauh dari sempurna. Oleh karena itu, Dewan Redaksi sangat mengharapkan saran dan masukan yang membangun demi perbaikan terbitannya di kemudian hari.

Akhirnya, kami mengucapkan selamat membaca dan semoga bermanfaat.

Bukit Kototabang, April 2016

- halaman ini sengaja dikosongkan -

Daftar KTI

	halaman
JEDA HUJAN (<i>DRY SPELL</i>) DAN CURAH HUJAN BERBASIS PROBABILITAS PADA TIPOLOGI LAHAN KERING DI LOMBOK <i>Mahrup, M.H. Idris, dan Suwardji</i>	1 – 12
PEMANFAATAN CITRA SATELIT LANDSAT 5 UNTUK MENGANALISIS KEJADIAN TANAH LONGSOR MEI 2008 DI DESA PAYA ATEUK - ACEH SELATAN Eko Cahyo Pristiwanoro, Nazli Ismail, dan Faisal Abdullah	13 – 18
<i>SEISMIC GAP</i> DI SESAR GESER SUMATERA <i>Telly Kurniawan dan Rasmid</i>	19 – 24
PENENTUAN NORMAL MUSIM DI INDONESIA BERDASARKAN FREKUENSI CURAH HUJAN DASARIAN <i>Wan Dayantolis, Adi Ripaldi, dan Ania Supeni</i>	25 – 32
PROYEKSI MODEL WRF-CHEM KUALITAS UDARA DAN KONDISI ATMOSFER DI SUMATERA BARAT <i>Ramadhan Nurpambudi</i>	33 – 40
PENGUKURAN RADIASI MATAHARI UVB DI BUKIT KOTOTABANG PERIODE JANUARI-DESEMBER 2015 <i>Yosfi Andri</i>	41 – 45

- halaman ini sengaja dikosongkan -

Jeda hujan (*dry spell*) dan curah hujan berbasis probabilitas pada tipologi lahan kering di Lombok

Mahrup¹, M.H. Idris², dan Suwardji²

¹Program Pascasarjana Pengelolaan Sumberdaya Lahan Kering, Universitas Mataram, NTB

²Staf Pengajar Pascasarjana Pengelolaan Sumberdaya Lahan Kering, Universitas Mataram, NTB

Diterima: 27 Januari 2016 | Dicetak: 4 April 2016

Abstrak. Jeda hujan (*dry spell*) dan probabilitas curah hujan sangat esensial bagi pertanian tadah hujan, dan lahan kering. Kedua parameter tersebut sebagai indikator penting status kekeringan dan memiliki relevansi dengan resiko tanaman di daerah tipologi lahan kering. Tujuan penelitian untuk mengetahui durasi jeda hujan (*dry spell*) dan curah hujan berbasis probabilitas di daerah tipe iklim D dan E Lombok bagian selatan. Penelitian Deskriptif telah dilakukan pada tahun 2014 dengan mengumpulkan data curah hujan harian dari 13 stasiun curah hujan yang ditetapkan secara “purposive sampling” mewakili daerah Lombok bagian selatan. Sifat bersyarat atas kejadian hari hujan atau hari tanpa hujan dianalisis menggunakan model rantai Markov level satu, menggunakan data curah hujan harian 16 tahun. Probabilitas curah hujan ditetapkan menggunakan rumus transformasi guna memenuhi sifat distribusi kurva normal. Penilaian tingkat kekeringan musim tanam dilakukan berbasis nilai indeks presipitasi standar (*Standardized Precipitation Index*, SPI) menggunakan data curah hujan musim tanam rentang 30 tahun. Hasil penelitian menunjukkan, bahwa jeda hujan dan curah hujan berbasis probabilitas bervariasi secara spasial, dan temporal serta dipengaruhi oleh variasi indeks presipitasi standar; jeda hujan semakin ke timur lebih panjang, dan curah hujan berkurang. Jeda hujan bersifat parabolik; selalu lebih panjang pada awal (Nopember) dan akhir musim tanam (April), dan relatif pendek di antaranya. Jeda hujan pada SPI-Negatif lebih panjang daripada SPI-Positif. Sifat musim tanam mengarah ke sifat kering, dengan harkat agak kering. **Kata kunci:** Jeda hujan, probabilitas curah hujan, lahan kering, Lombok.

Abstract. *Dry spell and probability of precipitation are very essential for both rainfed*

*and the dry land agriculture. The parameters are important indicators of drought status and have relevance to crop risk in dry land areas. The research objective was to determine duration of dry spells and probability-based rainfall in the area of climate types D and E at southern Lombok. Descriptive research was conducted in 2014 by collecting daily rainfall data from 13 rainfall stations. The stations were assigned as purposive sampling to represent the southern part of Lombok area. Conditional upon the nature of the incident rainy day or day without rain was analyzed using Markov chain model of first order, using daily rainfall data of 16 years. Probability of precipitation was determined using a formula of transformation in order to meet the normal curve distribution properties. Drought-level assessment was carried out based on the value of the standard precipitation index, SPI using growing season rainfall data of span 30 years. The results show, that the dry spells and probability-based rainfall varied spatially and temporally as well as they were influenced by variation in the standard precipitation index; dry spell was longer getting to the east, while rainfall decreased. Dry spell was parabolic in nature; It is always longer in the early growing season (November) and at the end of the season (April), and It was relatively short in between. Dry spell on SPI-negative was longer than that on SPI-positive. The characteristic of the growing season tends to be getting drier, with a level of mild drought over all. **Keywords:** dry spell, probability of precipitation, dry land, Lombok.*

Pendahuluan

Variabel iklim, terutama hujan (*precipitation*) terbentuk melalui suatu proses atmosfer yang kompleks, namun secara matematika dan statistika dapat disederhanakan (Sharma et al,

1998) dengan asumsi, bahwa peluang (*probability*) kejadiannya bersifat acak (*random*) (Vicente-Serrano et al, 2003). Terdapat sifat umum curah hujan di daerah tropik, yaitu hari hujan (*wet spells*) berdurasi 2-4 hari di daerah bercurah hujan tinggi, sedangkan di daerah-daerah bercurah hujan rendah bersifat eksponensial; memuncak (*peak*) pada satu hari. Periode jeda hujan (*dry spells*) memperlihatkan perilaku berlawanan; jeda hujan di wilayah beriklim kering 3-4 hari, sedangkan di daerah iklim basah satu hari (Ratan et al., 2003).

Suatu hasil studi menunjukkan, bahwa dalam beberapa dekade terakhir telah terjadi ekspansi batas kawasan tropis (*tropical belt*) yang mengakibatkan perubahan terhadap sistem iklim global yang membawa dampak pada pergeseran pola curah hujan, sehingga mempengaruhi ekosistem; alam, pertanian dan sumberdaya air (Chakravarthy et al., 2012). Pergeseran pola curah hujan tersebut, pada skala lokal di Lombok telah terbukti, sebagaimana dilaporkan oleh As Syakur et al, (2011), bahwa dalam tiga dekade, zona iklim Oldeman tipe C3 di sekitar pengunungan Rinjani meningkat 6 kali. Beberapa daerah bagian selatan yang dahulunya bertipe D3, berubah menjadi D4, bahkan ke E4 (0-2 bulan basah per tahun); pergeserannya ke arah semakin kering.

Variasi hujan, baik musiman (*seasonal variation*), maupun tahunan (*annual variation*), telah banyak dikaji, namun masih jarang memperhatikan variabilitas jeda hujan dan probabilitas curah hujan. Seharusnya kedua aspek tersebut mendapatkan perhatian, karena sangat esensial bagi pertanian tadah hujan, dan lahan kering. Jeda hujan dijadikan sebagai indikator penting status kekeringan di suatu wilayah (Nasri et al, 2011; She et al, 2013), karena memiliki relevansi terhadap resiko agronomi (Revindran, 2014), terutama untuk pertanian tadah hujan, pertanian lahan kering, perencanaan irigasi, pengambilan keputusan terkait iklim (Lall et al, 1996), dan kajian skenario kebutuhan air bidang pertanian, dan analisis kondisi lengas (Mathugama et al., 2011). Resiko agronomis dapat berupa gagal tanam dan/atau gagal produksi akibat jeda hujan yang dialaminya selama periode pertumbuhan (Fischer et al, 2013), sehingga berdampak langsung secara ekonomi, sosial dan lingkungan, terutama di daerah beriklim kering yang memiliki frekuensi jeda hujan tinggi, dan durasi yang panjang (Hachigonta et al, 2006).

Jeda hujan merupakan suatu periode yang ditandai cuaca kering (tanpa hujan) yang berlangsung dalam kurun waktu tertentu (beberapa hari berturut-turut), sesuai ambang batas (*threshold*) curah hujan yang telah ditetapkan (Mathugama et al, 2011; Ratan et al,

2014). Ambang curah hujan berbeda untuk setiap tempat dan jenis tanaman (Mathugama et al, 2011). Beberapa negara seperti India memakai nilai ambang 0,1 mm, Spanyol menggunakan tiga nilai ambang, yaitu 0,1 mm, 1,0 mm dan 10 mm (Mathugama et al, 2011), di Afrika telah diuji empat nilai ambang, yaitu 0,5 mm, 1 mm, 2 mm, dan 3 mm (Bouagila et al., 2013). Indonesia menggunakan nilai ambang curah hujan < 0,5 mm, sebagai hari tidak hujan (BMKG, 2014). Tanaman hutan dan perkebunan memakai ambang 1,5 mm, sedangkan tanaman pertanian 1 mm (Fischer et al, 2013), atau disesuaikan dengan besar kehilangan rata-rata air lewat proses evapotranspirasi (Mathlouthi et al, 2012).

Curah hujan total selama musim tanam tidak selalu berbanding lurus dengan peningkatan produksi. Ada banyak fakta menunjukkan, bahwa produksi pertanian di beberapa daerah tidak hanya bergantung pada total curah hujan pada suatu musim, melainkan pada pola kejadian periode jeda hujan dan hari hujan (Mangaraj et al, 2013). Hasil tanaman yang baik lebih banyak diperoleh pada kondisi hujan dengan intensitas sedang, tetapi merata sepanjang waktu, daripada kondisi hujan lebat diikuti oleh periode jeda hujan atau kering yang relatif panjang (Hachigonata et al, 2006). Khusus bagi daerah tipologi lahan kering, fenomena jeda hujan menjadi lebih penting sejalan dengan isu perubahan iklim global dan fenomena *El Nino* dan *La Nina* karena berkorelasi dengan variasi durasi dan frekuensi jeda hujan (Lall et al, 1996; Barron et al., 2004), frekuensi jeda hujan lebih tinggi pada kondisi *El Nino*, dibandingkan *La Nina* (Mangaraj et al, 2013).

Berbagai model stokastik (*stochastic models*) telah banyak dikembangkan untuk menganalisis data curah hujan, guna mempelajari karakteristik variasi jeda hujan yang dianggap esensial untuk bidang pertanian, hidrologi, industri, dan pengelolaan sumber-daya air. Salah satunya adalah model Rantai Markov (*Markov Chain Model*) (Mathugama et al, 2011; Mangaraj et al, 2013) yang digambarkan dalam geometri matriks 2 x 2, yang lazim disebut matriks probabilitas transisi (*transition probability matrix*) atau model Rantai Markov ordo pertama dua keadaan (*two states*) (Detzel et al, 2013). Prinsip dasar model ini adalah menguji apakah kejadian jeda hujan (*dry spell*) dan hari hujan (*wet spell*) memiliki sifat bersyarat, atau semata-mata terjadi secara acak. Model rantai Markov diadopsi untuk menjawab rumusan masalah seperti apakah karakteristik jeda hujan (*dry spell*) dan curah hujan berbasis probabilitas di daerah dengan tipologi lahan kering tipe iklim D dan E di pulau Lombok bagian selatan.

Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui durasi jeda hujan (*dry spell*) dan curah hujan

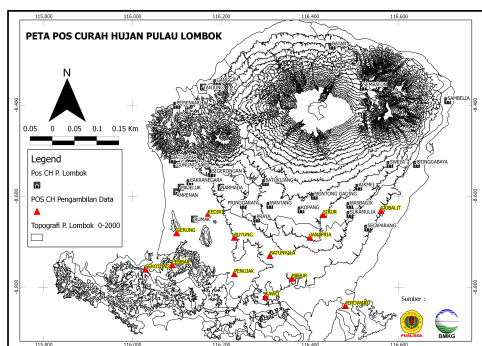
berbasis probabilitas di daerah tipe iklim D dan E Pulau Lombok bagian selatan. Luaran penelitian (*output*) secara akademis bermanfaat sebagai salah satu penciri sifat hujan di wilayah dengan tipe iklim D dan E di pulau Lombok, dan secara praktis bermanfaat sebagai dasar dalam perencanaan pola tanam, dan penetapan awal tanam di lahan dengan tipe iklim D3, D4 dan E di pulau Lombok bagian selatan.

Metodologi

Lokasi dan Data

Penelitian dilaksanakan dengan metode deskriptif, menggunakan data iklim dari 13 stasiun penakar hujan yang ditetapkan secara purposive *sampling* di Lombok bagian selatan. Kriteria penetapan, antara lain: (i) secara klimatologis terletak pada daerah tipe iklim D atau E, (ii) secara geografis terletak di sebelah selatan pegunungan Rinjani, (iii) terletak pada zona musim (ZOM) yang relatif sama, (iv) secara tofografis berada pada ketinggian ≤ 300 m dpl, dan (v) tersedia data curah hujan bulanan dalam rentang waktu 30 tahun (1983/1984 s.d. 2012/2013) dan data curah hujan harian 16 tahun (1997/1998 -2012/2013) atau ≥ 10 tahun

Sumber data curah hujan antara lain: Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG) NTB, Dinas Pertanian, Dinas Pekerjaan Umum (Balai Hidrolog NTB), dan Balai Pengelolaan DAS NTB dan Balai Perlindungan Tanaman Pangan, dan Hortikultura NTB. Sumber data pihak swasta, antara lain PT. ELI Lombok. Sebaran ketigabelas stasiun curah hujan tersebut tertera pada Gambar 1 berikut.



Gambar 1. Sebaran 13 stasiun Curah Hujan sebagai sampel penelitian di Lombok bagian selatan.

Ketigabelas stasiun tersebut, terdiri dari tiga stasiun mewakili zona musim Lombok Barat bagian selatan, yaitu: Sekotong, Lembar, Gerung, dan Kediri. Enam stasiun mewakili zona musim Lombok Tengah bagian selatan, yaitu: Puyung,

Penujak, Kawo, Batunyala, Mujur, dan Janapria. Tiga stasiun mewakili zona musim Lombok Timur bagian selatan, yaitu: Sikur, Jerowaru, dan Ijobalit.

Analisis Data

Analisis data curah hujan dilakukan dalam dua kategori, yaitu analisis data curah hujan musim tanam (Nopember-April) selama 30 tahun. dan data curah hujan harian dalam kurun waktu 16 tahun atau ≥ 10 tahun terakhir, untuk mendeskripsikan sifat jeda hujan (*dry spell*) dan hari hujan (*wet spell*).

Sifat kekeringan musim tanam selama 30 tahun ditetapkan melalui Indeks Curah Hujan Standar (*Standardized Precipitation Index*, SPI) dengan rumus (Al Asheikh et al, 2013) sebagai berikut :

$$SPI = (U_i - \bar{U})/\sigma \quad [1]$$

Dengan U_i adalah total curah hujan selama musim tanam Nopember sampai April, pada musim tanam ke- i , $\bar{U}$ adalah rerata curah hujan pada musim tanam selama 30 tahun dan σ adalah standar deviasi curah hujan musim tanam selama 30 tahun. Sifat kekeringan musim tanam dikelompokkan berdasar nilai SPI, merujuk pada Tabel 1, menurut McKee et al (1993) dalam Al Asheikh et al (2013), yaitu: 0 s.d 0,99 (Agak kering, *mild drought*), -1,0 s.d. 1,49 (Sedang, *Moderate drought*), -1,5 s.d -1,99 (Parah, *Severe drought*) dan $SPI \leq -2$ (Ekstrem kering, *Extreme drought*).

Sifat berulang (*time series*) musim tanam kering ($SPI < 0$) atau musim tanam basah ($SPI \geq 0$) diuji dengan analisis berulang (*time series analysis*) teknik *run-test* (Hoel 1966; Walpole et al., 1990) menggunakan rumus berikut:

$$z = (v - \mu_v) / \sigma_u \quad [2]$$

Dengan z adalah nilai daerah kritis, v adalah jumlah *run* (banyaknya urutan simbol yang identik, μ_v adalah nilai rerata distribusi normal, dan σ_u adalah nilai varian. Rumus untuk menentukan μ_v dan σ_u sebagai berikut:

$$\mu_v = \{(2 \cdot n_1 \cdot n_2) / (n_1 + n_2)\} + 1 \quad [3]$$

$$\sigma_u = \sqrt{\frac{2n_1n_2(2n_1n_2 - (n_1 - n_2))}{(n_1 + n_2)^2(n_1 + n_2 - 1)}} \quad [4]$$

Dengan n_1 : jumlah musim tanam basah ($SPI \geq 0$), dan n_2 : musim tanam kering ($SPI < 0$) selama periode 30 tahun. Uji hipotesis menggunakan nilai z -tabel, α 5%. ($z = -1,64$).

Durasi jeda hujan (*dry spell*) dan periode hari hujan (*wet spell*) dianalisis sesuai prosedur model Rantai Markov (*Markov Chain Model*) (Mathugama et al, 2011; Mangaraj et al, 2013),

untuk rentang musim tanam Nopember – April. Hubungan yang berlaku adalah:

$$p_{00} + p_{01} = 1 \text{ dan } p_{10} + p_{11} \quad [5]$$

Dengan p_{00} (hari ini dan hari sebelumnya tanpa hujan); p_{01} (hari ini hujan, sehari sebelumnya tanpa hujan); p_{10} (hari ini tanpa hujan, dan sebelumnya hujan), dan p_{11} (hari ini dan hari sebelumnya hujan). Parameter tersebut adalah probabilitas transisi bagi berlangsungnya suatu kondisi, atau prasyarat suatu kejadian (events) (Detzel et al, 2011).

Hari-hari selama periode musim tanam dari tanggal 1 Nopember tahun berjalan sampai dengan bulan April tahun berikutnya disusun dan diberi kode: H_{00} , H_{01} , H_{10} dan H_{11} mengikuti kaedah rantai Markov. Frekuensi setiap kode hari dihitung, dan jika nilai frekuensi untuk masing-masing kode tersebut di atas secara berurutan diberi notasi: a, b, c dan d, dimana $a+b=n_0$, dan $c+d=n_1$, maka probabilitas transisi p_{01} dan p_{11} dapat dihitung (Mangaraj et al, 2013) sebagai berikut:

$$p_{01} = b/(a+b) = b/n_0 \quad [6]$$

$$p_{11} = d/(c+d) = d/n_1 \quad [7]$$

Probabilitas hari tanpa hujan (p_0) dan probabilitas hari hujan (p_1) dihitung dengan rumus:

$$p_0 = (a+c)/(n_0 + n_1) \quad [8]$$

$$p_1 = (b+d)/(n_0 + n_1) \quad [9]$$

Estimasi varian dapat dihitung (Mangaraj et al, 2013) dengan rumus:

$$\text{Varian}(p_{01}) = p_{01}(1-p_{01})/n_0 = (p_{01}p_{00})/n_0 \quad [10]$$

$$\text{Varian}(p_{11}) = p_{11}(1-p_{11})/n_1 = (p_{11}p_{10})/n_1 \quad [11]$$

Untuk membuktikan apakah kejadian hari tanpa hujan atau hari hujan dipengaruhi oleh keadaan cuaca pada hari sebelumnya, maka dilakukan uji deviasi normal (Z) (Walpole, 1974; Mangaraj et al., 2013) sebagai berikut:

$$Z = \frac{p_{01} - p_{11}}{\sqrt{p(1-p)\left(\frac{1}{n_0} + \frac{1}{n_1}\right)}} \quad [12]$$

Dengan $p = (n_0 p_{01} + n_1 p_{11}) / (n_0 + n_1)$ adalah standar error untuk $p_{01} - p_{11}$. Nilai Z_{hitung} dibanding dengan nilai Z_{tabel} α 5% (-1,64) untuk membuktikan apakah $p_{01} < p_{11}$ dapat diterima secara statistik (Walpole, 1974; Mangaraj et al, 2013).

Curah hujan harian dalam penelitian ini dianggap sebagai variabel acak (*random variable*) yang memenuhi sifat distribusi normal (*normal distribution*) yang probabilitas distribusinya dapat digambarkan sebagai kurva normal (*normal curve*) yang memenuhi persamaan (Walpole, 1974) sebagai berikut:

$$n(x; \mu, \sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-1/2\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2} \quad [13]$$

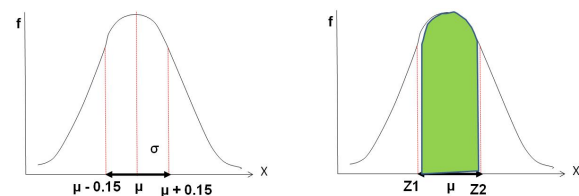
Dengan $\pi = 3.14159$, $e = 2.71828$, μ = nilai rata-rata populasi, dan σ = standar deviasi dan sebaran variabel x dari $-\infty < x < \infty$.

Semua variabel yang bersifat acak (*random variable*), termasuk data curah hujan dapat ditransformasi menjadi variabel acak normal, Z (*normal random variabel*), yang memiliki nilai rata-rata sama dengan nol (0) dan varian = 1. Rumus transformasi (Walpole, 1974) adalah:

$$x = \mu + Z \cdot \sigma \quad [14]$$

Nilai Z diperoleh dari tabel kurva normal, untuk setiap level probabilitas: 25%, 50%, 75% dan 84%, x : nilai curah hujan maksimum, μ : nilai rata-rata, dan σ standar deviasi (Walpole, 1974).

Sebagai referensi untuk menetapkan rentang kepercayaan (*confidence interval*) adalah sebaran curah hujan kategori normal sebagaimana yang dipedomani secara umum oleh BMKG, yaitu: $\mu_x \pm 15\% \mu_x$ (Gambar 3), dimana $15\% \mu_x$ dianggap sebagai standar deviasi (σ).



Gambar 2. Kurva distribusi normal: rentang kepercayaan (kiri) dan daerah arsir (kanan) merupakan posisi variabel x pada rentang kepercayaan.

Rentang kepercayaan dapat dihitung, dengan terlebih dahulu menentukan nilai Z_1 dan Z_2 menggunakan persamaan [14]. Nilai Z_1 dan Z_2 disebut sebagai nilai batas kepercayaan (*confidence limit*). Setelah nilai Z_1 dan Z_2 diperoleh, selanjutnya digunakan tabel kurva normal untuk mendapatkan nilai probabilitas masing-masing nilai Z_1 dan Z_2 . Nilai probabilitas inilah yang digunakan sebagai dasar perhitungan batas curah hujan harian tertinggi berbasis probabilitas, yang selanjutnya ditampilkan dalam bentuk kurva frekuensi kumulatif relatif (*Cumulative Relative Frequency, CRF*).

Hasil dan Pembahasan

Keadaan Umum Daerah Kajian

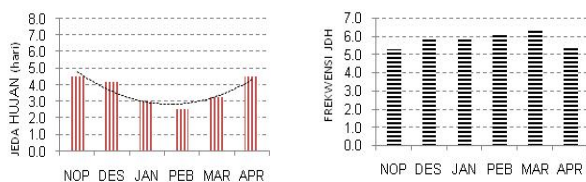
Daerah kajian meliputi dua zona musim (ZOM) di Pulau Lombok ($115^{\circ} 46' \text{ BT} - 116^{\circ} 80' \text{ BT}$ dan $8^{\circ} 12' \text{ LS} - 9^{\circ} 02' \text{ LS}$), yaitu ZOM 220 meliputi: Lombok Barat dan Lombok Tengah

Bagian Selatan, dan ZOM 229 meliputi Lombok Timur bagian selatan. ZOM 220 Lombok Barat bagian selatan diwakili oleh tiga stasiun penakar hujan, yaitu Sekotong (tipe D₄, menurut Oldeman), Lembar (E), dan Gerung (D₃). ZOM 220, dan Kediri (D₃). Lombok Tengah Bagian Selatan, diwakili oleh 6 stasiun, yaitu: Puyung (D₃) Penujak (D₃), Kowo (D₃), Batunyala (D₃), Muju (D₃), dan Janaria (D₄). ZOM 229 (Lombok Timur bagian selatan) diwakili 3 stasiun, yaitu Sikur (D₃), Jerowaru (E₄), dan Ijobalit (E₄). Semua stasiun yang mewakili berada pada ketinggian ≤ 300 m dpl.

As-Syakur et al., (2009) menyatakan bahwa untuk satu pos curah hujan di Lombok rata-rata mewakili daerah seluas 141 km^2 , Balai Hidrologi (2004), mempersyaratkan satu pos penakar hujan mewakili daerah seluas $100\text{-}250 \text{ km}^2$. Dengan demikian 13 stasiun penakar yang dipilih sebagai sampel mewakili 1.833 km^2 atau setara dengan $39,4 \%$ terhadap luas total pulau Lombok ($4.647,8 \text{ km}^2$).

Jeda Hujan di Lombok Selatan

Jeda hujan rerata per musim tanam untuk tiap-tiap daerah adalah sebagai berikut: Lombok Barat $3,7 \pm 1,2$ hari, Lombok Tengah $4,5 \pm 2,1$ dan Lombok Timur $5,8 \pm 2,5$ hari. Secara umum pola jeda hujan selama musim tanam menunjukkan pola parabolik; jeda hujan panjang pada awal dan akhir musim tanam. Data ini sesuai dengan durasi yang lazim terjadi di wilayah tropis iklim kering, yaitu 3-4 hari (Ratan et al, 2003), sebagaimana pulau Lombok termasuk tipe iklim tropis Semi Ringkai (*Semi Arid tropic*) (Anonim, 2002).

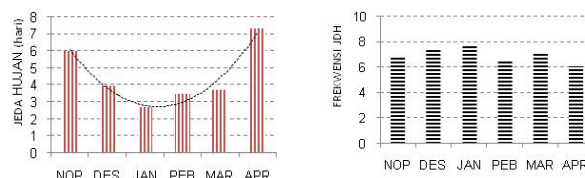


Gambar 3. Durasi (kiri) dan frekuensi jeda hujan (kanan) di Lombok Barat bagian selatan.

Jeda hujan di Lombok Barat bagian selatan memperlihatkan pola parabolik; jeda hujan relatif panjang pada bulan awal dan akhir musim tanam. Pada Nopember dan Desember, jeda hujan rata-rata 4.5 hari dengan frekuensi 5.5 kali per bulan. Pada akhir musim tanam (April) indentik dengan jeda hujan awal musim. Durasi jeda hujan 2,5 - 3 hari terjadi pada periode Januari sampai Maret.

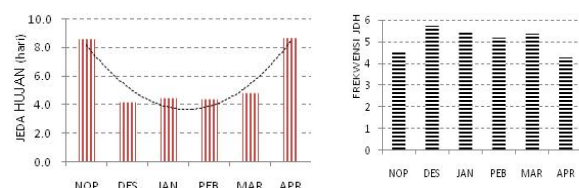
Jeda hujan di Lombok Tengah bagian selatan ditampilkan pada Gambar 4. Variasi temporal jeda hujan di Lombok Tengah bersifat

parabolik; Jeda hujan Nopember rata-rata 6 hari dengan frekuensi 6 kali, sedangkan pada bulan Desember 4 hari dengan frekuensi 7 kali. Januari 3 hari dengan frekuensi 8 kali. Pada bulan Pebruari dan Maret 3,5 hari dengan frekuensi jeda 6 kali per bulan. Pada bulan April jeda hujan memuncak dengan durasi 7 hari dengan frekuensi 6 kali.



Gambar 4. Durasi (kiri) dan frekuensi jeda hujan (kanan) di Lombok Tengah bagian selatan.

