

ISSN 2086-5589



megAsains

BULETIN METEOROLOGI, KLIMATOLOGI, KUALITAS UDARA, GEOFISIKA, DAN LINGKUNGAN

VOL.6 No.1 / Maret 2015

PEMETAAN POTENSI ANCAMAN GERAKAN TANAH LONGSOR DI PROVINSI SUMATERA UTARA

Siswanto, Nasaruddin, Didik Sugiyanto

PERBANDINGAN PENGUKURAN PHOTOSYNTETICALLY ACTIVE RADIATION (PAR) SECARA LANGSUNG DAN TAK LANGSUNG DALAM PERIODE SINGKAT DI SPAG BUKIT KOTOTABANG

Agusta Kurniawan

POLA SAMBARAN PETIR CLOUD TO GROUND (CG) TERKAIT CURAH HUJAN DI WILAYAH KABUPATEN ACEH BESAR, BANDA ACEH

Nasyithah Az-Zahra Lubis, A. Jihad, Suhrawardi, M. Syukri

SENSITIFITAS KONFIGURASI PARAMETERISASI CUMULUS DAN RADIASI PADA MODEL WRF DALAM PROSES PERTUMBUHAN AWAN CUMULONIMBUS KETIKA MUSIM TRANSISI 2012-2013 DI STASIUN METEOROLOGI KELAS I JUANDA SURABAYA

Fitria Puspita Sari

DAMPAK PERUBAHAN IKLIM TERHADAP KEKERINGAN METEOROLOGIS DAN KESESUAIAN AGROKLIMAT JAGUNG DI PROVINSI NUSA TENGGARA BARAT

Nuga Putrantijo, I Wayan Suadnya dan Muhammad Husni Idris

JEDA HUJAN (DRY SPELL) DAN CURAH HUJAN BERBASIS PROBABILITAS PADA TIPOLOGI LAHAN KERING DI LOMBOK

Mahrup, M.H. Idris, dan Suwardji



BMKG

STASIUN PEMANTAU ATMOSFER GLOBAL BUKIT KOTOTABANG
BADAN METEOROLOGI KLIMATOLOGI DAN GEOFISIKA

megAsains

Buletin Meteorologi, Klimatologi, Kualitas Udara, Geofisika, dan Lingkungan

Vol. 6 No. 1 – Maret 2015

megAsains

Buletin Meteorologi, Klimatologi, Kualitas Udara, Geofisika, dan Lingkungan

Vol. 6 No. 1 – Maret 2015

Diterbitkan Oleh :

Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) Bukit Kototabang
Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika

SUSUNAN REDAKSI

PENANGGUNG JAWAB

Edison Kurniawan, S.Si, M.Si

REDAKTUR

Ahmad Zakaria, S.ST

Budi Satria, S.Si

Yosfi Andri, ST

MITRA BESTARI

Dra. Nurhayati, M.Sc

Prof. Dr. Edvin Aldrian, APU

Dr. Ir Dodo Gunawan, DEA

Dr. Wandono

Dr. Hamdi Rivai

EDITOR

Agusta Kurniawan, M.Si

Reza Mahdi, S.Kom

Harika Utri, S.Kom

Rinaldi, A.Md

Aulia Rinadi, S.Si

Dwi Lestari Sanur

Ikhsan Buyung Arifin

Abi Bagus Indrawan

Muhammad Nazarrudin

Rendi Septa Davi

SEKRETARIAT REDAKSI

Rudi Anuar Yudha TS, SP

Darmadi, A. Md

Yasri

Ibrahim

MEGASAINS

MEGASAINS merupakan buletin yang diterbitkan oleh Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) Bukit kototabang sebagai media penuangan karya ilmiah yang bersumber dari kegiatan penelitian berbasis ilmu-ilmu meteorologi, klimatologi, kualitas udara, dan geofisika (MKKuG), serta lingkungan.