Pola jeda hujan di Lombok Timur bagian selatan (Gambar 5) masih mempertahankan sifat parabolik, sebagaimana di Lombok Tengah dan Barat bagian selatan. Pada kedua sisi awal musim (Nopember) dan akhir musim (April) tercatat jeda hujan yang relatif sama durasinya, yaitu 8 hari dengan frekuensi rerata 4 kali. Pada bulan Desember sampai Maret rerata durasi 4 hari dan frekuensi 5 kali; artinya hari hujan 10 hari per bulan.



Gambar 5. Durasi (kiri) dan frekuensi jeda hujan (kanan) di Lombok Timur bagian selatan.

Fenomena jeda hujan dengan pola parabolik oleh Partridge et al. (2002) dijelaskan, bahwa bulan Nopember dan April merupakan periode peralihan (*transition*) bagi wilayah yang memiliki sifat iklim muson (*monsoon*); antara Nopember-Pebruari adalah permulaan bagi dimulainya aliran *Angin Barat Laut* (*Northwesterly wind*) yang menghasilkan hujan, sedangkan April adalah permulaan dimulainya aliran *Angin Timur* (*easterly wind*) yang kering, menandai transisi ke musim kemarau. Krishnamurti et al. (1995) menemukan, bahwa variasi jeda hujan (*dry spell*) dan periode hujan (*wet spell*) di daerah muson Australia Utara, terkait dengan proses pelemahan dan penguatan aktivitas siklon di zona $10^{\circ}\text{S}\text{-}15^{\circ}\text{LS}$; Di Indonesia jeda hujan yang relatif panjang pada awal musim, khusus pada kondisi SPI negatif memiliki korelasi

dengan faktor gradien temperatur permukaan laut antara pantai timur Afrika dan pantai barat Sumatera; jika pantai barat Sumatera suhunya lebih rendah daripada pantai timur Afrika, maka uap air akan bergerak ke barat, meninggalkan wilayah Indonesia, yang berdampak pada jeda hujan yang panjang. Sebaliknya jika suhu permukaan air laut lebih tinggi, pergerakan uap air ke timur, menuju wilayah Indonesia (Vinayachandran et al, 2010), bersama-sama muson Asia. Hubungan antara durasi jeda hujan dan frekuensi bersifat terbalik, artinya frekuensi jeda hujan dari suatu kejadian yang panjang akan turun dengan cepat sejalan dengan peningkatan durasinya, serta jeda hujan terjadi secara acak selama musim hujan. (Mathlouthi et al., 2010). Kejadian jeda hujan yang panjang membawa dampak yang sangat nyata terhadap pertanian,

terutama karena pengaruhnya terhadap defisit lengas tanah (Nasri et al., 2011).

Parameter Markov pada musim tanam Lombok bagian Selatan

Parameter Markov seperti: p_{00} , p_{01} p_{10} , dan p_{11} adalah probabilitas kondisional, sedangkan p_0 dan p_1 termasuk probabilitas non-kondisional. Bagi Probabilitas kondisional berlaku $1/p_{01}$ adalah panjang durasi jeda hujan yang diprediksikan, sedangkan $1/p_{10}$ adalah pajang durasi hujan yang diprediksikan (Mangaraj et al, 2013). Dengan demikian semakin besar nilai p_{01} untuk suatu wilayah, maka semakin pendek jeda hujan, sedang semakin besar nilai p_{10} maka semakin pendek durasi hujan. Data selengkapnya hasil analisis parameter Markov untuk Lombok Barat, Tengah dan Selatan dicantumkan pada Tabel 1.

Tabel 1. Parameter Markov sifat musim tanam di Lombok bagian Selatan. Keterangan parameter Markov: n_0 : Jumlah hari yang sehari sebelumnya tanpa hujan; n_1 : Jumlah hari yang sebelumnya hujan; p_{01} : probabilitas hari yang sebelumnya tanpa hujan diikuti hari hujan; p_{11} : probabilitas hari yang sebelumnya hujan diikuti hari hujan; p_{00} : probabilitas hari yang sebelum dan sesudahnya tanpa hujan; p_{10} : probabilitas hari yang sebelumnya hujan diikuti hari tanpa hujan; p_0 : probabilitas hari tanpa hujan; p_1 : probabilitas hari hujan.

Zona Musim	Parameter Markov							
	n_0	n_1	p_{01}	p_{11}	p_{00}	p_{10}	p_0	p_1
Lombok Barat	17,1	13,0	0,37	0,53	0,63	0,47	0,57	0,43
Lombok Tengah	18,4	11,7	0,31	0,52	0,69	0,48	0,61	0,39
Lombok Timur	20,1	10,1	0,27	0,44	0,73	0,56	0,66	0,34
Rata-rata	18,5	11,6	0,32	0,50	0,68	0,50	0,62	0,38

Parameter Markov pada Tabel 1 adalah hasil analisis untuk stasiun-stasiun yang mewakili ZOM Lombok Barat, Tengah, dan Timur bagian selatan. Secara umum di Lombok bagian selatan, jumlah rata-rata hari per bulan dalam satu musim tanam yang didahului hari tanpa hujan (n_0) adalah 18,5 hari, lebih besar daripada jumlah hari yang didahului hari hujan (n_1) 11,6 hari per bulan. Artinya cuaca di Lombok bagian selatan dicirikan oleh lebih banyak hari cerah mendahului kondisi cuaca hari berikutnya. Hal yang sama terjadi di ketiga wilayah, seperti Lombok Barat nilai n_0 (sehari sebelum tanpa hujan) 17,1 hari ($1,3 \times n_1$) diikuti Lombok Tengah, 18,4 hari ($1,6 \times n_1$) dan Lombok Timur 20,1 hari ($2 \times n_1$). Berdasarkan data ini, Lombok Timur bagian selatan termasuk kawasan yang cuacanya selalu cerah (tanpa hujan) sebelum hari berikutnya.

Peluang hari tanpa hujan diikuti oleh hari hujan (p_{01}) di Lombok bagian selatan adalah 32%, sedangkan probabilitas kejadian hari tanpa hujan diikuti hari tanpa hujan (p_{00}) adalah 68%, dan Lombok Timur termasuk yang paling kuat

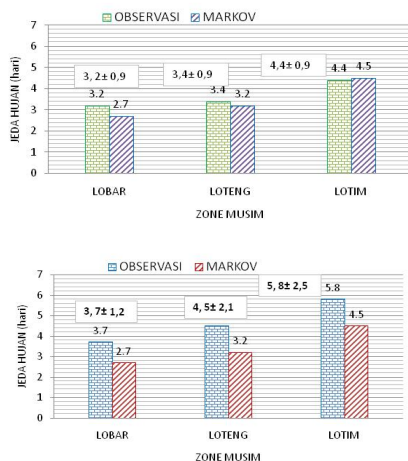
peluangnya, yaitu 73%. Artinya, duapertiga kemungkinan mengalami hari cerah keesokan hari, jika sehari sebelumnya tidak hujan atau cerah.

Probabilitas hari tanpa hujan (p_0) rata-rata per bulan dalam musim tanam di Lombok bagian selatan adalah 62%, dan bervariasi secara spasial; dari barat ke timur semakin besar, yaitu 57% di Lombok Barat, 61% di Lombok Tengah dan 66% di Lombok Timur bagian selatan. Probabilitas hari hujan (p_1) rata-rata per bulan di Lombok Selatan adalah 38%, dan bervariasi secara spasial; dari barat ke timur semakin kecil. Artinya hari-hari hujan lebih sedikit, dan semakin ketimur semakin sedikit hari hujannya rata-rata per bulan dalam musim tanam (Nopember- April). Makna terapanannya adalah, jika dalam satu musim tanam jumlah harinya 181 hari atau 182 hari, maka 112 hari adalah hari tanpa hujan, sedangkan hari hujannya 69 hari.

Prediksi durasi jeda hujan berdasarkan parameter Markov ditetapkan berdasarkan nilai ($1/p_{01}$), dengan demikian untuk Lombok bagian

selatan rata-ratanya adalah 3,1 hari, dan bervariasi pada setiap wilayah. Lombok Barat 2,7 hari), Lombok Tengah 3,2 hari dan Lombok Timur (4,5 hari). Jika dibanding dengan data jeda hujan hasil observasi, secara berturut-turut Lombok Barat ($3,7 \pm 1,2$ hari), Lombok Tengah ($4,5 \pm 2,1$ hari) dan Lombok Timur ($5,8 \pm 2,5$ hari). Pemahaman terkait periode jeda dan periode hujan yang berlangsung dalam musim tanam sangat esensial untuk perencanaan pengelolaan air, sehingga analisis curah hujan berbasis bulanan jauh lebih baik daripada analisis curah hujan tahunan atau musiman (Kandasami et al, 2012)

Perbandingan hasil observasi jeda hujan dan perhitungan Markov ditampilkan pada Gambar 6. Untuk periode Nopember-Desember perbedaannya sangat nyata, tetapi jika yang dibandingkan periode Desember-Maret, maka baik data observasi maupun perhitungan Markov memberikan durasi jeda yang nisbi sama. Hal ini disebabkan oleh efek ragam (varian) data yang sangat besar pada periode Nopember-Desember. Standar deviasi periode Desember-Maret adalah $\pm 0,9$. Sifat jeda hujan pun bervariasi spasial; semakin ke timur durasinya semakin panjang.



Gambar 6. Jeda hujan observasi vs prediksi Markov, periode Nopember-April (atas) dan Desember-Maret (bawah).

Prediksi durasi hujan ditunjukkan oleh nilai $1/p_{10}$ adalah: Lombok Barat 2,1 hari, Lombok Tengah 2,08 hari, dan Lombok Timur 1,8 hari. Penelitian ini menekankan pada probabilitas

curah hujan sehingga durasi hujan tidak disertakan. Data parameter Markov yang diperoleh dalam penelitian ini memberikan penguatan terhadap laporan sebelumnya yang menyatakan, bahwa wilayah Jawa Timur, Bali dan kepulauan Nusa Tenggara (NTB dan NTT) mengalami iklim lebih kering, periode musim hujan yang relatif pendek (Anonim, 2002), sehingga memperkuat fakta adanya efek 'mengering' karena bertetangga dengan benua kering Australia (Linacre dan Hobbs, 1977).

Uji Sifat Bersyarat (Z-test) terhadap kejadian hujan

Sifat bersyarat (*conditional*) atas suatu kejadian hari hujan di Lombok bagian selatan telah diuji dengan uji deviasi normal (Z-test). Analisis Z-test digunakan untuk menguji apakah $p_{01} < p_{11}$ dapat diterima secara statistik. Sebagai standar uji hipotesis digunakan nilai batas kritis $Z = -1,64$ yang setara dengan nilai probabilitas, $p = 0,05$ ($\alpha 5\%$).

Tabel 2 menunjukkan, bahwa di ZOM Lombok Barat bagian selatan, semua stasiun, memperoleh Z-hitung $> Z$ -tabel $\alpha 5\%$ ($Z = -1,64$), maknanya keempat stasiun di zona musim Lombok Barat bagian selatan, yaitu: Skotong - 0,23; ($p = 0,59$), Lembar - 0,15 ($p = 0,4404$), Gerung - 0,17 ($p = 0,43$), dan Kediri - 0,30 ($p = 0,38$) berlaku sifat bersyarat, dimana $p_{01} < p_{11}$ diterima secara statistik; kejadian hujan hari ini berprasyarat terhadap kejadian hujan hari sebelumnya. Stasiun Puyung diuji untuk membuktikan $p_{01} > p_{11}$, dengan pembandingan Z-tabel, $Z = +1,64$.

Lima stasiun memenuhi ketentuan secara statistik bahwa $p_{01} < p_{11}$, yaitu: Penujak, Kawo, Batunyala, Mujur dan Janapria. Artinya, di lima wilayah tersebut, apabila hari sebelumnya hujan, maka pada hari berikutnya berpeluang besar akan hujan. Dengan kata lain lebih besar peluang bagi terjadinya kejadian hujan berturut-turut. Kecuali di wilayah Puyung tidak terbukti bahwa $p_{01} > p_{11}$ (Z-hitung $0,05 < 1,64$), sehingga tidak berlaku sifat bersyarat. Makna praktisnya, keadaan cuaca hari setelahnya tidak mempersyaratkan keadaan hari sebelumnya. Di ZOM Lombok Timur bagian selatan, semua stasiun menunjukkan sifat kejadian hujan bersyarat; keadaan hujan hari sebelumnya menentukan keadaan hujan hari berikutnya.

Tabel 2. Hasil Uji Deviasi Normal (Z-tes) terhadap data kejadian hujan. Keterangan: Z- α -tabel = -1.645 untuk $p_0 < p_{11}$ dan z- α -tabel = +1.64 jika $p_{01} > p_{11}$. Batas daerah penerimaan (*critical region*) diperoleh dari Tabel A.4, halaman 309 (Walpole, 1974).

Lombok Barat			Lombok Tengah			Lombok Timur		
Stasiun	Z-hit	$p_{01}-p_{11}$	Stasiun	Z-hit	$p_{01}-p_{11}$	Stasiun	Z-hit	$p_{01}-p_{11}$
Sekotong	-0,23	-0,21	Puyung	+0,05	0,07	Sikur	-0.14	-0.15
Lembar	-0,15	-0,15	Penujak	-0,23	-0.21	Jerowaru	-0.16	-0.17
Gerung	-0,17	-0,16	Kawo	-0,25	-0.20	Ijobalit	-0.15	-0.18
Kediri	-0,30	-0,15	Batunyala	-0,27	-0.26			
			Mujur	-0,24	-0.21			
			Janapria	-0,12	-0.14			

Kekeringan dan sifat jeda hujan

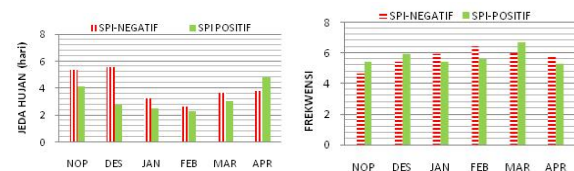
Data durasi jeda hujan pada SPI-Positif atau SPI-Negatif disajikan secara berturut-turut untuk Lombok Barat (Gambar 7), Tengah (Gambar 8) dan Timur (Gambar 9). Secara umum, jeda hujan semakin panjang pada musim tanam kering (SPI-Negatif), dan frekuensi kejadiannya pun lebih banyak.

Durasi jeda dan atau frekuensi jeda hujan selalu lebih tinggi pada SPI-Negatif. Releven dengan temuan ini, dilaporkan oleh Lall et al (1996) bahwa variasi jeda hujan dipengaruhi secara langsung oleh fenomena *El Nino* maupun *La Nina*, dengan frekuensi jeda hujan menurut Mangaraj, *et al.*, (2003) lebih tinggi pada suasana *El Nino* daripada *La Nina*. Jika SPI-Negatif disepadankan dengan *El Nino* yang bermakna kering, maka variasi jeda hujan di Lombok bagian selatan dipengaruhi oleh variasi faktor iklim global.

Implikasi positif hasil penelitian ini, adalah jeda hujan bulan Nopember dapat dijadikan sebagai penduga (*predictor*) bagi sifat jeda hujan selama musim tanam. Jika jeda Nopember berada di atas rata-rata, maka selama musim tanam akan dialami periode kering, sebaliknya jika jeda hujan. di bawah rata-rata, maka akan dialami cukup hujan.

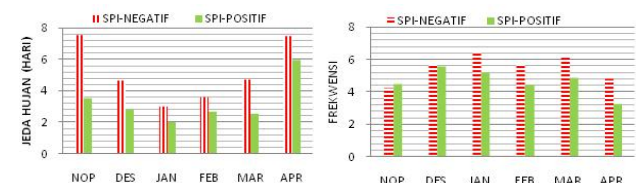
Durasi jeda hujan di Lombok Barat bagian selatan pada SPI-negatif bulan Nopember, dan Desember, rata-rata 5,4 hari, frekuensi 5 kali per bulan (Gambar 7). Pada bulan yang sama tetapi SPI-Positif durasi jeda rata-rata 3,4 hari, dengan frekuensi 4 kali per bulan.

Pengaruh musim tanam kering (SPI-Negatif) terhadap perpanjangan jeda hujan sangat tegas di di ZOM Lombok Tengah bagian selatan (Gambar 8), Jeda hujan sangat nyata bulan Nopember dan April. Durasi jeda hujan pada SPI-Negatif selalu lebih panjang daripada SPI-Positif. Jeda hujan bulan Nopember, 7,6 hari; dua kali lebih panjang dibandingkan pada SPI-Positif.



Gambar 7. Perbedaan durasi jeda hujan dan frekuensi pada SPI-Negatif (atas) dan SPI-Positif (bawah) di Lombok Barat.

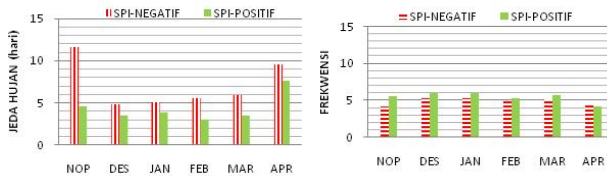
Durasi jeda pada SPI-Negatif bulan Desember, Januari, Pebruari dan Maret berkisar 3 - 5 hari dengan frekuensi berkisar 5 - 6 kali, sedangkan pada SPI-Positif pada periode yang sama berkisar antara 2 - 3 hari dengan frekuensi antara 4 - 5 kali. Pada bulan April SPI-Negatif jeda hujan melonjak ke level 7,6 hari dengan frekuensi 5 kali (artinya kejadian hujan sangat jarang). Jika SPI-Positif jeda hujan akhir musim tanam berkisar 6 hari dengan frekuensi 3 kali.



Gambar 8. Jeda hujan dan frekuensi pada SPI-Negatif dan SPI-Positif di Lombok Tengah

Sifat jeda hujan di Lombok Timur (Gambar 9) pada umumnya lebih panjang rata-rata 2 hari pada bulan Nopember dan Desember, jika SPI-negatif. Perbedaan sangat nyata pada bulan April. Durasi jeda bulan April rerata 8 hari dengan frekuensi 4 hari, sehingga dapat dianggap tidak ada hujan. Pada SPI-Positif durasi jeda hujan bulan April pun masih relatif tinggi, yaitu rata-rata 6 hari dengan frekuensi 3 kali perbulan. Pada

SPI-Positif durasi jeda relatif pendek pada awal musim. Pada Desember sampai Maret durasi jeda rata-rata ≤ 3 hari. Jeda hujan pada SPI-Negatif temponya tiga kali lebih lama dari tahun normal (SPI-Positif). Jeda hujan berlangsung rata-rata 15 hari pada bulan Nopember tahun kering, dibanding rata-rata 5 hari pada tahun normal.



Gambar 9. Jeda hujan dan frekuensi pada SPI-Negatif dan SPI-Positif di Lombok Timur.

Sifat Kekeringan Berulang

Hasil uji SPI dalam kurun waktu 30 tahun (1983/1984 - 2012-2013) berlangsung acak (*random*); belum menunjukkan pola berulang sebagai fungsi waktu (Tabel 3). Dekade I, MT 1983/1984 sampai 1992/1993 adalah periode tahun kering yang frekuensinya tinggi di Lombok

bagian selatan. Musim tanam kering (SPI-Negatif) sebanyak 8 kali dalam 10 tahun, terjadi di Sekotong Lombok Barat, Janapria (Lombok Tengah), dan Sikur (Lombok Timur). Pada wilayah tersebut mengalami dekade kering.

Dekade II, musim tanam 1993/1994 sampai 2002/2003, telah terjadi satu kasus kekeringan ekstrim kering (*extreme drought*), yaitu di Gerung (Lombok Barat) pada MT 2001/2002. Kejadian kering kategori parah (*severe drought*) di Lombok Tengah terjadi di Penujak (MT 1994/1995), Janapria, (1996/1997), Puyung, (MT 1999/2000) dan Lombok Timur di Sikur (MT 2002/2003).

Dekade ke III dicirikan oleh satu kejadian kekeringan ekstrim, di Penujak (Lombok Tengah) pada MT 2006/2007. Kasus kekeringan dengan harkat kering parah/*severe drought* terjadi di Lembar (MT 2008/2009), Gerung (MT 2004/2005), Kediri (MT 1999/2000), Kawo (MT2012/2013), Batunyalu (MT 2009/2010), Janapria (MT 2009/2010) dan Jerowaru (MT2003/2004). Kasus kekeringan lain berada pada harkat agak kering sampai moderat.

Tabel 3. Hasil analisis run-test sebagian Uji Sifat Berulang SPI. Keterangan: n_1 : jumlah tahun yang SPI-Positif, n_2 : jumlah tahun yang SPI-Negatif, N : Jumlah tahun, μ : nilai rerata distribusi normal, σ : nilai varian, p : probabilitas (tabel), run : jumlah variasi. Stasiun: 1-Sekotong, 2-Lembar, 3-Gerung, 4-Kediri, 5-Puyung, 6-Penujak, 7-Kawo, 8- Batunyalu, 9-Mujur, 10 Janapria, 11-Sikur, 12-Jerowaru, dan 13-Ijbalit.

Stasiun curah hujan													
Parameter	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Jumlah Run	14	7	13	10	14	15	18	6	17	19	17	11	9
SPI ≥ 0	15	7	15	9	17	13	16	5	13	16	14	8	13
SPI < 0	15	4	15	7	13	17	14	8	17	14	16	8	12
N (tahun)	30	11	30	16	30	30	30	13	30	30	30	16	25
μ	16,0	6,09	15,0	8,87	15,73	15,7	15,9	7,15	15,7	15,9	15,9	9,0	13,5
Σ	78,0	14,4	78,0	28,5	76,6	76,6	76,7	19,5	76,6	77,6	77,7	28,9	58,6
Z-hitung	-0,025	0,06	-0,04	0,04	-0,02	-0,01	0,02	-0,06	-0,02	0,04	0,01	0,07	-0,07
P	0,49	0,53	0,48	0,51	0,49	0,46	0,51	0,47	0,49	0,51	0,50	0,53	0,47
Z-tabel	$\alpha 5\% = -1.64$												

Berbagai kriteria selain SPI yang juga lazim digunakan untuk mengelompokkan sifat kekeringan tahun, musim atau bulan, seperti yang dikemukakan oleh Sherma et al, (1987) dalam Kandasamy et al., (2012) antara lain: musim tanam kering (*drought season*), curah hujan kurang dari rata minus standar deviasi; musim tanam basah: curah hujan lebih besar dari rata-rata plus standar deviasi. Curah hujan di antara kedua batas tersebut disebut musim tanam normal. BMKG (2014) menggunakan kriteria sebagai berikut: (i) atas normal: rata-rata curah

hujan selama 30 tahun +15%, (ii) sifat hujan normal: 85% - 115% dari curah rata-rata 30 tahun dan (iii) bawah normal: < 85% terhadap nilai rata-rata 30 tahun.

Khusus untuk penilaian bulan, disebutkan oleh Sherma et al, (1987) dalam Kandasamy, et al., (2012) bahwa suatu bulan yang menerima curah hujan sebesar 50% dari rerata curah hujan bulanan dikatakan sebagai bulan kering, sedangkan jika menerima 200% dari rerata bulanan dikatakan sebagai bulan basah, dan bulan normal berada di antara kedua level

tersebut. Di Indonesia, kriteria bulan basah atau bulan kering bidang pertanian mengacu pada kriteria Oldeman, yaitu: bulan basah >200 mm per bulan, bulan kering <100 mm, dan normal: 100 – 200 mm (As-Syakur et al, 2011).

Tabel 4 memuat penilaian sifat kekeringan jangka panjang berdasarkan pada SPI yang

diperoleh dari 13 stasiun, secara berturut-turut adalah: Sekotong (1), Lembar (2), Gerung (3), Kediri (4), Puyung (5), Penujak (6), Kawo (7), Batunyalu (8), Mujur (9), Janapria (10), Sikur (11), Jerowaru (12), dan Ijobalit (13).

Tabel 4. Parameter kekeringan berdasarkan nilai SPI di Lombok bagian Selatan periode 1983-2013. Keterangan: Nama Stasiun: 1-Sekotong, 2- Lembar, 3- Gerung, 4-Kediri, 5- Puyung, 6-Penujak, 7-Kawo, 8.Batunyalu, 9-Mujur, 10-Janapria, 11-Stasiun Sikur, 12-Jerowaru, dan 11- Ijobalit. Parameter: A: Tren kekeringan, B: Durasi kering terpanjang (tahun), C: Rerata durasi kering (tahun) D: Total musim Kekering (thn/30 tahun), E: Kekeringan Kumulatif, F: Indeks kekeringan rerata. Keterangan: (a) jumlah tahun pengamatan 11 tahun; (b) jumlah tahun pengamatan 16 tahun; (c) jumlah tahun pengamatan 13 tahun; dan (d) jumlah tahun pengamatan 16 tahun.

Parameter	Lombok Barat				Lombok Tengah						Lombok Timur		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
A	1	0.6	0.8	0,7	0,76	1.3	0.9	1.6	1.3	0.8	1.1	1,1	1,2
B	5	2	6	2	3	5	2	5	3	4	6	3	8
C	2.1	1,3	2.3	1,2	1,7	2.4	1.5	2.6	1.9	1.5	2.3	1.6	3.2
D	15	4 ^a	14	7 ^b	13	17	14	8 ^c	17	14	16	8 ^d	12
E	-11.5	-3.2	-11.4	0	0	-3.2	-5.3	-3.0	-4.5	-6.0	-4.09	-2.96	-5.2
F	-0.8	-1.1	-0.8	0	0	-0.2	-0.37	-0.37	-0.26	-0.42	-0.25	-0.37	-0.43

Periode kering terpanjang, adalah 8 tahun di Ijobalit, disusul Sikur, dan Gerung dengan periode kering 6 tahun; Penujak, Batunyalu dan Sekotong dengan periode 5 tahun. Stasiun dengan kejadian tahun kering 4 tahun, 3 tahun dan 2 tahun secara berurutan adalah Janapria, Jerowaru (3 tahun), Mujur (3 tahun), Kawo (2 tahun) dan Lembar (2 tahun). Wilayah yang paling kuat kecenderungan ke arah sifat tahun kering adalah Batunyalu (Lombok Tengah), diikuti secara berurutan oleh Mujur, Penujak, dan Sikur. Jika dinilai berdasarkan rata-rata durasi tahun kering, maka yang paling panjang adalah Ijobalit (rata-rata 3 tahun), menyusul Batunyalu (2,7 tahun).

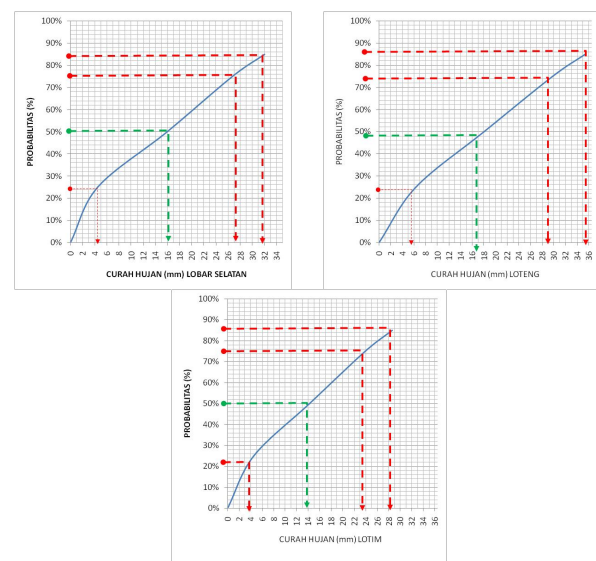
Curah hujan maksimum berbasis probabilitas

Data penetapan curah hujan maksimum berbasis probabilitas ditampilkan pada Gambar 9. Curah hujan maksimum diartikan sebagai curah hujan tertinggi yang berpeluang terjadi berdasarkan level probabilitas. Level probabilitas yang digunakan dalam penelitian ini adalah p 25%, p 75% dan p 84 %. Curah hujan pada p 84 % menggambarkan probabilitas bagi kejadian hari hujan musim tanam normal.

Kumar (2009) dalam Kandasamy et al.(2012), mengemukakan, bahwa probabilitas curah hujan memiliki makna tingkat resiko dari sudut pandang tanaman, dimana probabilitas 80% dianggap sebagai ketergantungan tanpa resiko, probabilitas 50% berkaitan dengan potensi 50% resiko, dan probabilitas 20% dianggap sangat beresiko.

Curah hujan maksimum pada setiap level probabilitas di zona musim Lombok Barat bagian

selatan, bervariasi antar stasiun. Nilai rerata curah hujan per hari hujan dalam musim tanam ditampilkan dalam bentuk kurva probabilitas pada Gambar 9. Ekspektasi curah hujan maksimum pada probabilitas, p 25% adalah ≤ 5 mm, pada p 50% adalah ≤ 16 mm, pada p 75% adalah ≤ 27 mm dan pada p 84% atau hujan normal ≤ 32 mm.



Gambar 9. Kurva probabilitas hujan di Lombok Selatan: bagian barat (kiri-atas), bagian tengah (kanan-atas), dan bagian timur (bawah).

Kurva probabilitas curah hujan Lombok bagian selatan (Gambar 9), secara terapan dibaca sebagai berikut: Ekspektasi curah hujan maksimum di Lombok Barat bagian selatan pada setiap level probabilitas secara berturut-turut adalah: $p\ 25\% \leq 5\text{ mm}$, $p\ 50\%$ adalah $\leq 16\text{ mm}$, $p\ 75\%$ adalah $\leq 27\text{ mm}$, dan $p\ 84\%$ adalah $\leq 32\text{ mm}$. Ekspektasi curah hujan maksimum di Lombok tengah bagian selatan pada setiap level probabilitas secara berturut-turut adalah: $p\ 25\% \leq 6\text{ mm}$, $p\ 50\%$ adalah $\leq 16\text{ mm}$, $p\ 75\%$ adalah $\leq 29\text{ mm}$, dan $p\ 84\%$ adalah $\leq 36\text{ mm}$. Ekspektasi curah hujan maksimum pada setiap level probabilitas secara berturut-turut adalah: $p\ 25\% \leq 4\text{ mm}$, $p\ 50\%$ adalah $\leq 14\text{ mm}$, $p\ 75\%$ adalah $\leq 23\text{ mm}$, dan $p\ 84\%$ adalah $\leq 28\text{ mm}$.

Kesimpulan

Berdasarkan data hasil penelitian dan analisis statistik, maka dapat dikemukakan bahwa sifat jeda hujan dan curah hujan berbasis probabilitas bervariasi secara spasial, dan temporal serta dipengaruhi oleh variasi SPI: jeda hujan semakin ke timur, lebih panjang, sedangkan curah hujan berkurang. Probabilitas kejadian hujan di wilayah Lombok bagian selatan memenuhi kondisi bersyarat; keadaan cuaca hari sebelumnya menentukan sifat hujan hari berikutnya. Probabilitas hari tanpa hujan lebih tinggi daripada hari hujan.

Curah hujan maksimum berbasis probabilitas di ZOM Lombok bagian selatan adalah: Lombok Barat $\leq 32\text{ mm}$, Lombok Tengah $\leq 36\text{ mm}$ dan Lombok Timur $\leq 28\text{ mm}$. Variasi SPI berpengaruh terhadap jeda dan curah hujan; pada $SPI < 0$ jeda hujan lebih panjang dan curah hujan lebih rendah daripada $SPI \geq 0$. Kecendrungan sifat musim tanam di Lombok bagian selatan dalam 30 tahun terakhir mengarah ke sifat kering, dan berada pada harkat agak kering (*mild drought*).

Lingkup kajian penelitian ini masih terbatas pada kajian sifat kualitatif variasi jeda dan curah hujan berbasis probabilitas, serta sifat kekeringan berbasis SPI untuk wilayah zona musim di pulau Lombok bagian selatan. Perlu dilakukan kajian yang sama untuk zona musim Lombok bagian tengah dan utara, disertai kajian terhadap respon agronomis tanaman di wilayah tipologi lahan kering, sehingga memiliki makna yang lebih praktis untuk keperluan penetapan jadwal awal tanam dan pengelolaan tanah dan air.

Daftar Pustaka

- Anonim, 2002. Nasioanl Action Program For Combating Land Degradation in Indonesia. Ministry of Forestry. Jakarta. 28p.
- Anonim, 2011. Laporan Sintesis: Kajian Resiko dan Adaptasi terhadap Perubahan Iklim Pulau Lombok Provinsi Nusa Tenggara Barat. Kementerian Lingkungan Hidup. Jakarta. 81p.
- Al Asheikhm, A.A., and Tarawaneh Q.Y., 2013. An analysis of dry spells pattern intensity and duration in Saudi Arabia. Middle East Journal of Scientific Research, Vol. 13, No. 3. p:314-317.
- As-Syakur, A.R., 2007. Identifikasi Hubungan Fluktuasi Nilai SOI terhadap Curah Hujan Bulanan di Kawasan Batukaru Bedugul, Bali. Pusat Penelitian Lingkungan Hidup Universitas Udayana. Jurnal Bumi Lestari, Vol. 7. No. 2. Agustus 2007. p 123-129.
- _____. 2009. Evaluasi Zona Agroklimat dari Klasifikasi Schmidt-Ferguson Menggunakan Aplikasi Sistem Informasi Geografis (SIG). Pusat Penelitian Lingkungan Hidup Universitas Udayana. Jurnal Pijar. MIPA, Vol. III No. 1, Maret 2008. p: 17-22.
- As-Syakur, A.R., I.W. Nuarsa, dan I.N. Sunarta, 2011. Pemutahiran Peta Agroklimat Klasifikasi Oldeman di Pulau Lombok dengan Aplilaksi Sistem Informasi Geografis. Jurnal Penelitian Masalah Lingkungan di Indonesia. p: 79-87.
- Balai Hidrologi, 2004. Perencanaan dan Rasionalisasi Pos Hidrologi Satuan Wikayah Sungai (SWS) Lombok. Blai Hidrologi Nusa Tenggara Barat. Mataram.
- Barron, J., 2004. Dry spell mitigation to Abgrid semi-arid rainfed agriculture. Doctoral Thesis in Natural Resource Management. Department of systems Ecology. Stockholm University. Sweden.
- BMKG- NTB, 2014. Analisis Curah Hujan Bulan Januari 2014 dan Prakiraan Curah Hujan bulan Maret, April dan Mei 2014 di Nusa Tenggara Barat. Stasiun Klimatologi Kediri NTB. 26p.
- Chakravaerthy, Y.K., and A. Ajit Tyagi, 1998. Study of Hadley Cell Over Asian Region Under Changing Climate. Indian Meteorological Department, and Ministry of Earth Sciences. New Delhi-India.
- Detzel, D.H.M., and M.R.M. Mine, 2011. Generation of daily synthetic precipitation series: Analysis and application in La Plata River Basin. The Open Hidrology Journal, 2011, Vol. 5. p:69-77.
- Fischer, B.M.C., M.L. Mul, and H.G. Savenije, 2013. Determining spatial variability of dry spells: Markov-based method, applied to Markanya catchment, Tanzania. Hydrol.Earth Syst. Sci. 17. p:2161-2170.
- Hachigonta, S., and C.J.C. Reason, 2006. Interannual variability in dry and wet spell characteristics over Zambia. Climate Research, Vol. 32. p: 49 – 62.

Kandasamy, P., and M. Chellamuthu, 2012. Dry spell analysis for effective water management planning. *Int. Journal of Applied Sciences and Engineering Research*, Vol. 1 No. 2, 2012.

Khrishnamutri, T.N., S. Han dan V. Misra, 1995. Prediction of dry spell and wet spell of the Australian monsoon. *Int. Journal of Climatology*, Vol. 15. p:758-771.

Lall, U., B. Rajagopalan, and D.G. Tarboto, 1996. A nonparametric wet/dry spell model for sampling daily precipitation. *Water Resources Research*, Vol. 32, No. 9. p:2803 – 2823.

Linacer, E. Hobbs, J., 1977. *The Australian Climate Environment*. John Wiley and Sons. Brisbane. 354p.

Mangaraj, A.K., I.N. Sahoo, and M.k. Sukla, 2013. A Markov chain analysis of daily rainfall Occurance at Eastern Orissa of India. *Journal of Reliability and Statistical Study*. Vol. 6, Issue 1 (2013). p:77-86.

Mathugama, S.C. and T.S.G. Peiris, Critical evaluation of dry spell Research. *International Basic of Applied Science*, Vol. 11, No. 06. p:153-160.

Mathlouthi, M., and F. Lebdi, 2012. Characterization of the events of dry spell in a Basin Northern Tunisia. <http://creativecommons.org/licenses/by/3.0>. Diunduh tanggal 15 Juni 2014.

Nasri, M., and Y. Moradi, 2011. Zoning drought with extreme dry-spell frequency Analysis (Case study: Isfahan Province, Iran). *World Academy of Science, Engineering and Technology*. Vol 74, 2011.

Partridge, I.J., Ma'shum, M., 2002. *Kapan Hujan Turun; Dampak Osilasi Selatan dan El Nino di Indonesia*. Publishing Services, DPI. Brisbane. 52h.

Ratan, R., and V. Venugopal. Wet and dry spell characteristic of global tropical rainfall. *Center for Atmospheric and Oceanic Sciences*. Indian Institute of Science. Bangalore.

Ravindran, C.D., 2014. Use of rainfall analysis in the planning and management of rain-fed cotton. *Technical Bulletin No. 15*. Central Institute for Cotton research. Nagpur.

Serrano, S.M.V., and B. Portugues, 2003. Estimating extreme dry spell risk in the Middle Ebro valley (Northeastern Spain): Comparative analysis of partial duration series with general Pareto distribution and annual maxima series with a Gumbel distribution. *International Journal of Climatology*. Vol. 23, p:1103-1118.

She, D. and J. Xia, 2013. The spatial and temporal analysis of dry spells in the Yellow River Basin, China. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* Vol. 7. p:29-42.

Sharma, A., and I.M.D. Dehradun, G. B. Pant, P. Panwar, D. Punetha, R. Verma, and B. Naudiyal, 1998. Signals of Climate change detected from monthly

rainfall and temperature data of Uttarakhand. Doon University. Dehradun.

Vicente-Serrano, M., , and S. B. 'IA-Portugu, 2003. Estimating Extreme Dry-Spell Risk in The Middle Ebro Valley (North eastern Spain): A Comparative Analysis of Partial Duration Series with a General Pareto Distribution and Annual Maxima Series with a Gumbel Distribution. *Int. J. Climatology*. 23: 1103–1118.

Vinayachandran, P.N., P.A. Francis, and S.A. Rao, 2010. *Indian Ocean Dipole Mode*. Centre for Atmospheric and Oceanic Science. Indian Institute for Science. Bangalore-India. p:569-589.

Walpole, R.W., 1974. *Introduction to Statistics*. 2nd Ed. MCMillan Publishing Co. Inc. New York. 340p.

Pemanfaatan citra satelit Landsat 5 untuk menganalisis kejadian longsor Mei 2008 di Desa Paya Ateuk - Aceh Selatan

Eko Cahyo Pristiwantoro^{1,2}, Nazli Ismail^{2,3}, dan Faisal Abdullah³

¹Magister Ilmu Kebencanaan, Program Pascasarjana Universitas Syiah Kuala, Banda Aceh, NAD

²Stasiun Klimatologi Indrapuri BMKG, Aceh Besar, NAD

³Laboratorium Geofisika, Fakultas MIPA, Universitas Syiah Kuala, Banda Aceh, NAD

Diterima: 4 Februari 2016 | Dicitak: 4 April 2016

Abstrak. Tulisan ini membahas penggunaan citra satelit landsat 5 multitemporal untuk menganalisis perubahan lahan akibat kejadian longsor di Paya Ateuk Aceh Selatan pada Mei 2008. Citra satelit yang di gunakan adalah citra tahun 2007 dan 2009. Metode change vector analisis (CVA) dan image differencing dengan analisis komponen utama kehijauan, kecerahan dan kebasahan dan komponen indeks vegetasi NDVI, BI dan NDWI di gunakan dalam jurnal ini. Diketahui bahwa perubahan lahan akibat longsor bisa di deteksi menggunakan metode CVA dan image differencing, metode CVA dapat digunakan untuk stratifikasi berbagai jenis perubahan tutupan lahan akibat tanah longsor. Menggunakan klasifikasi multispektral komponen NDVI diketahui bahwa luas lahan terbuka akibat longsor adalah 1.170 m², yaitu dengan panjang longsor 1.823 m, pada slope atau kemiringan lahan 25-40% hingga >40 %. **Kata kunci:** citra satelit, Landsat 5, tanah longsor, Change Vector Analysis (CVA), Aceh.

Abstract. This paper discusses the use of Landsat 5 multitemporal satellite imagery to analyze land cover changes in due to landslide in Paya Ateuk sub-district Aceh Selatan province in May 2008. Satellite images data used are 2007 and 2009. Change vector analysis (CVA) and image differencing method with component analysis greenness, brightness and wetness and components vegetation index NDVI, BI and NDWI is use in this journal. It is known that land cover changes due to landslides can be detected using image differencing method and the CVA method, CVA method can be used to stratify various types of land cover changes due to landslides. Using multispectral classification NDVI component, known that the open land area due to landslides is 1,170 m², with landslide avalanche length is 1,823 m, at the slope of 25-40% to > 40%. **Keywords:**

satellite image, Landsat 5, landslides, Change Vector Analysis (CVA), Aceh.

Pendahuluan

Bencana tanah longsor bersifat lokal, namun banyak tersebar di seluruh daerah di Sumatera. Dalam jangka waktu lama, bencana tanah longsor menyebabkan lebih banyak kerugian dibandingkan bencana lain. Jumlah kejadian tanah longsor semakin meningkat memasuki musim penghujan terutama di daerah-daerah perbukitan terjal (Arifianti, 2012).

Bencana tanah longsor pada 30 Mei dan 5 Juni 2008 di Desa Paya Ateuk Kabupaten Aceh Selatan mengakibatkan 1 orang meninggal, 45 rumah tertimbun longsor, 402 orang mengungsi dan menyebabkan kerusakan lahan pertanian (BNPB, 2014).

Pengamatan tanah longsor masih mengutamakan teknik pengamatan lapangan karena dianggap cukup teliti. Akan tetapi hal ini tidak cukup karena informasi yang diperlukan tidak semata-mata harus teliti, tetapi harus juga akurat, tidak berbias dan tepat waktu (*timely*). Selain itu, informasi yang disediakan pada pengamatan lapangan ini hanya pengamatan berbasis pengamatan titik (Jaya, 2005). Analisis tanah longsor dapat dilakukan secara langsung (*in-situ*) maupun secara penginderaan jauh (*remote sensing*) (Lau, 2006).

Salah satu akibat dari tanah longsor adalah perubahan lahan akibat dari tumpukan material, bahan rombakan atau longsor (Lynn & Peter, 2008). Analisis bencana longsor dapat dilakukan dengan melihat perubahan tutupan lahan sebelum dan sesudah kejadian longsor dengan citra satelit (Tofani, 2013). Metode analisis citra satelit untuk menganalisis longsor yang terjadi di Paya Ateuk, Aceh Selatan dalam jurnal ini menggunakan

metode *Change Vector Analysis* (CVA) dan *Image differencing*, dengan data citra satelit landsat tahun 2007 dan 2009.

Change Vector Analysis (CVA) adalah metode yang digunakan untuk menentukan perubahan tutupan lahan suatu wilayah dengan menentukan intensitas dan dimensi dari perubahan tersebut. Proses deteksi perubahan luas tutupan lahan dengan metode CVA menggunakan Magnitude (jarak perubahan vektor) dan Direction (arah perubahan vektor). Metode CVA menggunakan dua citra multispektral yang datanya diambil pada interval waktu yang berbeda (Lorena et al., 2002).

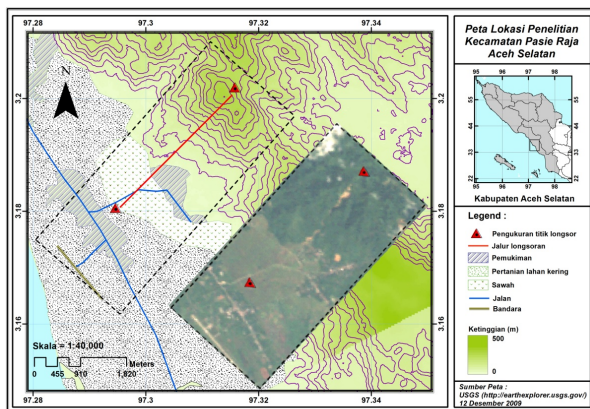
Analisis deteksi perubahan lahan metode CVA dapat dilakukan dengan menggunakan komponen indeks vegetasi yaitu BI, NDVI (Son et al., 2009; Novianti, 2012), NDWI (Lau, 2006) dan menggunakan komponen utama komponen kecerahan, kehijauan dan kebasahan dengan menggunakan transformasi Tasseled Cap (Lorena et al., 2002; Lau, 2006). Langkah pertama dari metode CVA adalah dengan menerapkan Tasseled Cap transformasi (Kauth & Thomas, 1976).

Selain dengan Analisis metode CVA perubahan lahan akibat longsor dapat di deteksi juga menggunakan metode *image differencing* yaitu dengan melihat perubahan nilai digital citra sebelum dan sesudah longsor dengan pengurangan nilai digital citra satelit sebelum dan sesudah longsor (Lau, 2006).

Metodologi

Lokasi Penelitian

Penelitian ini mengambil tempat di Desa Paya Ateuk Kecamatan Pasir Raja Kabupaten Aceh Selatan. Desa Paya Ateuk terletak pada zona UTM (*Universal Transverse Mercator*) zona 48 North UTM. Letak geografis kejadian longsor di Kecamatan Pasir Raja, pada tanggal 30 Mei 2008 terletak pada koordinat $97^{\circ}17'40,42''$ - $97^{\circ}18'56,57''$ BT dan $3^{\circ}10'50,10''$ - $3^{\circ}12'7,11''$ LU, dengan tingkat kemiringan lereng agak terjal yaitu antara 25° - $> 45^{\circ}$. Peta daerah penelitian dan foto tempat kejadian longsor dapat dilihat pada Gambar 1.



Gambar 1. Peta lokasi penelitian di Desa Paya Ateuk, Pasir Raja, Aceh Selatan (kiri) dan kondisi pada saat terjadi tanah longsor (kanan) (Foto: Ismail, 2012).

Data dan Metode Penelitian

Analisis data dalam penelitian ini yaitu dengan menghitung perubahan lahan akibat tanah longsor di Desa Paya Ateuk menggunakan citra satelit landsat 5 perekaman tahun 2007 untuk sebelum kejadian longsor dan tahun 2009 untuk data citra satelit sesudah tanah longsor resolusi 30 m dengan metode CVA, komponen vegetasi BI - NDVI dan komponen utama kehijauan dan kecerahan menggunakan data citra satelit multitemporal dan transformasi Thomas Kauth.

Indeks Tanaman

NDVI (*Normalized Difference of Vegetation Index*) adalah perhitungan citra yang digunakan untuk mengetahui tingkat kehijauan daun, yang sangat baik sebagai awal dari pembagian daerah vegetasi. NDVI dapat menunjukkan parameter yang berhubungan dengan parameter vegetasi yaitu, biomassa dedaunan hijau. Daerah dedaunan hijau merupakan nilai yang dapat diperkirakan untuk pembagian vegetasi (Bose et al., 2012).

Nilai NDVI dapat diperoleh yaitu dengan membandingkan pengurangan data dari *channel*

(kanal atau saluran) *NIR* (*Near Infrared*) dan *red* (*Infra Red*) dengan penjumlahan dari kedua *channel* tersebut. Rumus NDVI adalah sebagai berikut (Lau, 2006) :

$$NDVI = \frac{NIR-red}{NIR+red} \quad [1]$$

Dengan *NDVI*: Nilai *Normalized Difference of Vegetation Index*, *NIR*: Nilai digital pada band *Near Infra Red*, *red*: Nilai digital pada band *Infra Red*.

Normalized Difference Water Indeks (NDWI) merupakan indeks vegetasi tanaman hasil perhitungan citra satelit yang berasal dari logaritma band *Near-Infrared* (NIR) dan *Short Wave Infrared* (SWIR), perhitungan indeks tanaman ini pada prinsipnya menekan pantulan tanaman dan meningkatkan pantulan air (McFeeters, 1996).

$$NDWI = \frac{NIR-SWIR}{NIR+SWIR} \quad [2]$$

Dengan *NDWI*: Nilai *Normalized Difference Water Index*, *NIR*: Nilai digital pada band *Near Infra Red*, *SWIR*: Nilai digital pada band *Short Wave Infra Red*.

Bare Soil Indeks (BI) atau indeks lahan terbuka adalah indeks perhitungan citra satelit yang berasal dari logaritma band *Short Wave Infrared* (SWIR), band *Red* dan band *Blue*. Perhitungan indeks ini pada prinsipnya meningkatkan nilai pantulan daerah tanah gundul atau lahan bero. Perhitungan BI menggunakan rumus berikut (Jamalabad & Abkar, 2004)

$$BI = \frac{(SWIR+Red)-(NIR+Blue)}{(SWIR+Red)+(NIR+Blue)} \quad [3]$$

Dengan *BI*: Nilai *Bare Soil Index*, *SWIR*: Nilai digital pada band *Short Wave Infra Red*, *Red*: Nilai digital pada band *Red*, *Blue*: Nilai digital pada band *Blue*.

Komponen Utama

Image Differencing metode transformasi linier menggunakan data citra satelit multitemporal transformasi Thomas Kauth (Kauth & Thomas, 1976) yaitu dengan pengurangan nilai digital number antara 2 citra satelit komponen kehijauan, kecerahan dan kebasahan juga di gunakan untuk menganalisis perubahan lahan akibat longsor (Lau, W. Y., 2006). *Image Differencing* dengan transformasi Thomas Kauth menggunakan rumus:

$$\Delta Brightness = Brightness_1 - Brightness_2 \quad [4]$$

$$\Delta Greenness = Greenness_1 - Greenness_2 \quad [5]$$

$$\Delta Wetness = Wetness_1 - Wetness_2 \quad [6]$$

dengan:

$$Brightness = 0.3037(Band1) + 0.2793(Band2) + 0.4743(Band3) + 0.5585(Band4) + 0.5082(Band5) + 0.1800(Band7) \quad [7]$$

$$Greenness = 0.2848(Band1) - 0.2435(Band2) + 0.5436(Band3) + 0.7243(Band4) + 0.0840(Band5) - 0.1800(Band7) \quad [8]$$

$$Wetness = 0.1509(Band1) + 0.1973(Band2) + 0.3279(Band3) + 0.3406(Band4) - 0.7112(Band5) - 0.4572(Band7) \quad [9]$$

Metode Change Vector Analysis (CVA)

Change Vector Analysis (CVA) adalah metode yang digunakan untuk menentukan perubahan suatu wilayah dengan menentukan intensitas dan dimensi dari perubahan tersebut. Proses deteksi luas lahan dengan metode CVA menggunakan *Magnitude* (jarak perubahan vektor) dan *Direction* (arah perubahan vektor). Metode CVA menggunakan dua citra multispektral yang datanya diambil pada interval waktu yang berbeda (Lorena et al., 2002). Langkah pertama dari metode CVA dengan komponen kehijauan dan kecerahan adalah dengan menerapkan transformasi *Tasseled Cap*.

Perhitungan metode CVA yaitu dengan cara menghitung nilai *magnitude* (*s*) dan nilai *direction* (*tg α*). nilai *magnitude* (*s*) merupakan nilai besaran perubahan lahan dan nilai *direction* (*tg α*) merupakan arah perubahan lahan (Son, T.S., d.k.k., 2009). Nilai *magnitude* (*s*) di hitung dengan rumus:

$$S = \sqrt{(NDVI_2 - NDVI_1)^2 + (BI_2 - BI_1)^2} \quad [10]$$

sedangkan nilai *direction tg α* dihitung dengan rumus :

$$tg \alpha = \frac{BI_2 - BI_1}{NDVI_2 - NDVI_1} \quad [11]$$

Dengan *S* : *Magnitude*, besarnya perubahan, *tg α*: arah perubahan, *BI_T* :nilai *Bare Soil Index* pada *T1* tanggal awal dan *T2* tanggal akhir, *NDVI_T*: Nilai *Normalized Difference Water Index* *T1* tanggal awal dan *T2* tanggal akhir.

Selanjutnya dari perhitungan *magnitude* dan *direction* akan diperoleh tabel dimensi perubahan lahan. Dimensi perubahan lahan diperoleh dari perubahan nilai digital citra satelit setiap komponen yaitu NDVI-BI dan kecerahan-kehijauan. Tabel perubahan lahan dari metode CVA dalam penelitian ini terdapat dalam Tabel 1 dan 2.

Tabel 1. Tabel perubahan nilai komponen vegetasi BI dan NDVI (Son et al., 2009).

Perubahan Dimensi	Nilai BI	Nilai NDVI	Penjelasan
Dimensi-I	+	+	Pengurangan kelembaban/daerah kering
Dimensi-II	+	-	Peningkatan daerah kosong/terbuka
Dimensi-III	-	-	Tubuh air/ daerah dengan kelembaban tinggi
Dimensi-IV	-	+	Peningkatan daerah yang tertutup vegetasi

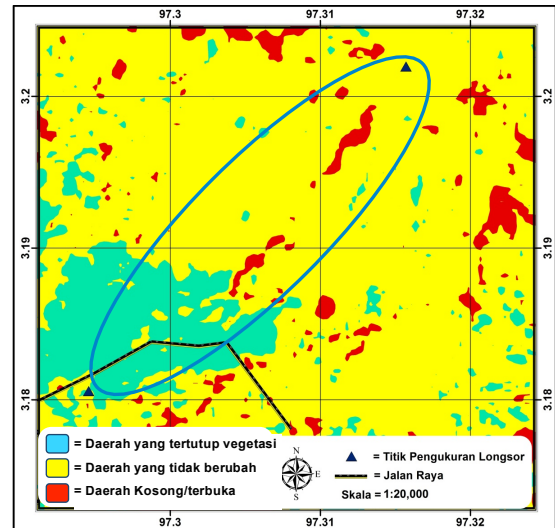
Tabel 2. Tabel perubahan nilai komponen kecerahan dan kehijauan (Lorena et al., 2002).

Perubahan Dimensi	Nilai Kecerahan	Nilai Kehijauan	Penjelasan
Dimensi-I	+	+	Pengurangan biomassa/ daerah kering
Dimensi-II	+	-	Peningkatan daerah kosong/ terbuka, deforesasi
Dimensi-III	-	-	Tubuh air/daerah dengan kelembaban tinggi
Dimensi-IV	-	+	Peningkatan daerah yang tertutup vegetasi

Hasil dan Pembahasan

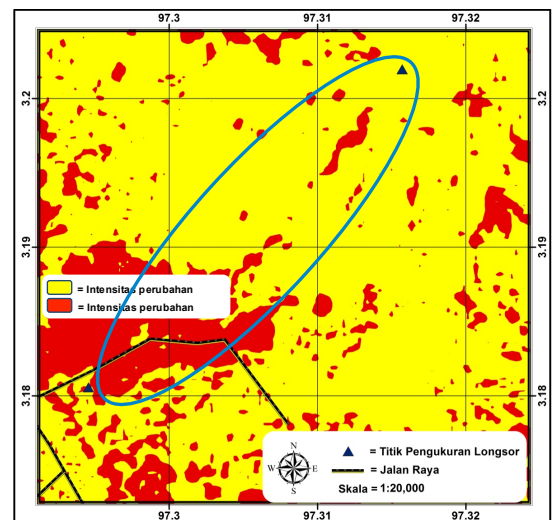
Analisis deteksi perubahan lahan akibat longsor dengan Metode CVA komponen NDVI dan BI

Hasil analisis diketahui di daerah pengukuran longsor mengalami perubahan lahan, pada Gambar 2 dari daerah yang tertutup vegetasi menjadi daerah kosong atau terbuka pada Dimensi II (warna merah) terutama di daerah lingkaran biru (daerah longsor), daerah dengan warna kuning merupakan daerah yang tidak mengalami perubahan signifikan atau tetap. Daerah biru merupakan daerah yang mengalami perubahan yaitu peningkatan daerah yang tertutup vegetasi. Daerah biru yang luas di bawah merupakan daerah deposit longsor akibat longsor tahun 2008. Daerah ini sudah mengalami perubahan menjadi daerah yang tertutupi oleh vegetasi.