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

Naskah karya tulis yang dikirimkan hendaknya asli dan belum pernah dipublikasikan. Naskah diketik menggunakan aplikasi MS Word dengan ketentuan panjang naskah antara 5 sampai 15 halaman 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 kapital, dan cetak tebal; isi ditulis menggunakan font 10 pts, rata kiri-kanan, dan spasi tunggal; tulisan disertai dengan abstrak 1 alinea bahasa indonesia dan bahasa inggris, ditulis dengan font 10 pts, cetak miring, spasi tunggal, dan disertai 2-5 kata kunci.

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

Softcopy naskah dikirimkan ke:

Redaksi MEGASAINS

PO BOX 11 Bukittinggi 26100

e-mail: stagaw.kototabang@bmgk.go.id

Dari Redaksi

Pembaca yang kami banggakan,

Puji dan Syukur kami panjatkan ke hadirat Allah SWT karena berkat rahmat dan hidayah-Nya, Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) Bukit Kototabang dapat kembali menerbitkan Buletin MEGASAINS.

Memasuki tahun keenam penerbitannya, MEGASAINS terus melakukan berbenah diri. Pembenahan itu tidak saja dari segi tampilan, tapi juga dari isi yang diharapkan semakin memperkaya khasanah pembaca di bidang Meteorologi, Klimatologi, Kualitas Udara, Geofisika, dan Lingkungan. Pada edisi kali ini, MEGASAINS kembali menerbitkan enam karya tulis yang mewakili bidang yang menjadi kajian buletin ini.

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

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

Akhirnya, Redaksi mengucapkan selamat membaca dan semoga bermanfaat.

Bukit Kototabang, Maret 2015

Daftar Isi

	halaman
Susunan Redaksi	iii
Dari Redaksi	iv
Daftar Isi	v
PEMETAAN POTENSI ANCAMAN GERAKAN TANAH LONGSOR DI PROVINSI SUMATERA UTARA <i>Siswanto, Nasaruddin, Didik Sugiyanto</i>	001 - 014
PERBANDINGAN PENGUKURAN PHOTOSYNTETICALLY ACTIVE RADIATION (PAR) SECARA LANGSUNG DAN TAK LANGSUNG DALAM PERIODE SINGKAT DI SPAG BUKIT KOTOTABANG <i>Agusta Kurniawan</i>	015 - 025
POLA SAMBARAN PETIR CLOUD TO GROUND (CG) TERKAIT CURAH HUJAN DI WILAYAH KABUPATEN ACEH BESAR, BANDA ACEH <i>Nasyithah Az-Zahra Lubis, A. Jihad, Suhrawardi, M. Syukri</i>	026 - 034
SENSITIFITAS KONFIGURASI PARAMETERISASI CUMULUS DAN RADIASI PADA MODEL WRF DALAM PROSES PERTUMBUHAN AWAN CUMULONIMBUS KETIKA MUSIM TRANSISI 2012-2013 DI STASIUN METEOROLOGI KELAS I JUANDA SURABAYA <i>Fitria Puspita Sari</i>	035 - 044
DAMPAK PERUBAHAN IKLIM TERHADAP KEKERINGAN METEOROLOGIS DAN KESESUAIAN AGROKLIMAT JAGUNG DI PROVINSI NUSA TENGGARA BARAT <i>Nuga Putrantijo, I Wayan Suadnya dan Muhammad Husni Idris</i>	045 - 060
JEDA HUJAN (DRY SPELL) DAN CURAH HUJAN BERBASIS PROBABILITAS PADA TIPOLOGI LAHAN KERING DI LOMBOK <i>Mahrup, M.H. Idris, dan Suwardji</i>	061 - 076