Gambar 2. Dimensi perubahan daerah longsor komponen NDVI dan BI.

Dilihat dari intensitas perubahan lahan Gambar 3 daerah longsor (lingkaran biru) merupakan daerah yang mengalami intensitas perubahan lahan yang tinggi.

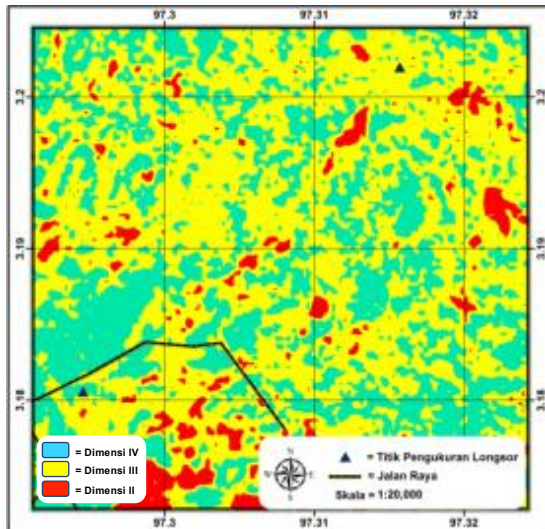


Gambar 3. Intensitas perubahan daerah longsor komponen NDVI dan BI.

Analisis Deteksi Perubahan lahan akibat longsor dengan metode CVA Komponen Kecerahan dan Kehijauan

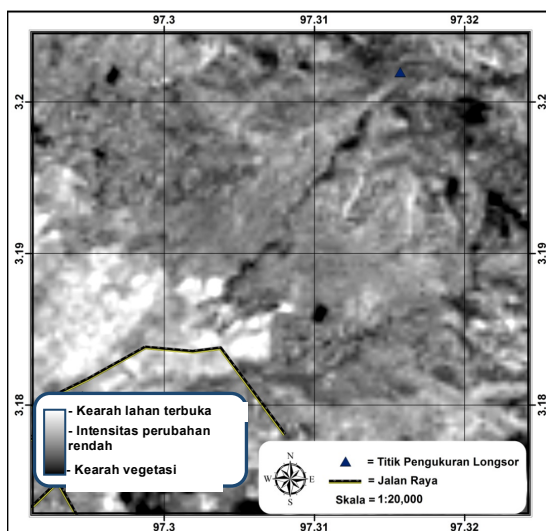
Dimensi perubahan berdasarkan komponen kecerahan dan kehijauan di daerah longsor ditunjukkan pada Gambar 4. Dimensi perubahan daerah longsor komponen kecerahan dan kehijauan, menunjukkan pola yang relatif sama dengan komponen NDVI dan BI, diketahui bahwa warna merah (di dalam lingkaran biru) merupakan daerah dimensi II dengan nilai perubahan

kecerahan + (positif) dan nilai perubahan kehijauan - (negatif) daerah ini merupakan daerah yang mengalami perubahan lahan dari tertutup vegetasi menjadi lahan terbuka atau kosong. di ketahui juga terdapat daerah dengan Dimensi II di luar daerah longsor, yang berubah antara tahun 2007 dan 2009.



Gambar 4. Dimensi perubahan daerah longsor komponen kecerahan dan kehijauan.

Jika dilihat dari intensitas perubahan lahan, Gambar 5, intensitas atau tingkat perubahan lahan komponen kecerahan dan kehijauan.



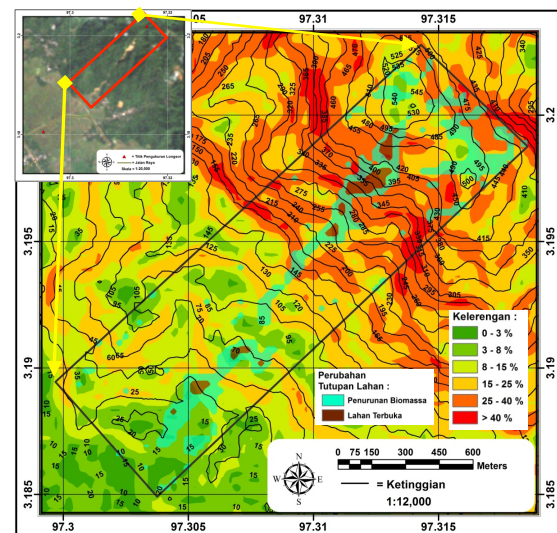
Gambar 5. Intensitas perubahan daerah longsor komponen kecerahan dan kehijauan.

Warna gelap merupakan daerah dengan intensitas perubahan lahan yang tinggi dari lahan tertutup vegetasi ke lahan kosong, daerah dengan

warna terang atau lebih terang merupakan daerah yang mengalami perubahan tingkat kehijauan atau tutupan lahan menjadi daerah bervegetasi. Daerah dengan warna abu-abu merupakan daerah dengan intensitas perubahan kecil hingga tidak ada perubahan. Diketahui bahwa antara daerah pengukuran longsor (segitiga warna biru) merupakan daerah yang mengalami intensitas perubahan yang tinggi dari daerah tertutup vegetasi menjadi daerah terbuka.

Klasifikasi Multispektral

Klasifikasi tutupan lahan dilakukan fokus di daerah longsor dengan menggunakan dasar klasifikasi nilai NDVI *difference* antara tahun 2007 dan tahun 2009, kemudian ditumpang-susun dengan peta kelerengan dan ketinggian. Tumpang susun ini dilakukan untuk mengetahui perubahan tutupan lahan akibat longsor tahun 2008 dengan kelerengan (Gambar 6).



Gambar 6. Peta kelerengan dan perubahan lahan daerah penelitian.

Diketahui bahwa, warna coklat merupakan daerah yang berubah menjadi terbuka tanpa tutupan lahan, daerah yang mengalami penurunan tingkat kehijauan daun (vegetasi), daerah dengan warna hijau muda merupakan daerah yang tidak berubah dilihat dari perubahan nilai digital komponen NDVI. Daerah dengan warna hijau tua merupakan daerah yang mengalami peningkatan tingkat kehijauan daun (vegetasi) atau daerah dengan penambahan biomassa tanaman. Luasan lahan yang berubah selama tahun 2007 sampai dengan tahun 2009 di daerah longsor (Gambar 5) disajikan dalam Tabel 3.

Tabel 3. Tabel luasan perubahan tutupan lahan.

Daerah	Luas (m ²)	Keterangan
Daerah 1	1170	Peningkatan daerah kosong/terbuka, deforesasi
Daerah 2	8610	Pengurangan biomassa/daerah kering

Hasil diferensi citra satelit antara tahun 2007 dan 2009 dengan komponen NDVI diketahui bahwa daerah yang mengalami perubahan menjadi lahan terbuka kosong adalah seluas 1.170 m², yaitu merupakan daerah yang berubah akibat longsor tahun 2008. Panjang daerah ini adalah 1.823 m yang di ukur dari ketinggian 530 m dpl (diatas permukaan laut) (puncak) ke ketinggian 20 m dpl (dasar).

Kesimpulan

Teknik analisis citra satelit dengan metode *Change Vector Analysis* dapat digunakan untuk mendeteksi perubahan lahan akibat longsor di Pasie Raja. Dari metode CVA dengan komponen vegetasi NDVI-BI dan komponen utama kecerahan-kehijauan yang digunakan dalam jurnal ini diketahui bahwa dengan citra perekaman tahun 2009 longsor masih dapat di deteksi. Semua komponen yang digunakan menunjukkan adanya perubahan lahan dari lahan vegetasi menjadi lahan terbuka di daerah longsor. Menggunakan klasifikasi multispektral komponen NDVI diketahui bahwa luas lahan terbuka akibat longsor adalah 1.170 m², yaitu dengan panjang longsor 1.823 m, pada *slope* atau kemiringan lahan 25-40% hingga >40 %.

Daftar Pustaka

- Arifianti, Y. 2011. Buku Menenal Tanah Longsor Sebagai Media Pembelajaran Bencana Sejak Dini. *Bulletin Vulkanologi dan Bencana Geologi* Volume 6 Nomor 3 Desember 2011 : 21-24.
- BNPB. 2014. *Data dan Informasi Bencana Indonesia*. (http://dibi.bnpb.go.id/DesInventar/simple_data.jsp). di akses 9 Agustus 2014.
- Bose, A.S.C., Viswanadh, G.K., Giridhar, M.V.S.S, and Sridhar, P. 2012. Assessment Of Land Use Land Cover Changes In Middle Godavari (G-5) Sub Basin Of River Godavari Using RS And GIS. *International Conference on Water Resources XIX*.
- Jamalabad, M. S., and Abkar, A. A., 2004. Forest Canopy Density Monitoring Using Satellite Images. *XXth ISPRS Congress, Istanbul*, P.295-309.
- Jaya, I. N. S., 2005. Teknik Mendeteksi Lahan Longsor Menggunakan Citra Spot Multiwaktu : Studi Kasus di Teradomari, Tochio, dan Shidata Mura, Niigata, Jepang. *Jurnal Manajemen Hutan Tropika* Vol. X No.1 : 31-48.
- Kauth, R.J., Thomas, G.S., 1976. The Tasseled Cap – A Graphic Description Of The Spectral Temporal Development of Agricultural Crops As Seen by Landsat. *Proceeding of the Symposium on Machine Processing of Remotely Sensed Data*. Purdue University, West Lafayette, Indiana, (p.47-51).
- Lau, W. Y. 2006. Environmental Change Detection In Relation To Landslide Hazard Using Landsat TM Imagery. *Thesis*, The University of New South Wales Sydney, Australia.
- Lorena, B. R. Santos, J. R., Shimabukuro, Y. E., Brown, I. F., and Kux, H. J. H., 2002 A Change Vector Analysis Technique To Monitor Land Use/Land Cover In Sw Brazilian Amazon: Acre State. *IV Conference Integrated Remote Sensing at the Global, Regional and Local Scale*. Denver, CO USA., Volume XXXIV Part 1.
- Lynn, H., and Peter, B., 2008. *Landslide Handbook A Guide to Understanding Landslides*. U.S. Geological Survey, Virginia.
- Son, T. S., LAN, P. T., CU, P. V., and Vietnam. 2009. Land Cover Change Analysis Using Change Vector Analysis Method in Duy Tien District, Ha Nam Province in Vietnam. *7th FIG Regional Conference TS 1G - Remote Sensing for Sustainable Development*, Hanoi, Vietnam.

Seismic Gap di Sesar Geser Sumatera

Telly Kurniawan dan Rasmid

Bidang Geofisika, Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jakarta

Diterima: 11 Februari 2016 | Dicitak: 4 April 2016

Abstrak. Sumatera mempunyai sistem tektonik yang menarik untuk dikaji, karena terdapat sistem subduksi yang mengakibatkan dibawah daratan Sumatera terdapat 19 segmen patahan yang memanjang mulai dari Banda Aceh hingga ke Selat Sunda. Tujuan penelitian ini adalah menentukan nilai aktivitas seismik (a) dan nilai kerapuhan batuan (b) pada setiap segmen sepanjang sesar sumatera, dengan menggunakan metode Gutenberg-Richter pada database gempa bumi BMKG dan ISC (International Seismological Center) dari mulai 01-01-1964 sampai 31-05-2012. Segmen Barumon dan Segmen Aceh mempunyai nilai $a = 4.809$ dan 4.770 , paling tinggi dibanding segmen lainnya dibawah daratan Sumatra ini, nilai a paling tinggi ini berarti Segmen Barumon dan Segmen Aceh mempunyai tingkat aktifitas seismik paling tinggi, sedangkan Segmen Sumpur dan Sianok di Sumatera Barat mempunyai nilai b yang rendah yaitu 0.237 dan 0.382 . Rendahnya nilai b tergambar jelas dengan adanya zona seismik gap di wilayah ini. Nilai b terendah ini berarti nilai kerapuhannya paling kecil sehingga mempunyai elastisitas yang cukup tinggi dan mampu menyimpan stress yang besar, sebelum akhirnya dilepaskan sebagai gempa bumi. Jadi Segmen Sumpur dan Sianok merupakan segmen yang perlu diwaspadai, karena batuan pada segmen ini bisa sewaktu-waktu mempunyai potensi gempa dengan kekuatan yang sangat besar. Pengambilan lokasi penelitian pada setiap segmen sesar Sumatera dikarenakan wilayah ini merupakan Megathrust dan dipermukaannya sudah banyak pemukiman, sehingga diharapkan dengan mengetahui lokasi yang mempunyai aktifitas seismik yang tinggi dan nilai kerapuhan batuan yang rendah, dapat dijadikan rujukan untuk keperluan mitigasi di wilayah tersebut. **Kata kunci:** Sumatera, Gutenberg-Richter, nilai N , a , b , M .

Abstract. *Sumatra has a tectonic system be interesting, because there are subduction system*

*which resulted in below the Sumatran mainland there are 19 fault segment that extends from Banda Aceh to the Sunda Strait. The purpose of this study is to determine the value of seismic activity (a) and the value of the fragility of the rock (b) in each segment along the Sumatran fault, using the Gutenberg-Richter earthquake database BMKG and ISC (International Seismological Center) from start till 01-01-1964 31-05-2012. Segment Aceh Barumon and has a value of $a = 4809$ and 4770 , the highest compared to other segments below the Sumatran mainland these, a highest value of this means Barumon and Segment Aceh has the highest level of seismic activity, while Segment Sumpur and Sianok in West Sumatra have b values were low at 0237 and 0382 . The low value of b clearly illustrated by the seismic zone gap in this region. The lowest b value means the value of the smallest vulnerability so as to have a fairly high elasticity and capable of storing large stress, before being released as an earthquake. So Sumpur and Sianok segment is a segment that needs to be watched, because the rocks on this segment could at any time have the potential earthquake with enormous power. Making research sites in each segment Sumatra fault because this region is megathrust and the surface has a lot of settlements, which is expected to know the location that has a high seismic activity and a low value fragility rocks, can be used as a reference for the purposes of mitigation in the region. **Keywords:** Sumatera, Gutenberg-Richter, N -value, a -value, b -value, M -value.*

Pendahuluan

Latar belakang dan konsep penelitian ini diawali Jurnal Penelitian Fisika dan Aplikasinya (JPFA) Vol 3 No.1, Juni 2013 mengenai "Kajian Awal Tentang b Value Gempa Bumi Di Sumatera Tahun 1964-2013. Dalam hasil dan diskusinya, Madlazim menulis, ¹"hanya saja dalam penelitian ini tidak dilakukan kajian variasi b value terhadap

waktu dan ruang, sehingga tidak dapat diketahui daerah Sumatera bagian mana yang memiliki *b value* (nilai kerapuhan batuan) yang rendah” (hal 46). Dalam penelusuran yang dilakukan ternyata dalam menentukan *b value* tidak akan terlepas dari nilai frekuensi (N), nilai aktivitas seismik (a), dan nilai kekuatan gempabumi (M) yang perumusannya ada dalam metoda *Gutenberg-Richter*.

Sumatera mempunyai tektonik yang cukup menarik, selain ada subduksi antara lempeng Indo-Australia dan Eurasia, juga ada sesar geser yang cukup panjang yaitu sepanjang pulau Sumatera^{1,3,8,12,13}. Adapun tujuan penelitian adalah ingin mengetahui, nilai aktivitas seismik (a) dan *b-value* atau nilai b pada 19 segmen sesar geser Sumatera dengan terlebih dahulu mencari frekuensi gempa pada database gempa yang dijadikan acuan, tujuan penerapan akhir dalam penelitian ini adalah ingin mengetahui dibawah daratan Sumatera bagian mana yang memiliki nilai a yang tinggi dan nilai b yang rendah. Penentuan nilai a dan nilai b itu sendiri dapat diketahui bermula dari perumusan *Gutenberg-Richter*.

Dalam teorinya nilai a dan nilai b dapat ditentukan dengan menggunakan metoda *Gutenberg-Richter*. Dalam seismologi, hukum *Gutenberg-Richter* adalah suatu hukum yang mengungkapkan hubungan antara frekuensi (jumlah kejadian) gempabumi dengan besaran atau kekuatan gempa tertentu dalam periode wilayah dan waktu tertentu yang dirumuskan sebagai berikut^{1,2,3,4,5,6,7,8,9,10,11,12,13,14}.

$$\log N = a - bM \quad [1]$$

atau

$$N = 10^{a-bM} \quad [2]$$

Dengan: N adalah jumlah kejadian (frekuensi) yang dimiliki kekuatan tertentu, M adalah nilai kekuatan gempa, sedangkan a dan b adalah nilai parameter. Hubungan ini pertama kali dikembangkan oleh *Charles Francis Richter dan Beno Gutenberg* (1964).

Di atas sepanjang Sesar Geser Sumatera sebagian merupakan permukiman yang cukup padat, serta terdapat beberapa infrastruktur yang cukup penting, seperti sekolah, pemerintahan, militer, rumah sakit, dan sebagainya. Oleh karena itu, keberadaan Sesar Geser Sumatera perlu mendapat perhatian untuk meminimalisir kerugian, baik secara material maupun immaterial.

Pada penerapannya nilai a dan b ini bervariasi, sehingga referensi lain menyebutkan dengan detail definisi hubungan *Gutenberg-Richter*. Mutiarani dkk (2013) menulis bahwa dalam parameter seismo-tektonik suatu wilayah dapat diketahui dari relasi *Gutenberg-Richter*

(Persamaan 1), dengan N adalah frekuensi gempa, M adalah magnitudo gempa, nilai a merupakan tingkat seismisitas suatu wilayah, dan nilai b merupakan tingkat kerapuhan batuan.

Dari definisi ini, nilai b yang rendah menunjukkan nilai kerapuhan batuan yang rendah, yang berarti batuan tersebut memiliki elastisitas yang tinggi dan mampu menyimpan stress yang besar. Dengan stress yang besar, ketika ada penjaralan getaran gelombang pada batuan tersebut sewaktu-waktu dengan energy yang terakumulasi dan tidak dapat menahan stress lagi maka pada batuan tersebut akan terjadi ledakan yang sangat besar. Dari kondisi pengaruh nilai b yang rendah karena pada lokasi ini memiliki *high probability* yang sewaktu-waktu dapat terjadi gempa besar, dengan dicirikan nilai kerapuhan batuan rendah.

Parameter a menunjukkan tingkat aktivitas seismic di suatu daerah yang sedang diamati, dan nilai ini tergantung dari tiga faktor, yaitu periode pengamatan, luas daerah pengamatan, dan seismisitas di daerah tersebut. Makin besar nilai a di suatu daerah berarti daerah tersebut memiliki aktivitas seismik yang tinggi, sebaliknya untuk nilai a yang kecil berarti seismiknya rendah.

Secara matematika, parameter b menunjukkan gradient dari persamaan linier hubungan frekuensi dan magnitude:

$$-b = \frac{\log N - a}{M} \quad [3]$$

Dilihat dari persamaannya nilai b berbanding terbalik dengan nilai M, sementara M merupakan nilai kekuatan gempa yang terjadi pada batuan, yang sedang diamati, dimana terjadi gempa bumi dengan magnitudo tertentu sehingga tergantung dari sifat batuan setempat, maka dari itu nilai b merupakan parameter tektonik yang menunjukkan tingkat kerapuhan batuan suatu wilayah.

Parameter b merupakan parameter tektonik yang menunjukkan jumlah relatif dari getaran yang kecil hingga besar dan secara teoritis tidak bergantung pada periode pengamatan, tetapi hanya bergantung pada sifat tektonik dari gempabumi sehingga dapat dianggap sebagai suatu parameter karakteristik suatu gempabumi untuk daerah tektonik aktif^{4,7}.

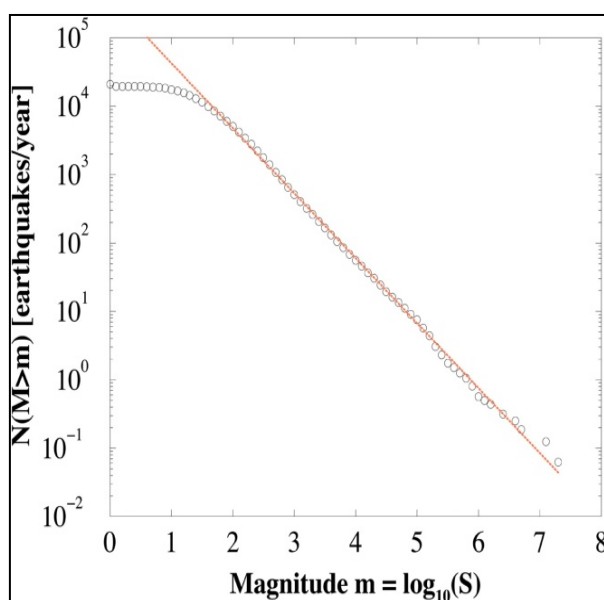
Beberapa ahli mengatakan bahwa nilai b ini konstan dan bernilai sekitar -1 s/d 1. Meskipun demikian sebagian besar ahli berpendapat bahwa nilai b ini bervariasi terhadap daerah dan kedalaman fokus gempa, serta bergantung pada keheterogenan dan distribusi ruang stress dari volume batuan yang menjadi sumber gempa^{4,7}.

Menurut para ahli parameter fundamental yang mempengaruhi besar kecilnya nilai b adalah akumulasi stress (tegangan) yang bekerja pada batuan. Nilai b rendah berasosiasi dengan stress tinggi, begitu pula sebaliknya, nilai b tinggi berasosiasi

dengan stress yang rendah. (Scholz, 1968)^{6,7,8,9,10,14}.

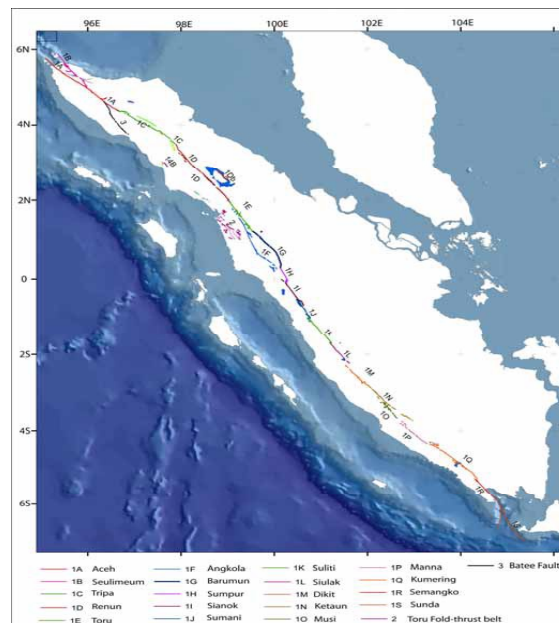
Kedalaman dimana tempat terjadinya gempa bumi itulah yang mencerminkan karakteristik batuan tersebut¹⁴. Penggunaan metoda Gutenberg-Richter pada data gempa bumi menggunakan data statistik, karena data gempa bumi yang digunakan adalah nilai magnitude dengan nilai kedalaman gempa yang bervariasi dengan rentang waktu yang lama, sehingga statistik merupakan hal penting yang dilakukan penelitian ini^{9,10}.

Secara grafik dapat ditunjukkan salah satu contoh hubungan antara nilai N, M, a dan b. Dari grafik menunjukkan nilai M pada koordinat X, dan Nilai N pada koordinat Y, sedangkan nilai b, adalah bulatan kecil yang menunjukan kejadian gempa dengan magnitude M dan frekuensi N, dan a adalah nilai titik pertemuan dengan nilai b, terlihat bahwa untuk magnitude besar, nilai b mempunyai frekuensi yang kecil, dan sebaliknya untuk magnitude kecil, gempa pada nilai b yang tinggi mempunyai frekuensi yang besar (Gambar 1).



Gambar 1. Contoh grafik Hubungan antara nilai N, M, a dan b.

Sesar Sumatra yang membelah Pulau Sumatra sangat tersegmentasi. Segmen-segmen sesar sepanjang 1900 kilometer tersebut merupakan akibat dari tekanan miring antara lempeng Eurasia dan India-Australia dengan arah tumbukan 10°N-7°S. Sedikitnya terdapat 19 segmen dengan panjang masing-masing segmen berkisar 60-200 kilometer (gambar 2)¹³.



Gambar 2. Segmentasi Sesar Sumatera¹³.

Pulau Sumatra memiliki tatanan tektonik yang unik. Di sebelah barat Pulau Sumatra membentang zona subduksi yang sejajar dengan garis pantai Sumatra. Sementara di darat membentang sesar Sumatra yang membelah Pulau Sumatra menjadi dua dari teluk Andaman di ujung utara sampai teluk Semangko di ujung selatan yang sejajar dengan kelurusan zona subduksi^{11,12,13,14}.

Berdasarkan lokasi permukaannya, segmen-segmen tersebut dapat dilihat pada Tabel 1.

Tabel 1. Lokasi Permukaan Segmen Sumatera¹³.

No	Lokasi Permukaan	Segmen
1.	NAD	Seulimeum
2.	NAD	Aceh
3.	NAD	Tripa
4.	Sumatra Utara	Renun
5.	Sumatra Utara	Angkola
6.	Sumatra Utara	Toru
7.	Sumatra Utara	Barumun
8.	Sumatra Barat	Sumpur
9.	Sumatra Barat	Sianok
10.	Sumatra Barat	Sumani
11.	Sumatra Barat	Siliti
12.	Jambi	Siulak
13.	Jambi	Dikit
14.	Jambi	Ketaun
15.	Palembang	Musi
16.	Bengkulu	Manna
17.	Lampung	Kumering
18.	Lampung	Semangko
19.	Selat Sunda	Sunda

Metodologi

Tahap inti dalam pengolahan data meliputi :

- Mencari data gempa sesuai dengan koordinat lokasi penelitian segmen di sepanjang sesar sumatera
- Seleksi data dan penyeragaman magnitude menjadi moment magnitude (Mw).
- Decluster katalog untuk menghilangkan gempa susulan.
- Perhitungan nilai-a, nilai-b
- Membuat peta nilai a dan nilai b

Setelah seleksi data dan decluster catalog pada lokasi penelitian, maka perhitungan pertama adalah menentukan variasi semua nilai b dalam batas koordinat penelitian yang digunakan, nilai b ini dapat ditentukan dengan metode *leastsquare* atau maksimum likelihood. Metode maksimum likelihood menggunakan persamaan yang diberikan Utsu (1967), yaitu:

$$b = \frac{\log e}{\bar{M} - M_{\min}} = \frac{0,4343}{\bar{M} - M_{\min}} \quad [4]$$

Dengan $\bar{M}$ adalah magnitude rata-rata dan $M_{\min}$ adalah magnitude minimum. Dengan standar deviasi dihitung menggunakan formula dari Shi dan Bold (1982) sebagai berikut:

$$\delta b = 2,30b^2 \sqrt{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2 / n(n-1)} \quad [5]$$

Adapun seismisitas untuk wilayah Sumatera bagian barat seperti pada Gambar 3 yang merupakan hasil pengolahan data dengan menggunakan metoda *Gutenberg-Richter*, dengan memasukkan nilai b yang diperoleh dari persamaan Utsu.

Database yang tersedia pada pengolahan data adalah mulai 01-01-1964 s/d 30-11-2012 dan jumlah total data gempabumi yang tersedia dan dapat diakses sampai dengan 11083 data dengan range magnitude 1,68-9,9 dengan kedalaman 0–60 km, database pada kedua situs ini memiliki panjang data yang cukup baik untuk dapat dilakukannya pengolahan secara statistik.

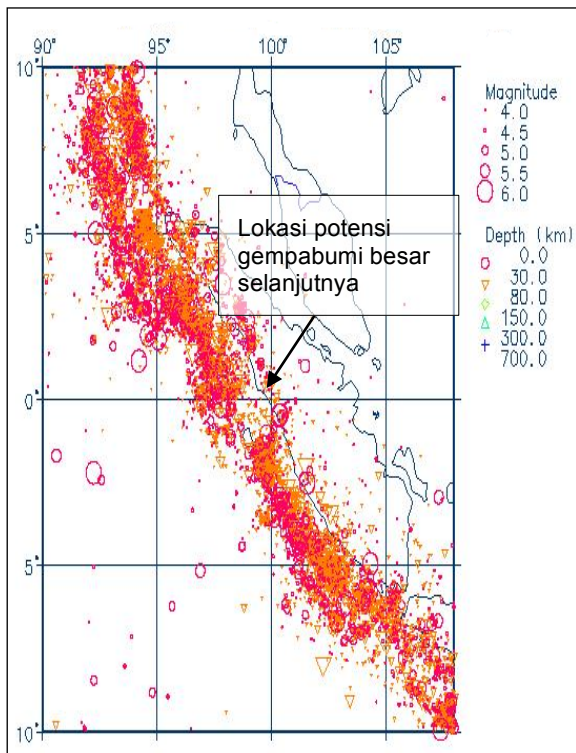
Sedangkan secara deskriptif tahap pengolahan data dapat diuraikan sebagai berikut:

- Pilih database yang ingin diteliti, dengan mengacu pada kebutuhan baik range periode, jumlah gempa dan update terakhir, pada tulisan ini menggunakan database BMKG & ISC.
- Setelah memilih data base BMKG & ISC, melakukan setting parameter.
- Menentukan range waktu gempa yang diinginkan, dalam penelitian ini, diambil semua range gempa yang ada, agar data statistik menjadi maksimal dengan tujuan data hasil penelitian lebih akurat.

- Menentukan koordinat lokasi penelitian, dalam tulisan ini kita mengganti koordinat sesuai koordinat setiap segmentasi sesar sumatera yang ingin diteliti.
- Memasukkan nilai kedalaman gempa, dalam tulisan ini diambil semua data gempa dengan semua kedalaman dari 0-60 km (kategori gempa dangkal), dan tidak pernah berubah untuk semua segmen, pengambilan data untuk kejadian gempa dengan kedalaman sumber gempa 0-60 km dengan tujuan agar diperoleh data nilai aktivitas seismic dan data nilai karakter batuan yang mendekati dengan lokasi kedalaman segmen tersebut, selain itu dengan data kedalaman sumber gempa yang masuk kategori dangkal yang mempunyai potensi bahaya yang besar dapat menjadi nilai acuan dalam rangka mitigasi daerah tersebut.
- Memasukkan nilai magnitudo gempa, dalam tulisan ini diambil semua data gempa dengan semua magnitudo dari 1,68-9.9 SR, dan tidak pernah berubah untuk semua segmen, dengan tujuan agar data lengkap dan dapat dibandingkan hasilnya untuk semua segmen.
- Seleksi data dan penyeragaman magnitude menjadi moment magnitude (Mw).
- Decluster katalog untuk menghilangkan gempa susulan
- Setelah itu mulai melakukan pengolahan data, pertama mencari nilai N dengan Plot Hypo
- Perhitungan nilai-a, nilai-b
- Membuat peta nilai a dan nilai b
- Setelah diperoleh nilai N, a dan b. Lakukan pengolahan kembali untuk segmen yang lain dengan koordinat yang berbeda, dengan nilai range magnitude dan kedalaman yang sama.

Hasil dan Pembahasan

Dari hasil pengolahan data dengan metoda yang telah dilakukan, secara keseluruhan data seismisitas pulau sumatera dapat dilihat pada Gambar 3 berikut.



Gambar 3. Seismisitas di Sumatera dari 1964-2012 (Sumber data: BMKG & ISC).

Tabel 2. Hasil Pengolahan Data Segmen Sumatera

Lokasi Permukaan	Segmen	N	a	b
NAD	Seulimeum	21	4.187	0.899
NAD	Aceh	294	4,770	0,772
NAD	Tripa	58	3.549	0.659
Sumatera Utara	Renun	91	3.509	0.608
Sumatera Utara	Angkola	59	4.228	0.807
Sumatera Utara	Toru	60	3.963	0.747
Sumatera Utara	Barumun	64	4.809	0.930
Sumatera Barat	Sumpur	43	2.468	0.237
Sumatera Barat	Sianok	17	1.681	0.382
Sumatera Barat	Sumani	8	2.729	0.668
Sumatera Barat	Suliti	22	4.183	0.893
Jambi	Siulak	6	2.131	0.566
Jambi	Dikit	21	3.364	0.715
Jambi	Ketaun	32	3.302	0.662
Palembang	Musi	54	4.45	0.58
Bengkulu	Manna	79	3.527	0.626
Lampung	Kumering	74	3.822	0.696
Lampung	Semangko	55	3.159	0.580
Selat Sunda	Sunda	1	3.154	0.607

Dari tabel terlihat jelas jika Segmen Barumun dan Segmen Aceh mempunyai nilai frekuensi (N) dan aktivitas seismik (a) yang tinggi, ini memang sesuai dengan teori dan perumusan metoda Gutenberg Richter, bahwa $N \approx a$, artinya Segmen yang mempunyai frekuensi gempa yang tinggi, mempunyai nilai a yang besar, karena aktivitas seismik yang tinggi menyebabkan lokasi tersebut mengalami kejadian gempa yang lebih banyak, meskipun hanya gempa-gempa kecil. Dari data diatas segmen Barumun dan Segmen Aceh merupakan segmen yang terdiri dari batuan yang mudah patah/ nilai elastisitasnya rendah, sehingga ketika ada stress yang bekerja, maka gaya tersebut akan segera dilepaskan.

Segmen Sumpur dan Sianok mempunyai nilai b yang paling kecil, Sesuai dengan definisi, bahwa nilai b hanya menunjukkan nilai karakter kerapuhan batuan daerah tersebut. Berdasarkan data tersebut, segmen Sumpur dan Sianok mempunyai nilai b yang kecil dibandingkan dengan segmen lainnya di Sumatera, ini menunjukkan bahwa batuan di kedua segmen tersebut tingkat elastisitasnya cukup tinggi, jadi segmen ini masih mampu menahan stress yang bekerja pada segmen tersebut. Tingkat keelastisan dari kedua segmen tersebut dibuktikan dengan adanya seismic gap seperti terdapat pada Gambar 3 sebelumnya. Berdasarkan peta seismisitas (Gambar 3), terlihat jelas bahwa pada kedua segmen tersebut kejadian atau event gempa jarang terjadi, ini mengindikasikan bahwa batuan tersebut masih dapat menahan stress yang datang dari luar. Akan tetapi yang perlu diwaspadai adalah wilayah yang mempunyai *seismic gap* seperti ini, karena jika batuan tersebut tidak mampu menahan stress lagi, maka batuan tersebut akan patah dan menimbulkan gempa bumi yang cukup besar. Berdasarkan definisi diatas bahwa batuan yang mempunyai nilai b yang kecil, batuan tersebut mempunyai kerapuhan yang kecil atau elastisitas yang tinggi, karena batuan yang mempunyai elastisitas yang tinggi berarti punya kemampuan menahan dan menyimpan energi yang datang pada batuan tersebut sampai batas elastisitasnya yang maksimum. dan jika ada energi lagi yang datang pada batuan tersebut dan sudah tidak mampu lagi menahan stress, maka akan batuan tersebut akan patah yang dimanifestasikan dalam bentuk gempa bumi. Sehingga Segmen Sumpur dan Sianok merupakan segmen yang perlu diwaspadai karena mempunyai nilai kerapuhan batuan (b) yang paling kecil dibandingkan dengan segmen lainnya dibawah permukaan Sumatera ini.

Kesimpulan

Berdasarkan hasil pengolahan dan analisa, diperoleh bahwa setiap segmen pada Sesar Geser Sumatera mempunyai tingkat aktivitas seismik dan karakter batuan yang berbeda. Jumlah frekuensi gempa yang besar pada suatu segmen menunjukkan bahwa segmen tersebut mempunyai nilai aktivitas seismik yang tinggi, artinya kegiatan aktivitas gesekan lempeng-lempeng dibawahnya sangat aktif dan sering terjadi sehingga frekuensinya terjadinya gempa bumi sangat tinggi.

Nilai *b* yang rendah seperti pada segmen Sianok dan Sumpur menunjukkan bahwa segmen tersebut mempunyai karakter batuan yang mempunyai elastisitas batuan yang cukup tinggi, sehingga ketika ada stress bekerja pada batuan tersebut, tidak langsung dilepaskan tetapi disimpan dulu stress tersebut, sampai batas batuan tersebut tidak dapat menampung lagi stress. Ini di indikasikan dengan adanya *seismic gap*. Karakter batuan jenis ini adalah menghasilkan gempa-gempa yang cukup besar tetapi frekuensi gempanya kecil/sedikit. Segmen berjenis seperti inilah yang perlu diwaspadai untuk keperluan mitigasi. Perlu dipersiapkan sarana dan prasarana untuk kepentingan mitigasi bencana.

Lebih lanjut lagi, Segmen Sianok dan Sumpur merupakan Segmen yang memerlukan penelitian lebih lanjut, karean sesudah mengetahui di kedua Segmen tersebut ini mempunyai potensi gempa yang sangat besar, maka perlu diteliti mengenai perioda ulang gempa-gempa yang besar serta merusak yang menimbulkan korban jiwa dalam rangka mitigasi tersebut.

Bagi para peneliti yang akan mengembangkan metoda ini, pengolahan hasil data pada wilayah penelitian Sumatera masih dapat diperluas, karena masih banyak data-data yang belum diolah agar hasil analisa menjadi lebih akurat, saran dalam penelitian selanjutnya adalah perbandingan dengan banyak metode dan sumber data base gempa lain yang lebih lengkap agar mengetahui hubungan yang lebih akurat antara setiap parameter khususnya nilai parameter *b* yang merupakan karakteristik batuan. Dengan banyak data mengetahui distribusi nilai aktifitas seismik dan nilai parameter karakteristik batuan bisa memungkinkan untuk menjadi data prekursor suatu wilayah, sehingga dapat menjadi mitigasi kejadian gempa yang besar. Pengambilan data sebanyak-banyaknya, karena semakin banyak data yang diambil, maka hasil yang didapatkan memiliki peluang lebih baik dan akurat.

Daftar Pustaka

- Abdillah, 2010, Analisis kereaktifan dan resiko gempabumi pada zona subduksi daerah Pulau Sumatera dan sekitarnya dengan Metode Least Square, Universitas Islam Negeri Syarif Hidayatullah.
- Faizah, R., A.W. Habib, Widodo, 2013, Probabilitas Kejadian Gempabumi Pada Masa Mendatang Di Zona Sesar Sumatera. Seminar Nasional Statistika dalam Managemen Kebencanaan, Fakultas MIPA, UII Yogyakarta, 15 Juni 2013
- Hidayah R. dan Madlazim, 2014. Hubungan *b*- Value Dengan Frekuensi Kejadian Dan Magnitudo Gempa Bumi Menggunakan Metode Gutenberg-Richter Di Sulawesi Tengah Periode 2008-2014. Inovasi Fisika Indonesia, 3 (2).
- Madlazim, 2013. Kajian Awal Tentang *b*-Value Gempa Bumi Di Sumatera 1964-2013. Jurnal Penelitian Fisika dan Aplikasinya (JPFA) Vol 3 No 1, Juni 2013.
- Mutiarani, A., Madlazim, T. Prastowo, 2013, Studi *b*-VALUE Untuk Pengamatan Seismisitas Wilayah Pulau Jawa Periode 1964-2012 Vol 2, No 2,.
- Natawidjaja, D.H. 2007. Gempabumi dan Tsunami di Sumatra dan Upaya Untuk Mengembangkan Lingkungan Hidup Yang Aman Dari Bencana Alam).
- Nurdiyanto, B., B. Sunardi, H. Harsa, D. Ngadmanto, P. Susilanto, S. Rohadi, N. Efendi, J Nugraha, Guswanto, D.L. Sari, 2010, Laporan Akhir Integrasi Pengamatan Parameter Geofisika Dalam Usaha Prediktabilitas Gempa Bumi Program Insinas Kemenristek
- Pertiwi, CP, 2010, Analisis Peluang Terjadinya gempa Bumi dengan metode likelihood untuk daerah papua dan sekitarnya .
- Pratiwi, W., S. Rohadi, A.D. Nugraha, 2012. Analisis Korelasi Variasi Spasial dan Temporal *b*-value Terhadap Stress, Seismisitas, dan Tektonik Studi Kasus : Pulau Bali, Lombok, dan Sumbawa. J. Geofisika Vol. 13 No. 2/2012.
- Rohadi, S. 2009. Studi Seismotektonik Sebagai Indikator Potensi Gempa Bumi di Wilayah Indonesia. Balai Besar Meteorologi dan Geofisika Wilayah II Jakarta.
- Rohadi, S., H. Grandis, M.A. Ratag, 2008. Studi Potensi Seismotektonik Sebagai Prekursor Tingkat Kegempaan Di Wilayah Sumatera (JURNAL METEOROLOGI DAN GEOFISIKA, Vol. 9 No.2 November 2008 : 101 – 108)
- Sunardi, B. 2009. Analisa Fraktal Dan Rasio Slip Daerah Bali-NTB Berdasarkan Pemetaan Variasi Parameter Tektonik.
- Unified scaling law for earthquakes, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, http://www.pnas.org/content/99/suppl_1/2509/F2.extension.html, diakses 21 Januari 2015.

Penentuan normal musim hujan di Indonesia berdasarkan frekuensi curah hujan dasarian

Wan Dayantolis¹, Adi Ripaldi², dan Ania Supeni³

¹Stasiun Klimatologi Klas I BMKG Kediri, Mataram, NTB

²Pusat Klimatologi, Agroklimat, dan Iklim Maritim BMKG, Jakarta

³Pusat Perubahan Iklim dan Kualitas Udara BMKG, Jakarta

Diterima: 20 Februari 2016 | Dicitak: 4 April 2016

Abstrak. Umumnya klimatologis menganggap bahwa penyusunan normal iklim cukup dengan merata-ratakan data dalam periode minimal 30 tahun. Konsep merata-ratakan data juga diterapkan oleh Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) dalam menyusun normal musim yang diperoleh dengan merata-ratakan curah hujan pada masing-masing dasarian (10 hari) dalam periode 30 tahun. Melalui kajian ini disajikan penentuan normal musim dengan menghitung frekuensi terjadinya curah hujan total 50mm dalam masing-masing dasarian. Hasilnya kemudian dibandingkan dengan normal musim yang dihitung dengan cara merata-ratakan curah hujan. Secara umum pada kajian ini disimpulkan bahwa dengan menggunakan distribusi frekuensi “*central tendency*” atau pusat kejadian dari penentuan normal musim terlihat lebih jelas perodesasinya, normal musim yang dihitung dengan cara frekuensi memberikan deviasi yang lebih kecil terhadap awal musim aktual dan panjang musim kemarau menghasilkan periode yang lebih panjang setiap tahunnya dibandingkan dengan cara rata-rata. **Kata kunci:** normal musim, frekuensi, musim hujan, musim kemarau.

Abstract. Generally climatologists decide a climatological normal from a 30 years average of climate elements. BMKG also use the same method to generate climatological normal for onset of season, using the average of each decadal (10 days) rainfall cumulative in 30 years period. In this assessment climatological normal for onset of season is determined by the frequency of 50 mm rainfall for each decadal. The result is then compared to the climatological normal from decadal rainfall average. Generally the conclusions of this assessment are: with the frequencies distribution the central tendency of climatological normal for the onset of season periodically are look more clearly than

climatological normal by the average, then the climatological normal generated by frequency method gives smaller deviation of actual season onset and the dry season period by frequency is longer than using the average method **Keywords:** climatological normal, frequency, wet season, dry season.

Pendahuluan

Menurut Kamus Besar Bahasa Indonesia versi daring (*KBBI-online*) musim dapat diartikan antara lain sebagai :

- Waktu tertentu yang bertalian dengan keadaan iklim
- Bilangan waktu tertentu (tiga bulan, empat bulan, dsb ketika pohon buah-buahan, palawija, dan sebagainya, banyak menghasilkan)
- Masa; waktu (ketika ada suatu peristiwa)
- Waktu atau masa ketika sesuatu (kegiatan, permainan, dsb) banyak terjadi atau sering berlangsung

Sedangkan menurut Tjasyono (2006) musim adalah periode dengan unsur iklim mencolok, misal musim panas ditandai dengan temperatur yang tinggi, musim hujan ditandai dengan jumlah curah hujan yang berlimpah.

Merujuk pada kedua definisi tersebut dapat dikatakan musim hujan adalah keadaan iklim dalam periode tertentu yang banyak terjadi atau sering berlangsung hujan. Sebaliknya musim kemarau adalah keadaan iklim dalam periode tertentu banyak terjadi atau sering berlangsung keadaan tanpa hujan. Seberapa banyak atau seberapa sering hujan atau tidak hujan dalam konsep BMKG ditentukan oleh curah hujan dalam 10 harian (dasarian).

BMKG (2014) menyebutkan pertanda dimulainya musim hujan berdasar jumlah curah

hujan dalam satu dasarian sama atau lebih besar dari 50 mm dan diikuti oleh dua dasarian berikutnya. Adapun pertanda dimulainya musim kemarau berdasar jumlah curah dalam satu dasarian kurang dari 50 mm dan diikuti oleh dua dasarian berikutnya. Dengan demikian berdasarkan curah hujan dasarian, periode yang disebut musim hujan jika curah hujannya lebih dari sama dengan 50 mm dan periode yang disebut musim jika curah hujannya kurang dari 50 mm. Penetapan periode tersebut dengan merata-ratakan curah hujan pada masing-masing dasarian selama 30 tahun. Hasil rata-rata curah hujan masing-masing dasarian tersebut kemudian dinyatakan sebagai nilai normal yang dalam konteks penentuan awal musim disebut sebagai normal musim karena menjadi *threshold* antara musim hujan dan musim kemarau.

Penetapan normal curah hujan yang merupakan bagian dari normal iklim dengan menggunakan data selama 30 tahun sejalan yang telah diatur oleh *World Meteorological Organization* (WMO). Menurut WMO (2007) normal iklim dinyatakan sebagai rata-rata periode yang dihitung untuk jangka waktu yang seragam dan relatif panjang terdiri setidaknya tiga periode sepuluh tahun berturut-turut. Arguez dan Russel (2011) menyatakan normal iklim tidak hanya digunakan sebagai prediktor kondisi iklim di masa depan, tapi juga untuk menyediakan sebuah referensi nilai sebagai dasar perhitungan iklim anomali. Lebih lanjut Arguez dan Russel (2011) menyatakan terdapat alasan untuk memperbaiki normal iklim mengingat bisa terjadi tren dalam series data iklim. Adapun Guttman (1998) berpendapat tujuan penyusunan normal iklim untuk memungkinkan perbandingan variabel iklim dengan nilai referensinya sendiri dan juga memungkinkan perbandingan secara spasial.

Perhitungan normal iklim dengan cara merata-ratakan data dalam 30 tahun berturut-turut menurut WMO (2007) sendiri merupakan cara tradisional. Arguez dan Russel (2011) menyebutkan ciri utama normal iklim tradisional adalah didasarkan pada rata-rata dengan penerapan cuaca dan iklim hanya sebagai indikasi tendensi sentral. Hal ini terjadi karena menurut Guttman (1989) umumnya klimatologis menganggap bahwa normal iklim hanyalah *aritmetika mean* dari elemen iklim, bukan merupakan nilai dengan frekuensi terbanyak (modus) ataupun bukan median data. Karenanya WMO (2007) menyebutkan dalam konteks normal iklim perlu menambahkan informasi lain seperti elemen distribusi frekuensi. Guttman (1998) menambahkan bahwa distribusi frekuensi meliputi "*central tendency*", variabilitas dan nilai ekstrim.

Dalam konteks normal musim BMKG, kelemahan metode merata-ratakan (*aritmetika*

mean) data curah hujan dasarian dapat diilustrasikan sebagaimana terlihat pada Tabel 1 di bawah ini.

Tabel 1. Ilustrasi rata-rata curah hujan (CH) pada dasarian X dan Y selama lima tahun.

Tahun	Dasarian X (mm)	Dasarian Y (mm)
Ke-1	35	55
Ke-2	45	61
Ke-3	47	0
Ke-4	110	52
Ke-5	45	59
Rata-rata	56,5	45,4

Tabel 1 menunjukkan curah hujan masing-masing pada dasarian ke-X dan dasarian ke-Y selama 5 tahun dengan penjelasan sebagai berikut :

- Curah hujan rata-rata pada dasarian ke-X jika dirata-ratakan hasilnya adalah 56,5 mm. Dengan nilai tersebut maka dasarian ke-X akan dinyatakan sebagai dasarian dalam kategori musim hujan karena nilai rata-ratanya lebih dari atau sama dengan 50 mm. Jika dirunut dalam 5 tahun ternyata hanya terjadi 1 kali kejadian curah hujan lebih dari atau sama dengan 50 mm. Artinya dalam 5 tahun pada dasarian ke-X lebih sering dalam kategori musim kemarau.
- Curah hujan rata-rata pada dasarian ke-Y adalah 45,4 mm. Dengan nilai tersebut maka dasarian ke-Y akan dinyatakan sebagai dasarian dalam kategori musim kemarau karena nilai rata-ratanya kurang dari 50 mm. Ternyata dalam 5 tahun hanya terjadi 1 kali kejadian curah hujan kurang dari 50 mm. Artinya dalam 5 tahun dasarian ke-Y lebih sering dalam kategori musim hujan.

Berdasarkan adanya kelemahan metode rata-rata sebagaimana diilustrasikan pada Tabel 1 di atas, di dalam tulisan ini dicoba menyajikan penentuan normal musim dalam perspektif yang berbeda.

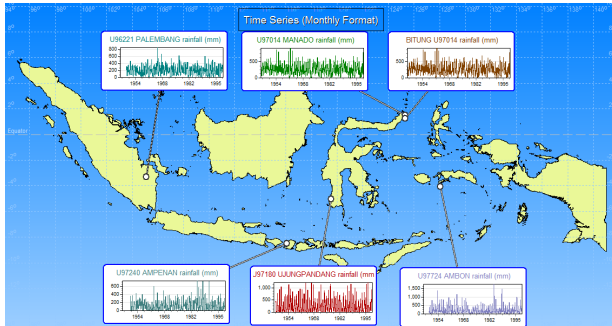
Metodologi

Metode yang digunakan dalam kajian ini adalah dengan menghitung frekuensi relatif curah hujan dasarian periode 1981-2010. Data yang digunakan adalah data curah hujan dasarian pada 6 lokasi yang mewakili tiga tipe hujan di Indonesia (Gambar 1):

- Tipe Hujan Monsunal: Stasiun Klimatologi (Staklim) Kenten Palembang, Sumatera

Selatan, Stamet Selaparang Mataram, Nusa Tenggara Barat, Stamet Hasanuddin, Sulawesi Selatan, Staklim Kayuwatu Manado, Sulawesi Utara

- b. Tipe Hujan Equatorial: Stasiun Meteorologi Maritim (Stamar) Bitung, Sulawesi Utara
- c. Tipe Hujan Lokal: Stamet Ambon, Maluku



Gambar 1. Enam lokasi daerah kajian (Kenten Palembang, Hasanudin, Mataram, Manado, Bitung, dan Ambon).

Dengan metode menghitung frekuensi relatif curah hujan dasarian masing-masing daerah kajian pada periode 1981-2010 sebagai batasan kriteria musim. Shayib (2015) menjabarkan frekuensi relatif merupakan frekuensi dalam tiap kelas interval dalam prosentase. Di dalam konsep musim dengan *threshold* 50 mm perdasarian maka kelas interval hanya ada 2 yaitu kelas data dengan curah hujan kurang dari 50 mm dan yang lebih dari atau sama dengan 50 mm dalam masing-masing dasarian selama 30 tahun. Penetapan suatu dasarian sebagai musim hujan atau sebagai musim kemarau ditentukan sebagai berikut :

- Dasarian yang memiliki frekuensi curah hujan ≥ 50 mm sebesar $\geq 50,0$ % dikategorikan sebagai dasarian musim hujan
- Dasarian yang memiliki frekuensi curah hujan ≥ 50 mm sebesar $< 50,0$ % dikategorikan sebagai dasarian musim hujan kemarau

Selanjutnya normal musim yang diperoleh dengan perhitungan frekuensi menjadi dasar penentuan awal musim hujan dan awal musim kemarau aktual pada masing-masing tahun pada periode 1981-2010. Simpangan periodisasi musim kemarau dan musim hujan pada masing-masing

tahun dihitung menggunakan persamaan simpangan baku (Wilks, 2006) yaitu:

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x^2 - \bar{x})^2} \quad [1]$$

Dengan s adalah simpangan baku/deviasi, x_i merupakan awal musim hujan/kemarau pada tahun ke- i , $\bar{x}$ adalah normal musim, dan n sebagai jumlah data.

Deviasi yang dihasilkan oleh normal musim berdasarkan frekuensi kemudian dibandingkan dengan deviasi yang dihasilkan oleh normal musim berdasarkan rata-rata. Normal musim yang memberikan deviasi terkecil dinyatakan sebagai normal musim yg lebih baik.

Guna menjamin konsistensi, maka penetapan awal musim pada masing-masing tahun untuk perhitungan deviasi, mengikuti konsensus yang berlaku yaitu :

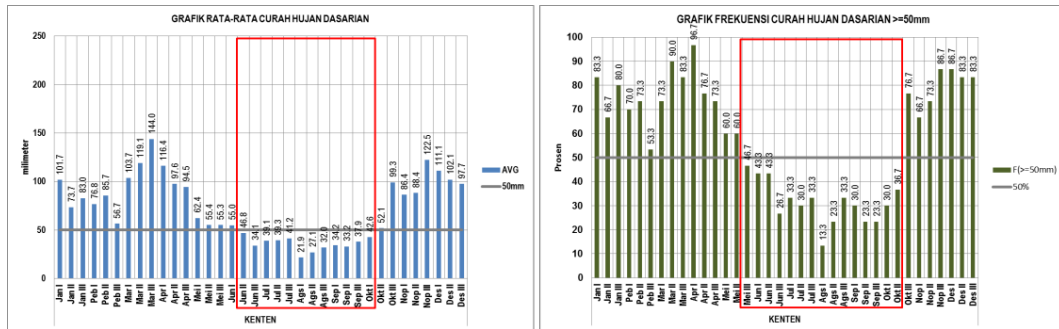
- Ditentukan oleh 3 dasarian berturut-turut dengan curah hujan < 50 mm untuk musim kemarau dan ≥ 50 mm untuk musim hujan.
- Jika tidak ditemukan adanya 3 dasarian berturut-turut maka dilakukan dengan melihat curah hujan bulanan < 150 mm untuk musim kemarau dan ≥ 150 mm untuk musim hujan.
- Awal musim berada disekitar normal musim dengan jarak ± 3 dasarian

Tahun dengan curah hujan yang tidak jelas periodisasi musimnya tidak dimasukkan dalam perhitungan.

Hasil dan Pembahasan

Staklim Kenten Palembang, Sumatera Selatan

Berdasarkan rata-rata curah hujan dasarian periode 1981-2010 sebagaimana terlihat pada Gambar 2 (kiri) Awal Musim Kemarau (AMK) di Kenten dimulai pada Juni II dan Awal Musim Hujan (AMH) dimulai pada Oktober II. Sementara itu, jika dibandingkan dengan hasil perhitungan berdasarkan frekuensi kejadian curah hujan sebagaimana terlihat pada Gambar 2 (kanan), maka AMK di Kenten dimulai pada Mei III dan AMH dimulai pada Oktober III.



Gambar 2. Grafik rata-rata curah hujan dasarian (kiri) dan frekuensi curah hujan dasarian ≥ 50 mm di Kenten.

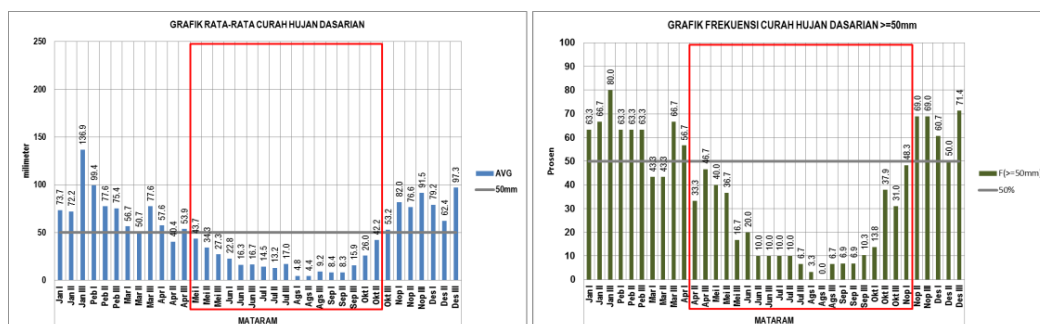
Merujuk pada Gambar 2, dapat diartikan bahwa dengan perbedaan awal musim pada metode rata-rata dengan metode frekuensi maka panjang musim pada masing-masing metode menjadi berbeda, yang dapat dijabarkan sebagai berikut :

- AMK, berdasarkan rata-rata curah hujan dasarian jatuh pada Juni II dengan pertimbangan Mei III dan Juni I nilainya ≥ 50 mm yang dikelompokkan sebagai dasarian periode musim hujan, sementara itu jika dihitung kejadiannya, pada Mei III dan Juni I frekuensi terjadinya curah hujan ≥ 50 mm masing-masing hanya sebesar 46,7% dan 43,3%, artinya pada Mei III dan Juni I lebih sering berada dalam periode musim kemarau di banding pada periode musim hujan, jadi menurut metode frekuensi AMK di Kenten jatuhnya di Mei II.
- AMH, berdasarkan rata-rata curah hujan dasarian Oktober II nilainya ≥ 50 mm sehingga dikelompokkan sebagai dasarian periode musim hujan. Namun berdasarkan frekuensi kejadian, pada Oktober II kejadian curah hujan ≥ 50 mm hanya sebesar 36,7 %. Artinya pada Oktober II, curah hujannya lebih sering berada dalam periode kemarau musim kemarau dibanding pada periode musim hujan, sehingga menurut metode frekuensi, awal musim hujan jatuh pada Oktober III.

Stamet Mataram, Nusa Tenggara Barat

Gambar 3 (kiri) menunjukkan AMK di Mataram dimulai pada Mei I dan AMH dimulai pada Oktober III. Hal berbeda ditunjukkan oleh Gambar 3 (kanan), yaitu AMK dimulai pada April II dan AMH dimulai pada November II. Perbedaan ini disebabkan oleh beberapa hal, antara lain:

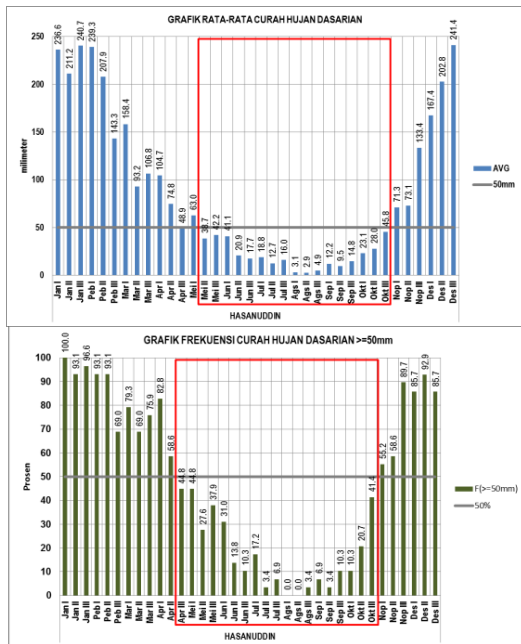
- AMK jika berdasarkan rata-rata curah hujan dasarian pada April II dan April III, rata-rata curah hujan dasariannya ≥ 50 mm sehingga dikelompokkan pada periode musim hujan. Sebaliknya berdasarkan kejadiannya April II dan April III, frekuensi curah hujan dasarian ≥ 50 mm masing-masing hanya sebesar 33,3 % dan 46,7 %. Artinya April II dan April III lebih sering berada dalam periode musim kemarau. Jadi menurut metode frekuensi normal AMK di Stamet Mataram jatuh pada April I.
- AMH jika berdasarkan rata-rata curah hujan dasarian Oktober III dan November I curah hujan ≥ 50 mm sehingga dikelompokkan dalam periode musim hujan. Sebaliknya berdasarkan kejadiannya ternyata frekuensinya masing-masing hanya sebesar 31.0 % dan 48,3 % yang artinya kedua dasarian tersebut lebih sering berada dalam periode musim kemarau. Jadi menurut metode frekuensi normal AMH di Stamet Mataram jatuh pada Nov II.



Gambar 3. Grafik rata-rata curah hujan dasarian (kiri) dan frekuensi curah hujan dasarian ≥ 50 mm di Mataram.

Stamet Hasanuddin, Sulawesi Selatan

Perbedaan AMK dan AMH juga terjadi pada Stamet Hasanuddin, sebagaimana tersaji pada Gambar 4 di bawah ini.

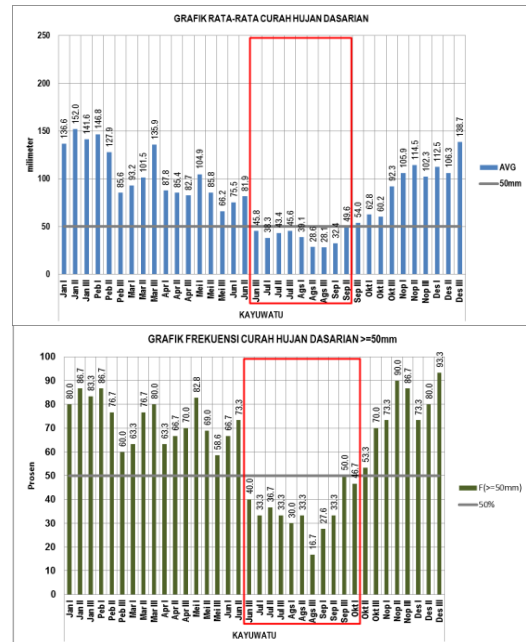


Gambar 4. Grafik rata-rata curah hujan dasarian (atas) dan frekuensi curah hujan dasarian ≥ 50 mm (bawah) di Hasanuddin.

Pada Gambar 4 (atas), AMK di Stamet Hasanuddin dimulai pada Mei II dan AMH dimulai pada November I. Sebaliknya pada Gambar 4 (bawah), AMK terjadi pada April III dan AMH juga pada November I. Perbedaan pada AMK karena April III dan Mei I dikelompokkan pada periode musim hujan berdasarkan rata-rata curah hujannya ≥ 50 mm padahal berdasarkan frekuensi kejadiannya April III dan Mei I lebih sering berada pada periode musim kemarau. Untuk AMH tidak terjadi perbedaan karena baik rata-rata maupun frekuensinya menunjukkan hasil yang sama.

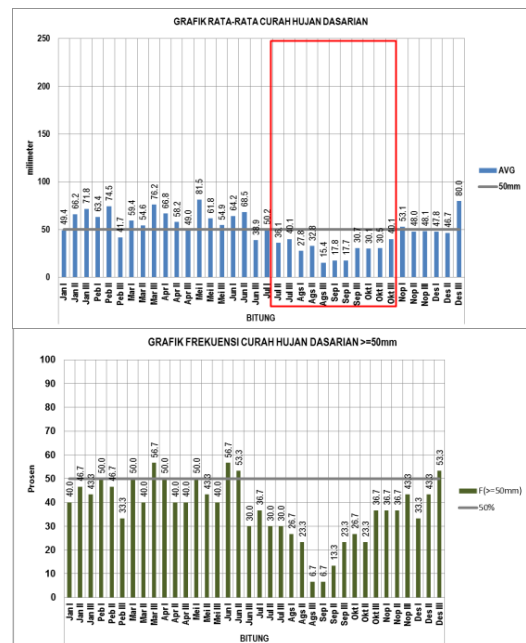
Staklim Kayuwatu Manado, Sulawesi Utara

Pada Staklim Kayuwatu AMK menunjukkan hasil yang sama sedang AMH terjadi perbedaan sebagaimana tersaji pada Gambar 5. Pada gambar tersebut, terlihat AMK baik berdasarkan rata-rata curah hujan dasarian dan frekuensi kejadian terjadi pada dasarian yang sama. Perbedaan terjadi pada normal AMH, berdasarkan rata-rata curah hujan dasarian maka September III dan Oktober I dikelompokkan dalam periode musim hujan. Padahal berdasarkan frekuensi kejadiannya kedua dasarian tersebut lebih sering berada dalam periode kemarau, sehingga normal AMH jatuh pada Oktober II.



Gambar 5. Grafik rata-rata curah hujan dasarian (atas) dan frekuensi curah hujan dasarian ≥ 50 mm (bawah) di Kayuwatu.

Stamet Maritim Bitung, Sulawesi Utara



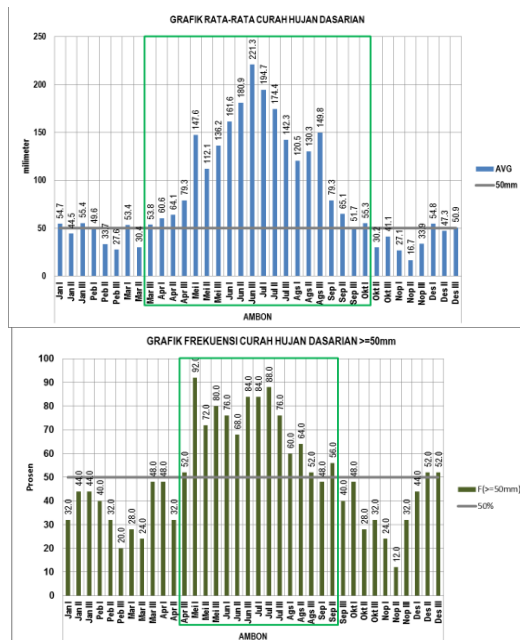
Gambar 6. Grafik rata-rata curah hujan dasarian (atas) dan frekuensi curah hujan dasarian ≥ 50 mm (bawah) di Bitung.

Menurut hasil analisis data yang tersaji pada Gambar 6 di atas, berdasarkan rata-rata curah hujan dasarian pada Stamar Bitung menunjukkan periodisasi musim yang jelas dengan AMK terjadi pada Juli II dan AMH terjadi pada November I. Hal berbeda pada Gambar 6 bagian bawah, menurut frekuensi kejadiannya

hampir seluruh dasarian lebih sering berada dalam periode musim kemarau atau dengan kata lain Stamar Bitung tidak memiliki periode musim hujan. Dengan demikian Stamar Bitung yang sebelumnya merupakan zona musim (Zom) menjadi daerah Non Zom karena tidak terdapat periodisasi musim hujan dan musim kemarau.

Stamet Ambon, Maluku

Stamet Ambon dengan tipe hujan lokal memiliki pola hujan kebalikan dengan tipe hujan monsun, yaitu puncak hujan justru terjadi pada bulan Juni dan Juli. Hal ini berbeda dengan pola hujan pada tipe hujan monsun yang ditandai dengan Juni-Juli sebagai minimum hujan.



Gambar 7. Grafik rata-rata curah hujan dasarian (atas) dan frekuensi curah hujan dasarian ≥ 50 mm (bawah) di Ambon.

Pada Gambar 7a berdasarkan rata-rata curah hujan dasarian, AMK di Stamet Ambon dimulai pada Oktober II dan AMH pada Maret III. Sedangkan menurut Gambar 7b, berdasarkan frekuensi kejadiannya, AMK dimulai pada September III dan AMH pada April III. Berdasarkan rata-rata curah hujannya Oktober I dikelompokkan dalam periode musim hujan tetapi berdasarkan frekuensi kejadiannya lebih sering berada dalam periode kemarau. Sebaliknya Maret III hingga April II secara rata-rata dikelompokkan dalam periode musim hujan, namun berdasarkan frekuensi lebih sering berada dalam periode musim kemarau, sehingga menurut metode frekuensi normal AMH jatuh pada April III.

Periode Panjang Musim

Secara umum pada 6 lokasi hasil analisis dengan metode frekuensi didapatkan bahwa periode musim kemarau menjadi lebih panjang karena beberapa dasarian di awal musim kemarau dan di awal musim hujan yang sebelumnya dikelompokkan ke dalam periode musim hujan ternyata secara frekuensi menjadi bagian dari periode musim kemarau. Hal ini sejalan dengan pernyataan Arguez dan Russel (2011) bahwa metode rata-rata masih merupakan cara yang sangat sederhana dengan "low-pass filter" dengan menghaluskan variasi dari frekuensi tinggi seperti el nino sebagaimana dengan ilustrasi yang tersaji pada Tabel 1 sebelumnya.

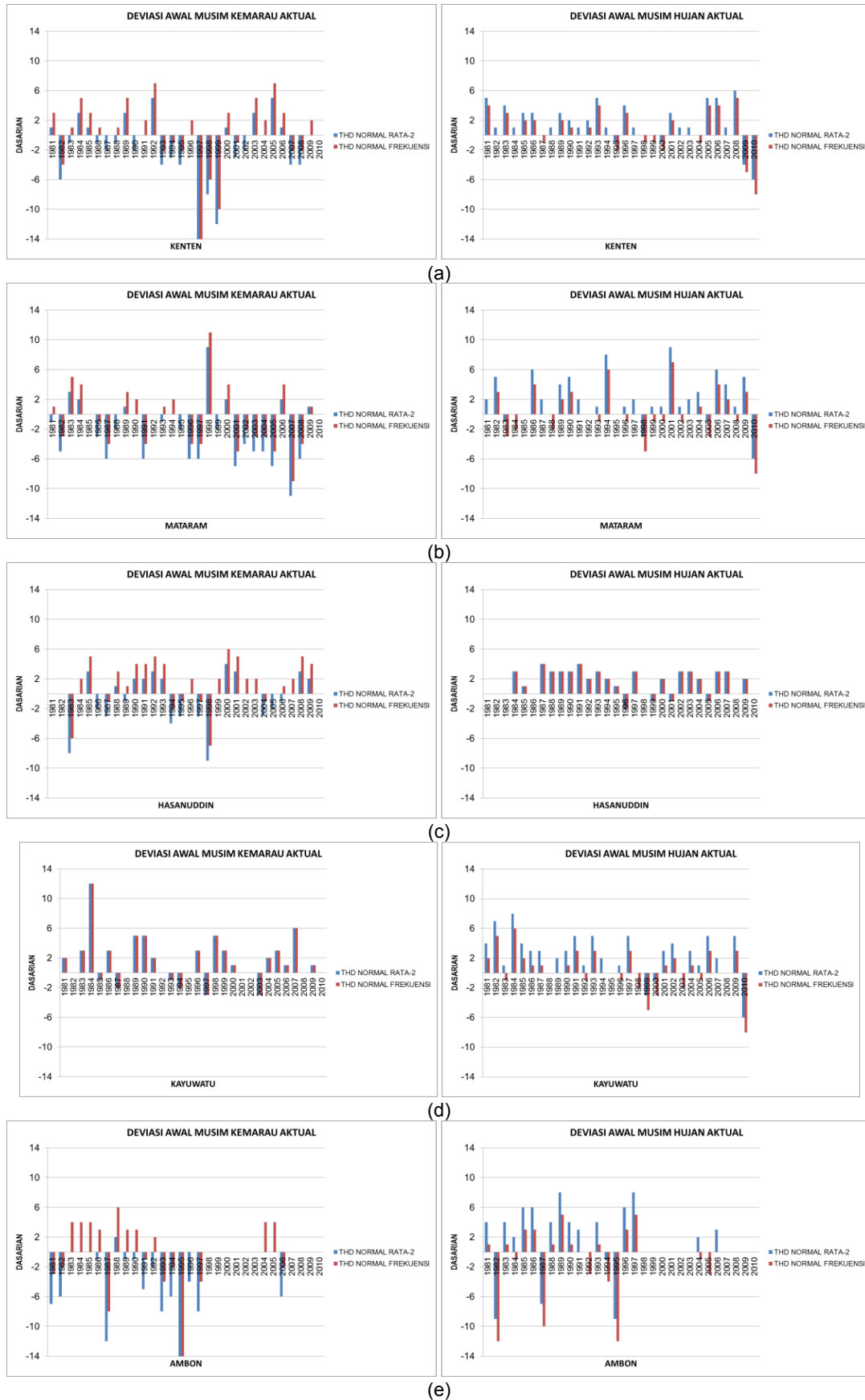
Deviasi

Perbandingan antara awal musim aktual terhadap normalnya baik normal berdasarkan rata-rata maupun normal berdasarkan frekuensi sebagaimana tersaji pada Gambar 8. Nilai positif (+) berarti bahwa awal musim aktual mundur dari normalnya, negatif (-) berarti awal musim aktual maju dari normalnya dan nol (0) berarti awal musim aktual sama dengan normalnya.

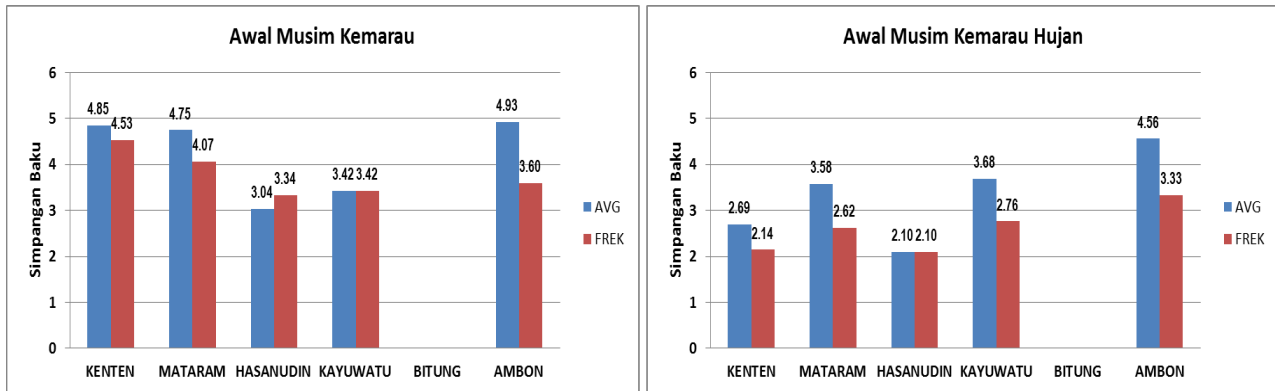
Sebagaimana tersaji pada Gambar 8, masing-masing lokasi memperlihatkan perbandingan yang berbeda-beda pada setiap awal musimnya pada masing-masing tahun selama 30 tahun. Perbedaan tersebut terjadi karena setiap lokasi memiliki respon yang berbeda-beda terhadap faktor-faktor pengendali iklimnya seperti monsun, El Nino, La Nina maupun kondisi suhu muka laut di Indonesia.

Selanjutnya guna mendapatkan informasi metode mana yang memiliki deviasi terkecil, berdasarkan Persamaan (1), maka deviasi dari kedua metode pada masing-masing lokasi dengan membandingkan musim aktual dengan normalnya dapat diamati sebagaimana tersaji pada Gambar 9. Dari tersebut, terlihat AMK (Gambar 9 kiri) pada Kenten, Mataram dan Ambon dengan metode frekuensi memberikan deviasi lebih kecil dibanding metode rata-rata. Sementara untuk Kayuatu-Manado memiliki hasil yang sama sedang di Hasanuddin metode rata-rata memiliki deviasi yang relatif tidak jauh berbeda.

Selanjutnya pada normal AMH sebagaimana yang terlihat pada Gambar 9 (kanan), pada semua lokasi dengan metode frekuensi menunjukkan deviasi lebih kecil dibanding metode rata-rata kecuali pada Hasanuddin yang memiliki hasil yang sama. Adapun Bitung tidak dimasukkan dalam perhitungan deviasi karena berdasarkan metode frekuensi Bitung tidak memiliki periodisasi musim yang jelas.



Gambar 8. Grafik deviasi awal musim aktual terhadap normalnya, (a) Kenten, (b) Mataram, (c) Hasanuddin, (d) Kayuwatu, dan (e) Ambon.



Gambar 9. Perbandingan simpangan baku pada AMK (kiri) dan AMK (kanan) di lima lokasi.

Kesimpulan

Berdasarkan hasil analisis yang telah dipaparkan di atas dapat disimpulkan bahwa dengan menggunakan distribusi frekuensi “*central tendency*” atau pusat kejadian dari penentuan normal musim terlihat lebih jelas periodisasinya dibandingkan hanya dengan menggunakan nilai rata-rata. Penentuan normal musim dengan menghitung frekuensi, menghasilkan periode musim kemarau yang lebih panjang dibandingkan normal musim dengan menggunakan rata-rata curah hujan dasarian. Normal musim secara frekuensi memberikan nilai deviasi yang lebih kecil terhadap awal musim aktual dibandingkan dengan metode rata-rata dasarian.

Terdapat kemungkinan lokasi yang masuk dalam zona musim menjadi non zona musim karena frekuensi kejadian curah hujannya tidak menghasilkan periodisasi antara musim kemarau dan musim hujan, seperti yang terjadi pada Samar Bitung, pada kajian ini. Perlu dikaji lebih lanjut metode perhitungan normal yang lebih baik.

Daftar Pustaka

- Arguez, A. and Russel S, Vose. 2011. The Definition of the Standard WMO Climate Normal. The Key to Deriving Alternative Climate normal. Bulletin of the American Meteorological Society 92.6, 699.
- BMKG. 2014. Prakiraan Musim Kemarau 2014 di Indonesia, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Jakarta.
- Guttman, N. B. 1998. Homogeneity, Data Adjustments and Climatic Normals (<http://www.stat.washington.edu/peter/7IMSC/Normals.pdf>, diakses 9 Oktober 2015).
- Guttman, Nathaniel B. 1989. Statistical Descriptor of Climate. Bulletin of the American Meteorological Society 70.6, 602-607.
- KBBI – Online, (<http://kbbi.web.id>).
- NOAA. 2011. New Thirty-Year Climate Normals Are Here, What Exactly Does this Mean. http://www.srh.noaa.gov/images/bro/climate/pdf/climate_normals_1981_2010.pdf, diakses 9 Oktober 2015).
- Shayib, M.A. 2013. Applied Statistics. (<http://www2.aku.edu.tr/~icaga/kitaplar/applied-statistics.pdf>, diakses 11 Oktober 2015).
- Tjasyono, B. 2006. Meteorologi Indonesia 1” Karakteristik dan Sirkulasi Atmosfer” ITB dan BMKG Jakarta.
- WMO. 2007. The Role Of Climatological Normals In A Changing Climate, World Climate Data and Monitoring Program World Meteorology Organization. Geneva.
- Wilks, D.S. 2006. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Department of Earth and Atmospheric Sciences. Cornell University. New York.

Proyeksi model WRF-Chem kualitas udara dan kondisi atmosfer di Sumatera Barat

Ramadhan Nurpambudi

Sekolah Tinggi Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika, Tangerang.

Diterima: 21 Februari 2016 | Dicitak: 4 April 2016

Abstrak. WRF-Chem adalah bentuk model WRF (*Weather Research and Forecasting*) yang dikombinasikan dengan perhitungan kimia yang digunakan untuk mensimulasikan emisi, transpor, pencampuran, dan transformasi dari gas dan aerosol secara meteorologis. Penelitian ini menggunakan parameterisasi PBL10 (*TEMF Scheme*) dan PBL99 (*MFR Scheme*) yang kemudian dibandingkan dengan data observasi dari Stasiun Meteorologi Tabing Padang untuk data kecepatan angin dan dari GAW Kototabang untuk data karbon monoksida. Hasil yang didapat adalah parameter PBL yang paling mendekati keadaan sebenarnya untuk pengukuran kecepatan angin adalah PBL99 (*TEMF Scheme*). Walaupun begitu, masih perlu dilakukan penelitian lebih lanjut mengenai pemodelan di daerah Padang. **Kata kunci:** WRF-Chem, kecepatan angin, karbon monoksida, Sumatera Barat.

Abstract. WRF-Chem is a form of WRF (*Weather Research and Forecasting*) that combined with chemistry calculations, which could be used for emission, transportation, mixing, and transformation simulation from gases and aerosols meteorologically. This study uses two parameterization that are PBL10 (*TEMF Scheme*) and PBL99 (*MFR Scheme*), which is compared with observation data from meteorological office Tabing Padang for wind speed data and from GAW Kototabang for carbon monoxide data. The results are PBL99 produced a better prediction model data for wind speed data, although it still need further research to decide which parameterization is suited for modeling in Padang. **Keywords:** WRF-Chem, wind speed, carbon monoxide, West Sumatra.

Pendahuluan

Perkembangan jaman yang semakin pesat telah memungkinkan manusia mempelajari

keadaan atmosfer dengan menggunakan pendekatan-pendekatan matematis yang ada. WRF (*Weather Research and Forecasting*) memungkinkan penggunaannya mengetahui tentang bagaimana keadaan atmosfer baik keadaan dinamisnya atau keadaan fisisnya. Dalam perkembangannya, perhitungan unsur-unsur kimia dalam atmosfer juga dapat diperkirakan dengan menggunakan WRF-Chem (*Weather Research and Forecasting-Chemistry*). WRF-Chem merupakan kombinasi dari WRF dengan perhitungan kimia.

Penelitian ini mengambil lokasi di provinsi Sumatera Utara dan menggunakan data unsur kimia dari Stasiun GAW Kototabang serta data pengamatan sinoptik dari Stasiun Meteorologi Padang. Penelitian ini membandingkan 2 parameter PBL yang kemudian akan diverifikasi dengan data observasi. Parameterisasi PBL yang digunakan adalah PBL10 (*TEMF Scheme*) dan PBL99 (*MFR Scheme*). Parameter meteorologi yang dibandingkan adalah kecepatan angin dan unsur kimia atmosfer yang dibandingkan adalah karbon monoksida (CO).

WRF-Chem adalah bentuk model WRF (*Weather Research and Forecasting*) yang dikombinasikan dengan perhitungan kimia yang dikembangkan dengan kerjasama dari NCAR, ESRI, dan PNNL. Model ini mensimulasikan emisi, transpor, pencampuran, dan transformasi dari gas dan aerosol secara meteorologis dan simultan dan digunakan untuk meneliti kualitas udara dalam skala regional, analisis program lapangan, dan interaksi yang terjadi di dalam awan secara kimiawi.

Hasil dari WRF-Chem antara lain:

- Analisis (misalnya analisis pembentukan aerosol organik, penentuan sumber karbon hitam di daerah Asia Selatan, pembentukan ozon di lapisan troposfer atas di aliran keluar konvektif (*convective outflow*), dan pembentukan nitrogen oksida dari petir);

- b. Studi *Chemistry-Climate* di Amerika Utara dan Asia;
- c. Interkomparasi model;
- d. Prakiraan proyek lapangan (Ahmadov dan Peckham, 2014).

Metodologi

Data yang digunakan pada penelitian ini antara lain: data *reanalysis* dalam format FNL (*Final Reanalysis*) yang diperoleh dari situs rda.ucar.edu untuk tanggal 7-9 Mei 2013, data observasi dari Stasiun Meteorologi Tabin Padang untuk tanggal 7-9 Mei 2013, dan data pengamatan karbon monoksida (CO) dari GAW Kototabang untuk tanggal 7-9 Mei 2013.

Sedangkan langkah kerja yang dilakukan pada penelitian ini adalah :

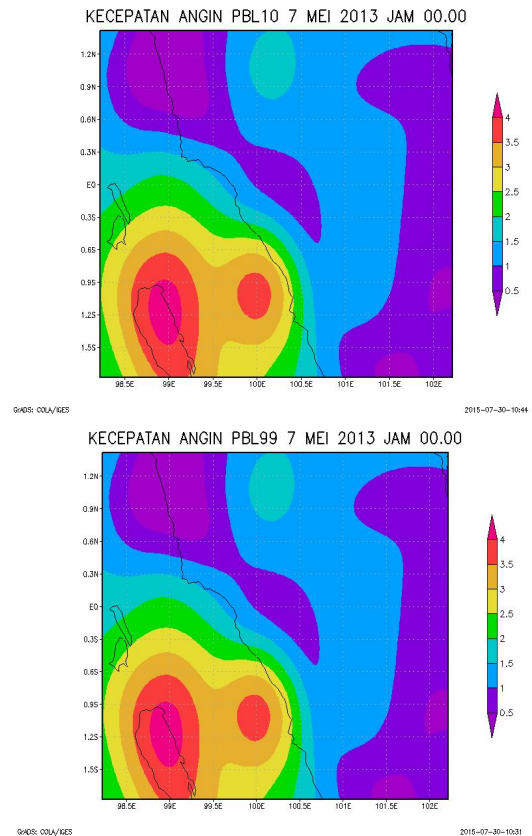
- a. Mengumpulkan data-data pendukung yang diperlukan;
- b. Mengunduh data FNL untuk tanggal 7-9 Mei 2013 dari rda.ucar.edu;
- c. Menjalankan proses *running* data FNL dengan menggunakan WRF-Chem, dimulai dengan menentukan domain tempat proses *running* akan dijalankan (Tabel 1). Pusat domain berada di Padang dengan koordinat 100.32°BT dan 0.20°LS;
- d. Memperoleh hasil keluaran model;
- e. Memvisualisasikan hasil keluaran model tersebut dengan menggunakan GrADS, serta mengeluarkan nilai data kecepatan angin dan CO yang ada pada keluaran model dan diolah dengan menggunakan Microsoft Excel;
- f. Mengolah dan membandingkan hasil keluaran kedua skema dengan data observasi;

Tabel 1. Konfigurasi domain WRF.

Konfigurasi	Skema I	Skema II
Resolusi	5 km	5 km
Mikrofisis	Lin et al. scheme	Lin et al. scheme
Shortwave radiation	RRTMG scheme	RRTMG scheme
Longwave radiation	RRTMG scheme	RRTMG scheme
Surface layer	TEMF Surface Layer (ARW only)	Revised MM5 Monin-Obukhov scheme
Land surface	Unified NOAH land-surface model	Unified NOAH land-surface model
Cumulus	Grell 3D Ensemble scheme	Grell 3D Ensemble scheme
PBL	TEMF (Total Energy Max Flux) scheme (10)	MRF scheme (99)

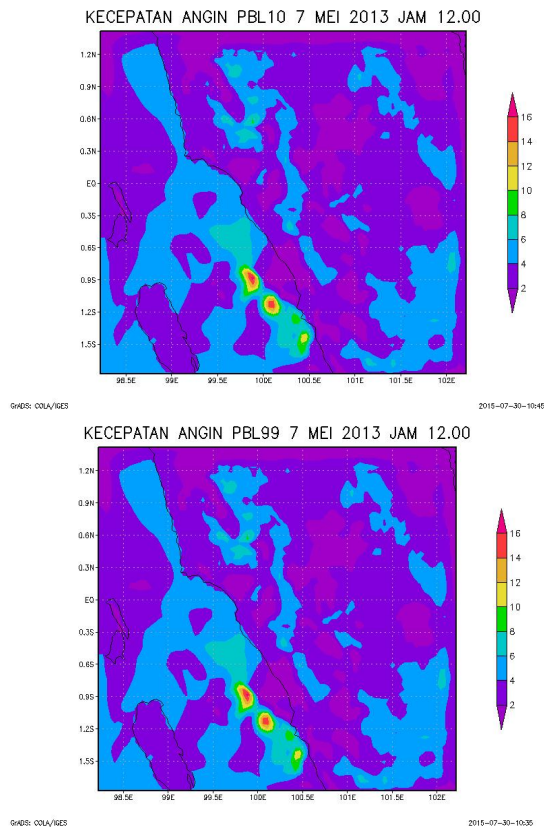
Hasil dan Pembahasan

Dari hasil *running* model diperoleh terhadap kecepatan angin 10 m, diperoleh hasil seperti yang terlihat pada Gambar 1 berikut.



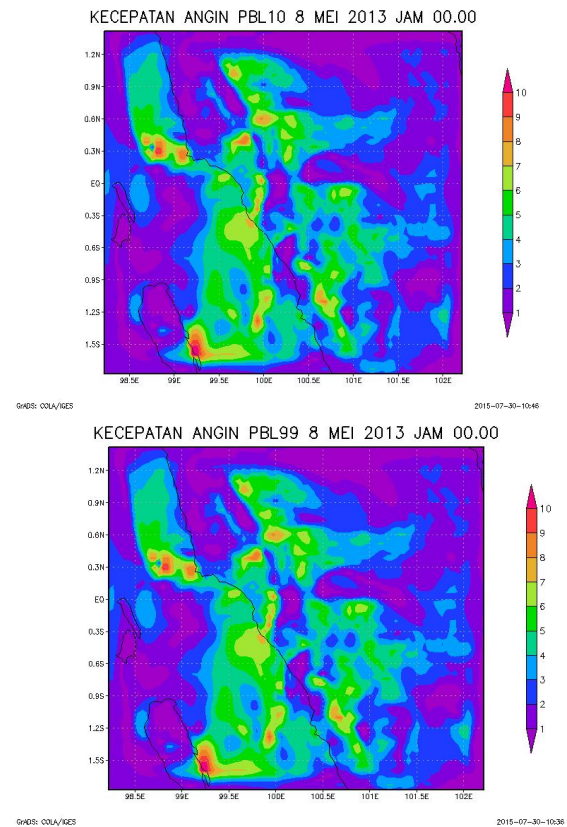
Gambar 1. Kecepatan angin 10 m untuk PBL Skema I (atas) dan Skema II (bawah) tanggal 7 Mei 2013 pukul 00.00 UTC.

Dari kedua gambar di atas dapat dilihat bahwa secara umum pola kecepatan angin yang dihasilkan oleh kedua parameterisasi cenderung sama, dengan daerah kecepatan angin tertinggi terdapat di sebelah barat daya kota Padang tepatnya pulau Siberut. Kecepatan pada pusatnya mencapai 4kt dan semakin mendekati kota Padang kecepatannya semakin melemah. Indikasi adanya pertumbuhan awan konvektif yang menghasilkan *downdraft* pada saat tersebut yang menghasilkan awan kencang terpusat pada Pulau Siberut.



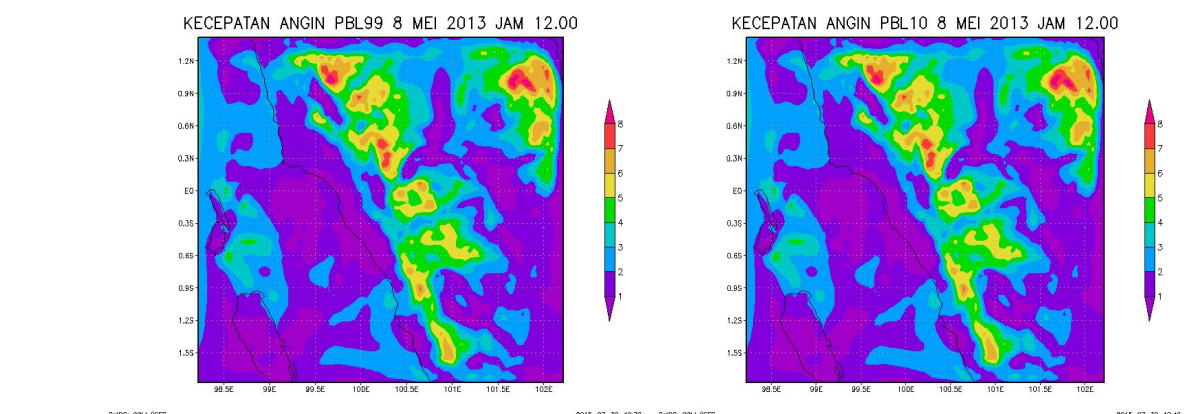
Gambar 2. Kecepatan angin 10 m untuk PBL Skema I (atas) dan Skema II (bawah) tanggal 7 Mei 2013 pukul 12.00 UTC.

Dari gambar di atas dapat dilihat bahwa terdapat persamaan dari hasil keluaran model antara kedua parameterisasi tersebut. Daerah dengan kecepatan yang tinggi masih belum berpindah masih terletak di sebelah barat daya dari kota Padang.



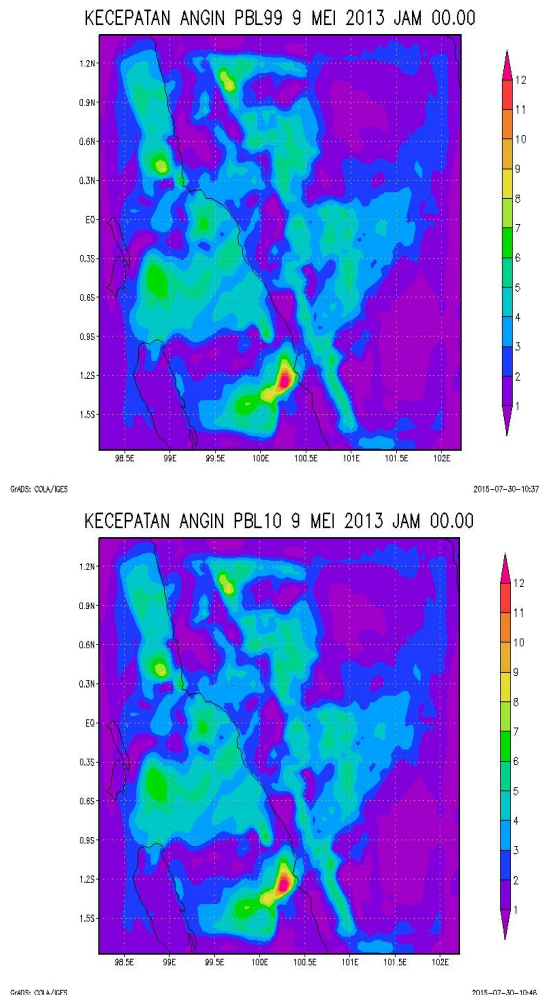
Gambar 3. Kecepatan angin 10 m untuk PBL Skema I (atas) dan Skema II (bawah) tanggal 8 Mei 2013 pukul 00.00 UTC.

Dari gambar di atas dapat dilihat bahwa secara umum pola kecepatan angin yang dihasilkan oleh kedua parameterisasi kembali cenderung menghasilkan pola yang sama. Daerah yang mempunyai kecepatan yang cukup tinggi masih terdapat pada sector barat daya, namun kini juga terdapat pada sector barat laut. Kecepatan maksimum pada lokasi tersebut mencapai 10kt. Luasan pada wilayah tersebut cenderung tidak luas namun banyak.



Gambar 4. Kecepatan angin 10 m untuk PBL Skema I (kiri) dan Skema II (kanan) tanggal 8 Mei 2013 pukul 12.00 UTC.

secara umum. Dari Gambar 4 dapat dilihat bahwa umum pola kecepatan angin yang dihasilkan oleh kedua parameterisasi juga cenderung sama. Daerah dengan kecepatan angin yang tinggi sudah tidak lagi terjadi pada Pulau Siberut dan berpindah ke arah utara kota Padang. Kecepatan angin berkisar 8kt dengan wilayah yang tidak terlalu luas.



Gambar 5. Kecepatan angin 10 m untuk PBL Skema I (atas) dan Skema II (bawah) tanggal 9 Mei 2013 pukul 00.00 UTC.

Dari kedua gambar di atas dapat dilihat bahwa secara umum pola kecepatan angin yang dihasilkan oleh kedua parameterisasi cenderung sama kembali. Dapat dikatakan kedua unsur PBL baik PBL10 (TEMF Scheme) maupun PBL99 (MFR Scheme) cenderung menghasilkan hasil yang serupa. Bisa dikatakan demikian dikarenakan setelah dilakukan pada beberapa waktu yang berbeda hasil yang ditampilkan cenderung sama. Pada tanggal 9 mei ini pusat daerah berkecepatan tinggi terdapat pada

sebelah selatan kota Padang dengan kecepatan ± 12 kt.

Pada Gambar 6, grafik perbandingan kecepatan angin pada ketinggian 10 meter untuk tanggal 7 Mei 2013 menunjukkan bahwa pola keluaran model dengan kedua parameterisasi yang berbeda memiliki pola perubahan yang berbeda. Apabila dibandingkan dengan keadaan sebenarnya (data observasi), hasil keluaran kedua model cenderung *over estimate* terhadap keadaan sebenarnya.

Selain dilakukan visualisasi perubahan data per jam dengan menggunakan grafik, verifikasi data juga dilakukan secara kuantitatif dengan cara menghitung nilai *root mean square error* (RMSE), nilai korelasi, serta nilai standar deviasi untuk masing-masing penggunaan parameter dan dibandingkan dengan data observasi. Adapun tabel nilai RMSE, korelasi, dan standar deviasi yang diperoleh dapat dilihat pada Tabel 2 berikut.

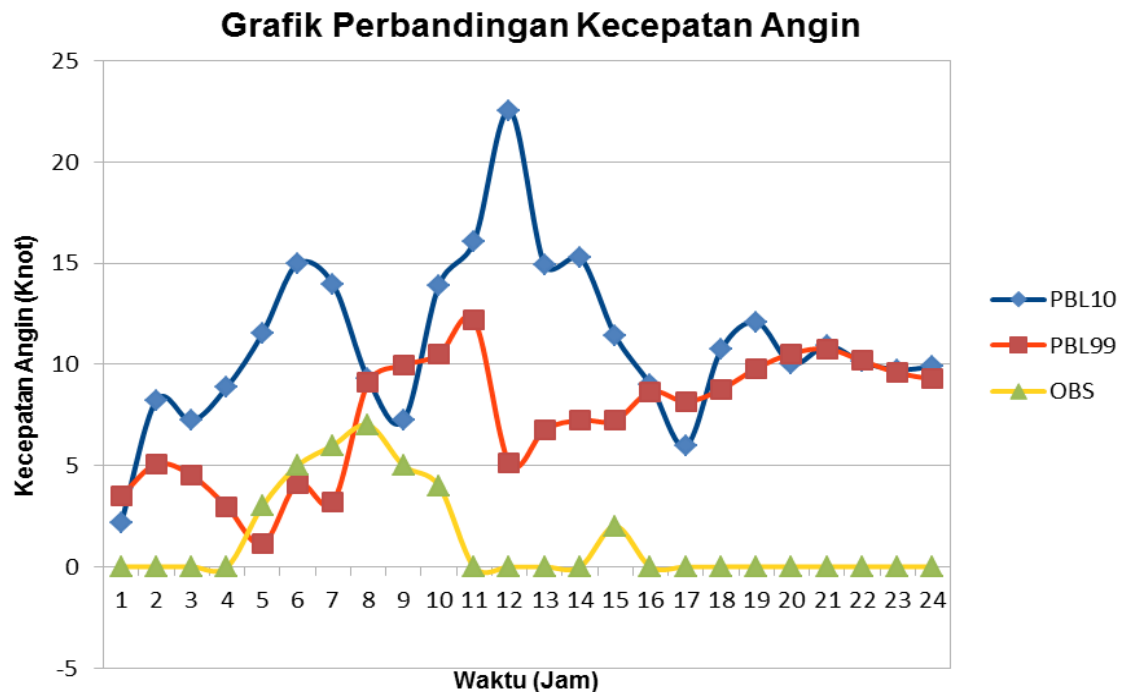
Tabel 2. Nilai RMSE, korelasi, dan standar deviasi untuk parameter kecepatan angina tanggal 7 Mei 2013.

Parameter	PBL10 (TEMF Scheme)	PBL 99 (MFR Scheme)
RMSE	10,71	7,28
Korelasi	0,08	0,73
Standar deviasi	5,92	4,07

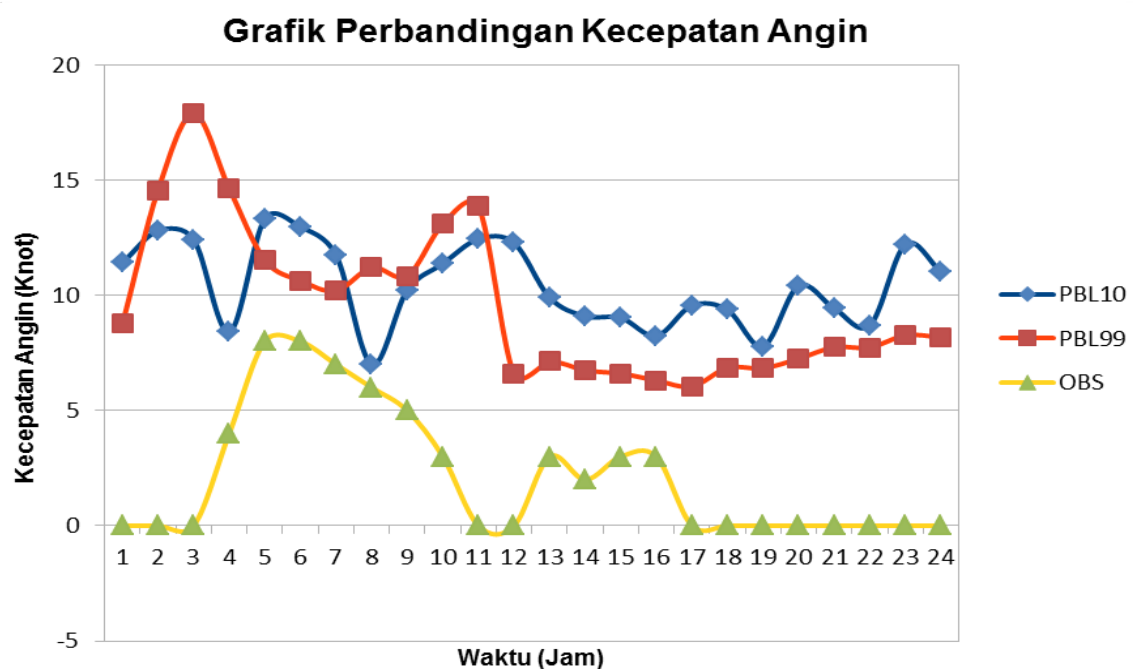
Hal yang sama juga dilakukan untuk tanggal 8 Mei 2013. Gambar 7 merupakan grafik perbandingan kecepatan angin untuk kedua parameter PBL dan data observasi. Pada gambar tersebut, grafik perbandingan kecepatan angin pada ketinggian 10m untuk tanggal 8 mei 2013 menunjukkan hal yang sama dengan gambar 4.6 bahwa pola keluaran model dengan kedua parameterisasi yang berbeda memiliki pola perubahan yang sama. Apabila dibandingkan dengan keadaan sebenarnya (data observasi), hasil keluaran kedua model juga cenderung bersifat *over estimate* terhadap keadaan sebenarnya. Adapun tabel nilai RMSE, korelasi, dan standar deviasi yang diperoleh dirangkum dalam Tabel 3 berikut.

Tabel 3. Nilai RMSE, korelasi, dan standar deviasi untuk parameter kecepatan angina tanggal 7 Mei 2013.

Parameter	PBL10 (TEMF Scheme)	PBL 99 (MFR Scheme)
RMSE	8,8	8,3
Korelasi	0,08	0,21
Standar deviasi	4,8	4,8



Gambar 6. Grafik perbandingan kecepatan angin per jam pada ketinggian 10 m tanggal 7 Mei 2014.

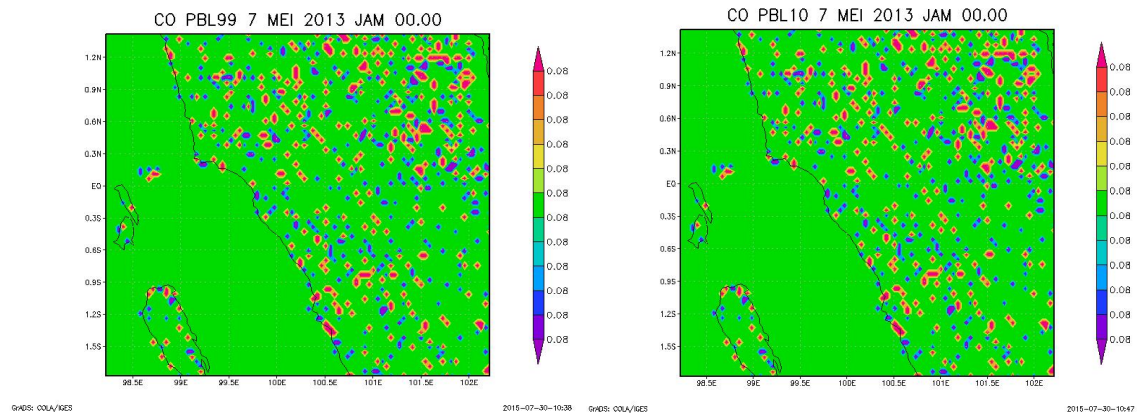


Gambar 7. Grafik perbandingan kecepatan angin per jam pada ketinggian 10 m tanggal 8 Mei 2014.

Untuk parameter unsur kimia yang dibandingkan pada tulisan ini adalah CO (karbon monoksida). CO merupakan salah satu gas polutan yang berperan penting dalam efek rumah kaca yang berperan dalam efek rumah kaca. CO dihasilkan dari emisi kendaraan bermotor akibat pembakaran bahan bakar yang tidak sempurna.

Tampilan spasial dari parameter kimia CO diperlihatkan pada Gambar 8.

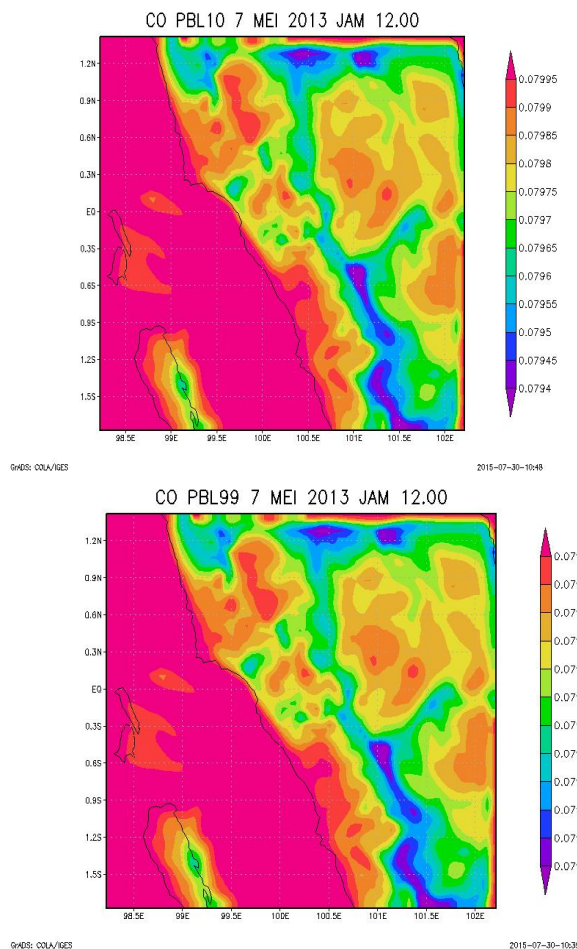
Dari gambar 8 tersebut dapat dilihat bahwa secara umum pola sebaran CO yang dihasilkan oleh kedua parameterisasi cenderung sama. Sebaran CO sangat merata di wilayah sepanjang Provinsi Sumatera Selatan termasuk Pulau Siberut.



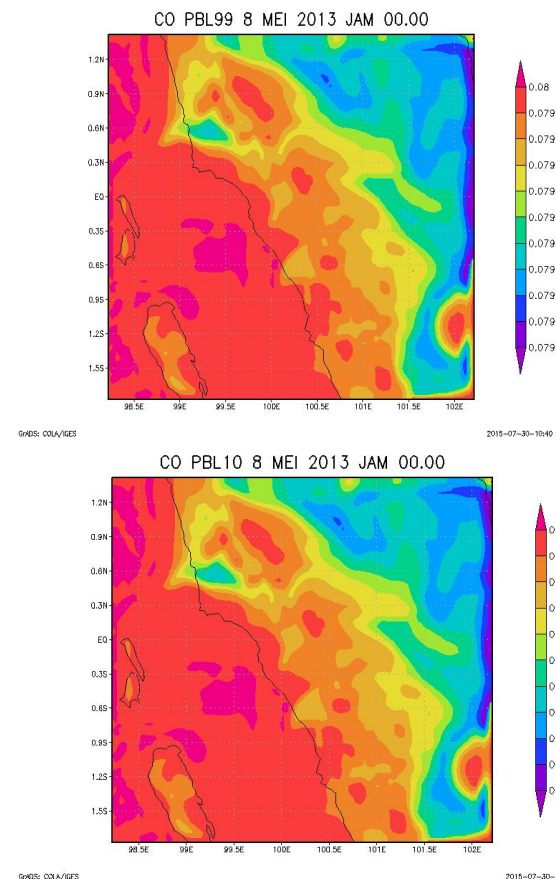
Gambar 8. Sebaran CO untuk PBL Skema I (kiri) dan Skema II (kanan) tanggal 7 Mei 2013 Jam 00.00 UTC.

Untuk tanggal 7 Mei 2013 pukul 12.00 UTC, tampilan CO dapat dilihat pada Gambar 9. Dari gambar tersebut dapat dilihat bahwa keluaran kedua model dengan parameterisasi tersebut cenderung sama. Hasil yang ditampilkan cenderung heterogen di bagian barat hingga utara kota Padang. Di bagian Pulau Siberut dan sekitarnya kondisi sebaran CO cenderung homogen.

Untuk tanggal 8 Mei 2013 pukul 00.00 UTC, tampilan CO dapat dilihat pada Gambar 10. Dari gambar tersebut dapat dilihat bahwa keluaran kedua model dengan parameterisasi tersebut cenderung sama. Hasil yang ditampilkan cenderung heterogen di bagian barat hingga utara kota Padang. Di bagian Pulau Siberut dan sekitarnya kondisi sebaran CO cenderung homogen.

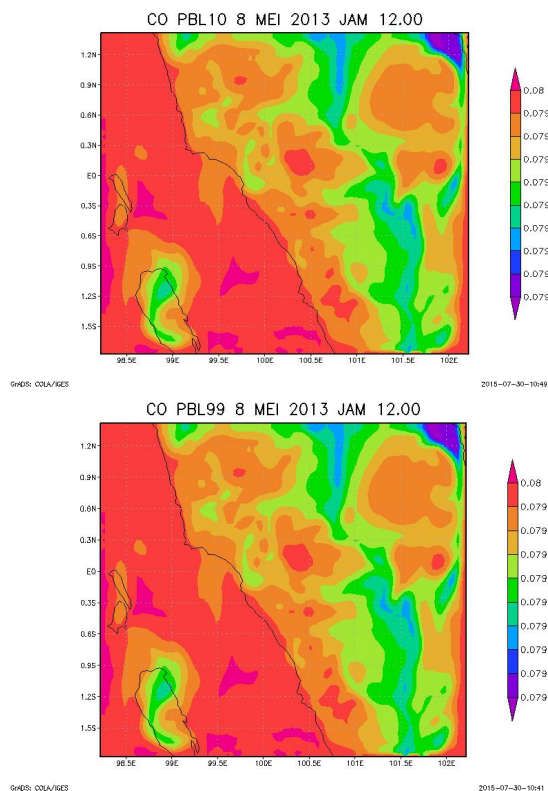


Gambar 9. Sebaran CO untuk PBL Skema I (atas) dan Skema II (bawah) tanggal 7 Mei 2013 Jam 12.00 UTC.



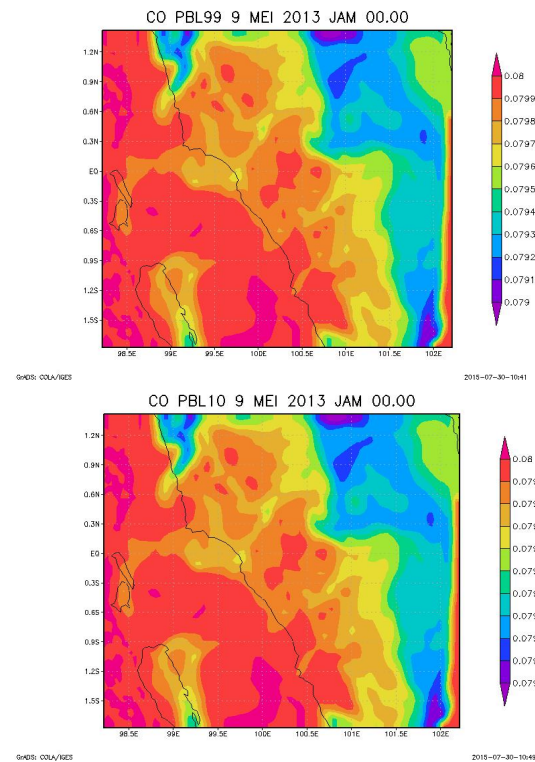
Gambar 10. Sebaran CO untuk PBL Skema I (atas) dan Skema II (bawah) tanggal 8 Mei 2013 Jam 00.00 UTC.

Gambar 11 memperlihatkan secara umum pola sebaran CO yang dihasilkan oleh kedua parameterisasi adalah sama. Polanya tetap sama dengan sebelumnya dimana di sepanjang pantai barat memiliki nilai yang heterogen. Lalu untuk di sekitar laut kondisinya cenderung homogen. Kondisi sebaran CO di Pulau Siberut kali ini tidak sehomogen sebelumnya, terdapat variasi yang bisa diakibatkan dengan meningkatnya aktivitas manusia pada saat itu. Emisi dari gas buang kendaraan bermotor dapat meningkatkan jumlah kandungan CO, jika secara bersamaan digunakan akan sangat terasa dampak perubahannya.



Gambar 11. Sebaran CO untuk PBL Skema I (atas) dan Skema II (bawah) tanggal 8 Mei 2013 Jam 12.00 UTC.

Sementara itu, dari Gambar 12 dapat dilihat bahwa secara umum pola sebaran CO yang dihasilkan oleh kedua parameterisasi cenderung sama. Dapat dikatakan baik untuk pola angin serta kandungan CO untuk kedua parameter PBL tersebut cenderung memberikan nilai yang seragam. Parameter PBL tidak mempengaruhi hasil secara besar atau signifikan sehingga tidak dapat dianalisis dengan baik perbedaan pada kedua parameter PBL tersebut. Pola sebaran CO pada tanggal 9 Mei di atas cenderung homogen baik di pantai ataupun di sepanjang pantai barat. Kondisi di pagi hari dimana aktivitas manusia belum sepadat siang hari bisa membuat pola sebaran CO cenderung homogen.



Gambar 12. Sebaran CO untuk PBL Skema I (atas) dan Skema II (bawah) tanggal 9 Mei 2013 Jam 00.00 UTC.

Perbandingan nilai rata-rata, median, kuartil pertama, kuartil ketiga, nilai maksimum, nilai minimal, dan standar deviasi antara parameter PBL10 (TEMF Scheme), PBL99 (MFR Scheme), dan data observasi ditunjukkan pada Tabel 4. Dari hasil keluaran model dan perbandingannya terhadap data observasi maka dapat dilihat bahwa untuk parameter meteorologi kecepatan angin, parameterisasi yang paling mendekati dengan keadaan sebenarnya adalah parameterisasi PBL99 (MFR Scheme). Hal ini dapat dilihat dari Tabel 2 dan Tabel 3 di mana nilai korelasi antara parameterisasi PBL99 (MFR Scheme) dengan data observasi mencapai di atas 70% (73%). Perhitungan nilai RMSE serta standar deviasi juga mendukung penggunaan parameterisasi PBL99 (MFR Scheme) untuk memprakirakan kecepatan angin dengan menggunakan WRF-Chem karena hasil keluaran datanya mendekati keadaan sebenarnya.

Selain itu, apabila dilihat dari tampilan spasialnya, tidak dapat disimpulkan dengan baik dikarenakan hasil dari keduanya yang cenderung sama sehingga tidak dapat diketahui mana parameter PBL yang lebih baik untuk digunakan di Padang. Antara PBL99 (MFR Scheme) dan juga PBL10 (TEMF Scheme) hasil dari keduanya hampir tidak ada perbedaan baik dari luaran kecepatan angin maupun dari sebaran CO. Perlu untuk dikaji lagi dengan parameter PBL lainnya sehingga bisa didapat parameter yang terbaik untuk analisis kedepannya.

Tabel 4. Nilai rata-rata, median, kuartil pertama, kuartil ketiga, nilai maksimum, nilai minimum, dan standar deviasi untuk parameter kimia CO tanggal 7-8 Mei 2013

Parameter	7 Mei			8 Mei		
	PBL10	PBL99	OBS	PBL10	PBL99	OBS
Rata-rata	79,83	39,91	150,67	79,89	79,80	170,10
Median	79,84	39,88	145,75	79,91	79,84	149,69
Kuartil 1	79,76	0,00	136,37	79,87	79,76	143,50
Kuartil 3	79,91	79,81	165,53	79,94	79,89	203,85
Maksimum	80,00	79,91	192,51	79,96	79,91	230,42
Minimum	79,62	0,00	120,78	79,73	79,52	135,84
Standar deviasi	0,10	40,77	21,72	0,06	0,12	34,80

Kesimpulan

Kesimpulan yang diperoleh dari tulisan ini antara lain untuk parameter meteorologi kecepatan angin, penggunaan parameter PBL99 (*MFR Scheme*) menghasilkan keluaran yang lebih baik daripada PBL10 (*TEMF Scheme*) dengan menggunakan analisis korelasi. Untuk analisis spasial baik sebaran CO maupun kecepatan angin, terjadi kesamaan pada hasil pemodelan sehingga tidak dapat diketahui mana parameter yang lebih baik. Masih perlu dilakukan penelitian lebih lanjut tentang penggunaan parameterisasi PBL yang sesuai untuk daerah Padang.

Daftar Pustaka

- Ahmadov, R., Peckham, S. E., dkk. 2014. *Introduction to WRF-Chem*. <http://licimod.org>. Diakses pada tanggal 31 Juli 2015.
- Nugroho, A. W., dan Sofyan, A. 2010. *Sistem Pemodelan Terintegrasi dengan Menggunakan AERMOD, WRF-Chem, dan Python*. Bandung: ITB.
- WRF-Chem 3.6 User's Guide. 2014. <http://ruc.noaa.gov>. Diakses pada tanggal 31 Juli 2015.

Pengukuran radiasi matahari UVB di Bukit Kototabang periode Januari-Desember 2015

Yosfi Andri

Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) Bukit Kototabang BMKG, Sumatera Barat

Diterima: 1 Maret 2016 | Dicetak: 4 April 2016

Abstrak. Pengamatan fluks Radiasi Matahari UVB permukaan bumi merupakan salah satu program pengukuran yang dilakukan di Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang. Stasiun ini telah mengoperasikan pengukuran radiometer UVB untuk melakukan monitoring. Hasil pengukuran untuk periode tahun 2015 memperlihatkan variasi diurnal radiasi UVB mencapai maksimum pada sekitar pukul 12.00 WIB, dengan intensitas sebesar $5,5 \text{ Wm}^{-2}$. Sementara itu untuk variasi hariannya, kondisi maksimum terjadi pada tanggal 20 Februari 2015 sedangkan nilai minimum pada tanggal 18 Februari 2015. Untuk variasi bulanan, nilai tertinggi UVB terjadi di bulan November sementara nilai minimum di bulan Oktober. Nilai Radiasi Matahari UVB memiliki korelasi linier positif dengan Radiasi Matahari Global. **Kata kunci:** UVB, radiometer, radiasi matahari, Bukit Kototabang.

Abstract. Monitoring of UVB irradiance flux on the Earth's surface is one of Global Atmosphere Watch Bukit Kototabang Station programs. The station has operated UVB radiometers for monitoring UVB irradiance flux. Result for the period of 2015 showed diurnal variation for UVB Irradiance achieved their maximum at around 12 LST noon irradiance was around $5,5 \text{ Wm}^{-2}$. Meanwhile, for daily variation of UVB irradiance, maximum occurred on February 20th, minimum on February 18th. For the monthly variation of UVB irradiance, maximum occurred on February, minimum on October. UVB irradiance has positive linear correlation with Global irradiance **Keywords:** UVB, Radiometer, Irradiance, Bukit Kototabang.

Pendahuluan

Radiasi Matahari adalah pancaran energi yang berasal dari proses thermonuklir yang terjadi

di Matahari. Energi Radiasi Matahari dapat sampai ke bumi walaupun melewati ruang hampa udara. Jumlah total radiasi yang diterima di permukaan bumi tergantung 4 (empat) faktor. 1. Jarak Matahari. Setiap perubahan jarak bumi dan Matahari menimbulkan variasi terhadap penerimaan energi Matahari 2. Intensitas Radiasi Matahari yaitu besar kecilnya sudut datang sinar Matahari pada permukaan bumi. Jumlah yang diterima berbanding lurus dengan sudut besarnya sudut datang. Sinar dengan sudut datang yang miring kurang memberikan energi pada permukaan bumi disebabkan karena energinya tersebar pada permukaan yang luas dan juga karena sinar tersebut harus menempuh lapisan atmosfer yang lebih jauh ketimbang jika sinar dengan sudut datang yang tegak lurus. 3. Panjang hari (*sun duration*), yaitu jarak dan lamanya antara Matahari terbit dan Matahari terbenam. 4. Pengaruh atmosfer. Sinar yang melalui atmosfer sebagian akan diadsorpsi oleh gas-gas, debu dan uap air, dipantulkan kembali, dipancarkan dan sisanya diteruskan ke permukaan bumi. (Anonim, 2013)

Panas (kalor) dari matahari sampai ke bumi melalui gelombang elektromagnetik. Perpindahan ini disebut radiasi, yang dapat berlangsung dalam ruang hampa. Radiasi yang dipancarkan oleh sebuah benda sebagai akibat suhunya disebut radiasi panas (*thermal radiation*). Setiap benda secara kontinu memancarkan radiasi panas dalam bentuk gelombang elektromagnetik. Bahkan sebuah kubus es pun memancarkan radiasi panas, sebagian kecil dari radiasi panas ini ada dalam daerah cahaya tampak. Walaupun demikian kubus es ini tak dapat dilihat dalam ruang gelap. Serupa dengan kubus es, badan manusia pun memancarkan radiasi panas dalam daerah cahaya tampak, tetapi intensitasnya tidak cukup kuat untuk dapat dilihat dalam ruang gelap.

Setiap benda memancarkan radiasi panas, tetapi umumnya benda terlihat oleh kita karena benda itu memantulkan cahaya yang datang

padanya, bukan karena ia memancarkan radiasi panas. Benda baru terlihat karena meradiasikan panas jika suhunya melebihi 1000K. Pada suhu ini benda mulai berpijar merah seperti kumparan pemanas sebuah kompor listrik. Pada suhu diatas 2000K benda berpijar kuning atau keputih-putihan, seperti besi berpijar putihatau pijar putih dari filamen lampu pijar. Begitu suhu benda terus ditingkatkan, intensitas relatif dari spectrum cahaya yang dipancarkannya berubah. Ini menyebabkan pergeseran dalam warnawarna spektrum yang diamati, yang dapat digunakan untuk menaksir suhu suatu benda Secara umum bentuk terinci dari spectrum radiasi panas yang dipancarkan oleh suatu benda panas bergantung pada komposisi benda itu. Meskipun demikian hasil eksperimen menunjukkan bahwa ada satu kelas benda panas yang memancarkan spectra panas dengan kalor yang universal. Benda ini disebut benda hitam (*blackbody*). Benda hitam adalah suatu benda yang permukaannya sedemikian sehingga menyerap semua radiasi yang datang padanya (tidak ada radiasi yang dipantulkan keluar dari benda hitam). Dari pengamatan diperoleh bahwa semua benda hitam pada suhu yang sama memancarkan radiasi dengan spektrum yang sama. Tidak ada benda yang hitam sempurna. Kita hanya dapat membuat benda yang mendekati benda hitam.

Spektrum Radiasi Matahari dibedakan menjadi beberapa pita spectrum (spectral bands) yang dinamai berdasarkan warna sebagaimana disajikan pada Tabel 1. Secara garis besar, spektrum Radiasi Matahari dibagi menjadi ultra violet (100 – 380 nm), cahaya tampak (380 – 780 nm), dan infra merah (780 –2500 nm). Bagian spektrum infra merah dari radiasi gelombang pendek dengan panjang gelombang kurang dari 3000 nm dinamai “infra merah dekat (*Near infra Red, NIR*)”; untuk membedakan dengan spektrum infra merah yang berasal dari radiasi gelombang panjang yang dinamai “infra merah jauh (*Far Infra Red, FIR*)”. (Hall & Rao, 1977; Hall, 1980; Yates, 1991).

Radiasi Matahari Ultra Violet terdiri dari Radiasi Matahari UVA, UVB dan UVC. Radiasi Matahari UVA tidak dapat diserap oleh lapisan ozon bumi sehingga radiasi ini akan diteruskan sampai ke permukaan bumi, Radiasi Matahari UVB hanya sebagian saja yang dapat diserap oleh ozon sisanya diteruskan ke permukaan bumi, Sedangkan Radiasi Matahari UVC semuanya diserap oleh lapisan ozon (Anonim, 2016).

Tabel 1. Klasifikasi spektrum radiasi matahari (nm) menurut beberapa sumber.

Nama	Panjang gelombang (nm)		
	DIN-5031-Tell 7 (1984)	Hoffmann (2001)	Cathey & Campbell (1980)
Ultra violet (UV)	100 – 380	100 – 380	100 – 380
UV-C	100 – 280		100 – 280
VUV (Vacuum UV)	100 – 200		
FUV (far UV)	200 – 280		
UV-B	280 – 315	300 – 315	280 – 320
UV-A	315 – 380	315 – 380	320 – 380
Cahaya tampak (VIS)	380 – 780	380 – 780	380 – 780
P.A.R		400 – 700	
Biru		400 – 500	
Merah		600 – 700	
Merah jauh		700 – 800	
Infra merah (IR)	780 – 1 000 000	780 – 1 000 000	780 – 2 500
IR-A (near IR)	780 – 1400	800 – 3 000	
IR-B (mid IR)	1400 – 3000		
IR-C (far IR)	3000 – 1 000 000		
Termal			>2 500

Metodologi

Instrumen dan Pengukuran

Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang telah melakukan pengukuran Radiasi Matahari UVB sejak tahun 2014 (Gambar 1). Prinsip pengukuran Radiasi Matahari UVB adalah merubah energi radiasi menjadi energi panas yang diterima permukaan penyerap berwarna hitam lalu merubah energi panas menjadi energi listrik menggunakan *thermopyle* yang luarannya (*output*) diukur dengan voltmeter. Luaran dari masing-masing instrument menggambarkan energi matahari yang diterima satu satuan luas permukaan bumi. Selanjutnya luaran berbentuk data beda potensial rata-rata tiga menit disimpan dalam sebuah data logger untuk pengolahan lebih lanjut, salahsatunya fluks radiasi. Fluks radiasi di dapat dari hasil kali luaran instrumen dengan sensitivitasnya dan dinyatakan dalam satuan Wm^{-2} . Secara matematika, persamaannya dituliskan sebagai:

$$\text{Fluks radiasi} = \text{Output} \times \text{Sensitivitas} \quad [1]$$



Gambar 1. UVB radiometer yang dioperasikan di Bukit Kototabang.

Perhitungan

Data luaran masing-masing instrument pertama kali dikalikan dengan masing masing sensitivitas instrument tersebut untuk mendapatkan fluks Radiasi Matahari yang diterima permukaan bumi. Selanjutnya data resolusi menit tersebut diubah menjadi data resolusi satu jam dan harian. Agar dapat mengetahui seberapa kuat hubungan antar parameter Radiasi Matahari dengan yang lainnya, maka dilakukan penghitungan dengan menggunakan metode korelasi sederhana, seperti di bawah ini :

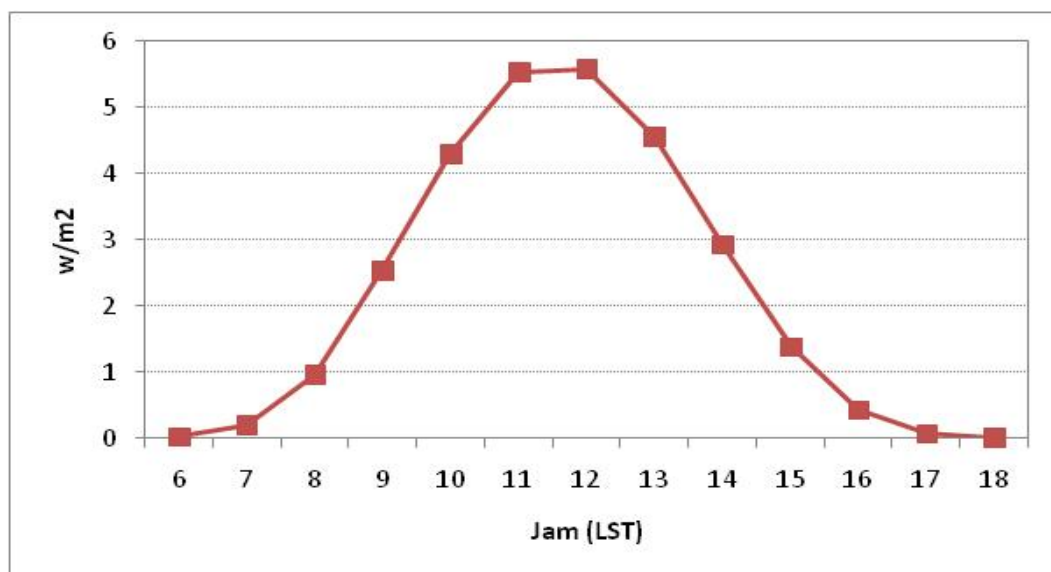
$$P_{X,Y} = \frac{\sum(XY) - \sum X \sum Y}{\sqrt{\sum(X^2) - \sum^2(X)} \sqrt{\sum(Y^2) - \sum^2(Y)}} \quad [2]$$

Hasil dan Pembahasan

Hasil observasi Radiasi Matahari yang diterima permukaan bumi di Stasiun GAW Bukit Kototabang disajikan dalam bentuk variasi diurnal, harian dan bulanan.

Variasi Diurnal

Variasi diurnal menggambarkan fluks Radiasi Matahari yang diterima permukaan bumi jam per jam dalam periode satu hari. Jika cuaca cerah maka variasi diurnal Radiasi Matahari akan membentuk pola sinusoidal murni, namun jika cuaca tidak cerah pola ini sulit terbentuk. Resume variasi diurnal untuk masing-masing bulan dapat dilihat dalam bentuk grafik pada Gambar 2 berikut:



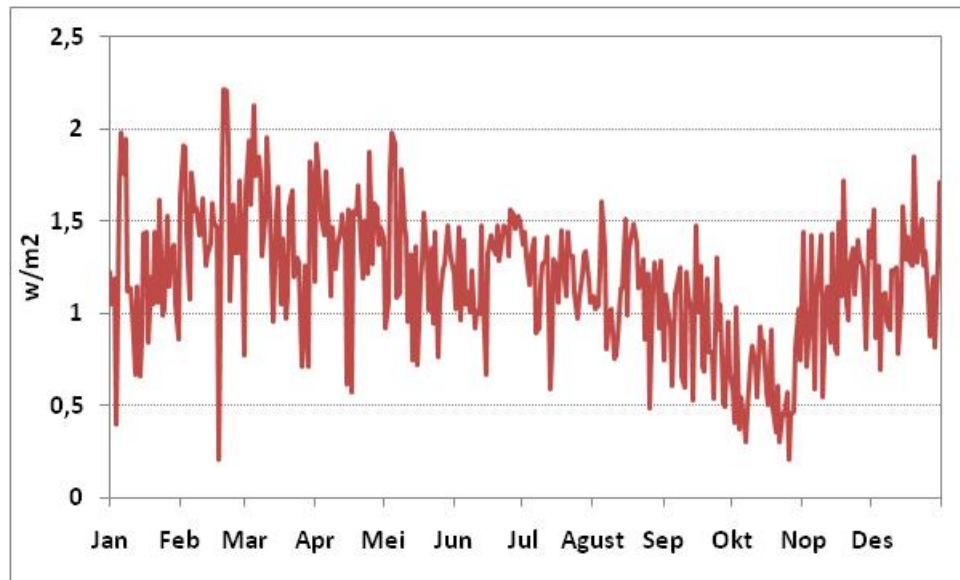
Gambar 2. Variasi diurnal radiasi global di Bukit Kototabang tahun 2015.

Pada Gambar 2 tahun 2015 di Bukit Kototabang, variasi diurnal Radiasi Matahari UVB dan baur yang teramati di Bukit Kototabang menunjukkan pola kurva sinusoidal yang hampir sempurna dengan puncak kurva (radiasi maksimum), dengan puncak kurva Radiasi Matahari UVB sekitar 5,5 W/m², terjadi disekitar jam 12 WIB.

Variasi Harian

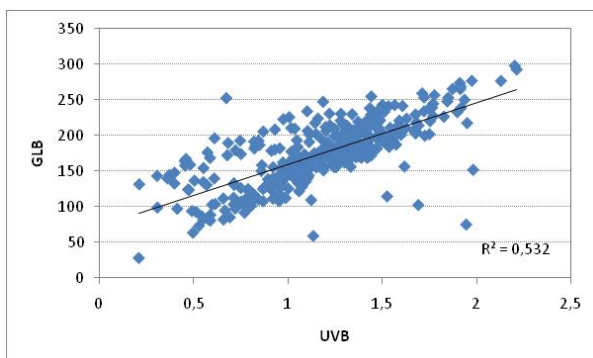
Agregat dari data observasi tiap-tiap jam selama satu hari membentuk basis data harian. Jika data harian selama satu tahun dipetakan

akan menggambarkan variasi harian fluks Radiasi Matahari UVB pada tahun yang bersangkutan. Pada tahun 2015 rata- rata fluks Radiasi Matahari UVB yang diterima Bukit Kototabang sebesar 1,2 W/m², fluks Radiasi Matahari UVB maksimum terjadi pada tanggal 20 Februari sebesar 2,21 W/m² sedangkan fluks Radiasi Matahari UVB minimum terjadi pada tanggal 18 Februari sebesar 0,21 W/m². Selanjutnya detil variasi harian Radiasi Matahari UVB pada tahun 2015 dapat dilihat pada Gambar 3 berikut.



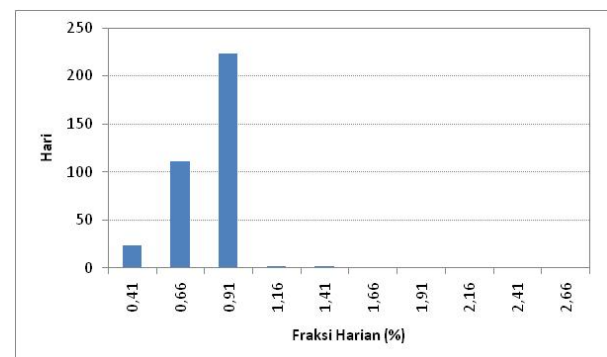
Gambar 3. Variasi harian radiasi UVB di Bukit Kototabang tahun 2015.

Dari hasil korelasi antara radiasi matahari UVB dengan radiasi matahari global diperoleh nilai koefisien korelasi linier positif sebesar 0,73. Dari nilai ini diketahui adanya hubungan yang kuat antara Radiasi Matahari UVB dengan Radiasi Matahari Global, seperti yang terlihat pada Gambar 4 berikut ini:



Gambar 4. Scatterplot Radiasi Matahari UVB dengan Radiasi Matahari Global tahun 2015.

Adapun distribusi Frekuensi Fraksi Harian Radiasi Matahari UVB dengan Radiasi Matahari Global lebih banyak berada pada nilai sekitar 0,91 % dengan jumlah 223 hari, diikuti dengan nilai Fraksi Harian sekitar 0,66 % sebanyak 111 hari, untuk lebih jelasnya dapat dilihat pada grafik dibawah ini:

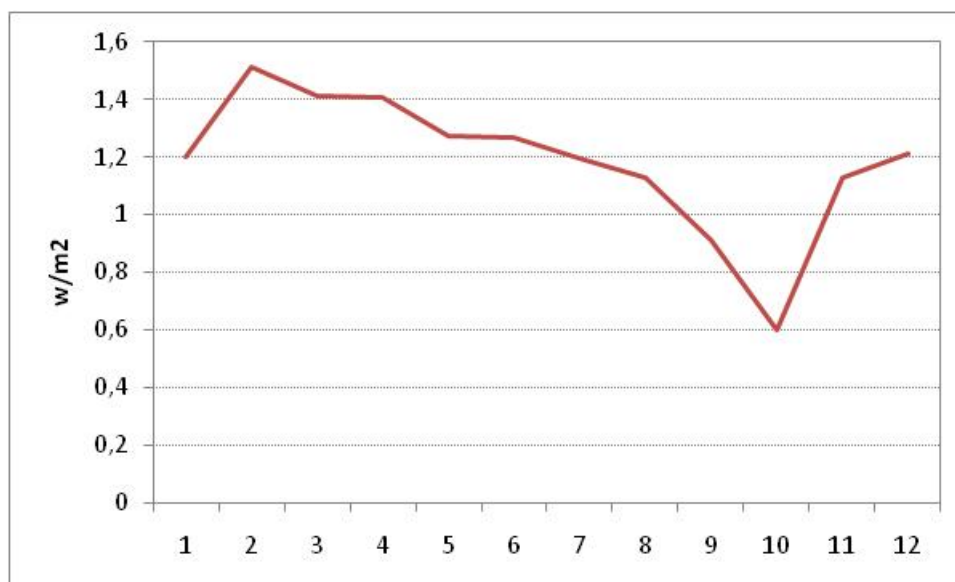


Gambar 5. Distribusi Frekuensi Fraksi Harian Radiasi Matahari UVB 2015.

Dari nilai fraksi harian ini diketahui hanya 0,91% dari Radiasi Matahari Global terdapat Radiasi Matahari UVB

Variasi Bulanan

Nilai variasi rata – rata bulanan radiasi UVB di Bukit Kototabang sepanjang tahun 2015, tertinggi terjadi antara bulan Februari sebesar $1,51 \text{ W/m}^2$ dan terendah terjadi pada bulan Oktober sebesar $0,59 \text{ W/m}^2$, untuk lebih jelasnya dapat dilihat pada Gambar 6 berikut.



Gambar 6. Variasi Bulanan Radiasi Matahari UVB 2015 di Bukit Kototabang.

Kesimpulan

Dari hasil pengolahan data yang telah dipaparkan di atas dapat diambil beberapa kesimpulan bahwa pengukuran radiasi matahari UVB di Stasiun GAW Bukit Kototabang menggunakan instrumen UVB Radiometer. Pada variasi diurnal, Radiasi Matahari UVB terjadi pada pukul 12 WIB, sebesar $5,5 \text{ W/m}^2$. Pada variasi harian, rata-rata Radiasi Matahari UVB sebesar $1,2 \text{ W/m}^2$, fluks radiasi tertinggi terjadi pada tanggal 20 Februari, sebesar $2,21 \text{ W/m}^2$ dan fluks radiasi terendah pada tanggal 18 Februari, sebesar $0,21 \text{ W/m}^2$. Adanya hubungan yang kuat antara Radiasi Matahari UVB dengan Radiasi Matahari Global. Hubungan parameter ini bersifat linier positif. Pada Distribusi Frekuensi nilai fraksi Harian Radiasi Matahari UVB dengan Radiasi Matahari Global sebanyak 223 hari berada pada nilai 0,91%. Pada tahun 2015 variasi bulanan radiasi matahari UVB mencapai nilai maksimum pada bulan Februari, sebesar $1,52 \text{ W/m}^2$. Nilai minimum terjadi pada bulan Oktober, sebesar $0,59 \text{ W/m}^2$.

Daftar Pustaka

- Anonim. 2016. Ultraviolet. <https://en.wikipedia.org/wiki/Ultraviolet>. Diakses pada tanggal 20 Januari 2016
- Anonim. 2015. Matahari. <https://id.wikipedia.org/wiki/Matahari>. Diakses pada tanggal 17 Januari 2016
- Escobedo et al. 2010. Ratios of UV, PAR and NIR components to Global Solar Radiation Measured at Botucatu site in Brazil. Amsterdam. Elsevier.
- Herizal dan Y. Andri. 2012. Pengukuran radiasi matahari di Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang periode Januari-Desember tahun 2012. *Buletin Data Tahun 2010 Bukit Kototabang*. Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang.
- Jacob DJ. 2000. Heterogeneous chemistry and tropospheric ozone. Amsterdam. Elsevier.