PEMETAAN POTENSI ANCAMAN GERAKAN TANAH LONGSOR DI PROVINSI SUMATERA UTARA

Siswanto¹, Nasaruddin², Didik Sugiyanto³

ABSTRACT

Initiation of potential hazard mapping of landslide movement in northern Sumatera becomes the main priority in disaster mitigation. Mitigation of landslide is expected to decrease and avoid the impact of landslide movement disaster. Concrete steps to anticipate improper land usage can be done by mapping its potential hazard. Disasters may arise as a result of human activities (anthropogenic) and natural factors. Approachment to the triggering factors is done by overlaying and scoring the parameters that trigger the landslides movement. Based on its statistical approach, we can conclude that North Sumatra province has the potential of landslide movement. The lowest potential of landslide movement is 5,94 % ; lower potential 74,23 % ; middle potential 19,52 % and the highest potential is 0,03% from the total area of the province of North Sumatra.

Keywords: Mapping, potential hazard, scoring, landslide movement.

ABSTRAK

Inisiasi pemetaan potensi ancaman (hazard) gerakan tanah longsor di Sumatera Utara menjadi prioritas utama dalam mitigasi bencana. Mitigasi bencana gerakan tanah diharapkan mampu mengurangi bahkan menghilangkan dampak dari bencana gerakan tanah longsor. Langkah kongkrit dalam upayaantisipasi penggunaan lahan berwawasan kebencanaan dapat ditempuh melalui pemetaan potensi ancaman (hazard).Bencana dapat timbul sebagai akibat dari aktifitas manusia (antropogenik) dan faktor alam. Pendekatan terhadap faktor pemicu dilakukan dengan cara tumpang susun (overlay) dan skoring dari parameter pemicu gerakan tanah longsor. Pendekatan secara statistik mendapatkan gambaran bahwa Provinsi Sumatera Utara berpotensi terhadap ancaman gerakan tanah longsor. Potensi ancaman gerakan tanah longsor tingkat sangat rendah sebesar 5,94 % dan tingkat rendah sebesar 74,23 %; sedangkan potensi ancaman longsor tingkat menengah dan tinggi sebesar 19,52 % dan 0,03 % dari luas total wilayah Provinsi Sumatera Utara..

kata kunci: Pemetaan, Potensi Ancaman, Skoring, Gerakan Tanah Longsor.

PENDAHULUAN

Latar Belakang

Bencana gerakan tanah longsor secara periodik terjadi di Sumatera Utara. Kondisi tersebut mendorong untuk melakukan penelitian sebagai upaya deteksi dini. Inisiasi pemetaan potensi ancaman (hazard) gerakan tanah longsor di Sumatera Utara menjadi prioritas utama dalam mitigasi bencana. Teknik pengendalian dan pencegahan gerakan tanah longsor menjadi tidak efektif ketika masyarakat tidak turut memahami permasalahan ini (Karnawati, dkk, 2009). Tantangan pengurangan risiko bencana gerakan tanah longsor adalah peningkatan kepedulian masyarakat dan motivasi untuk berpartisipasi aktif dalam mitigasi gerakan tanah (Karnawati, 2009).

Ketersediaan peta potensi ancaman longsor meningkatkan kemampuan untuk mengetahui zona aman dan zona terancam bahaya longsor. Deteksi dini melalui penyediaan peta potensi ancaman (hazard) gerakan tanah mampu menekan jumlah korban. Upaya deteksi dini sudah dilakukan, tetapi ketika informasi tidak disebarluaskan secara luas, maka hasilnya

¹Jurusan Magister Ilmu Kebencanaan (MIK), Program Pascasarjana, Universitas Syiah Kuala

²Jurusan Magister Teknik Elektro (MTE), Program Pascasarjana, Universitas Syiah Kuala

³Jurusan Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam (MIPA), Universitas Syiah Kuala,

Jl. Tgk. Syeh Abdul Rauf No. 7, Darussalam Banda Aceh 23111

Email: siswanto80@yahoo.com

tidak optimal (ISDR, 2006). Pengelolaan dan pemanfaatan SDA terkadang mengabaikan dampak terhadap lingkungan. Ketentuan dan pedoman penanggulangan bencana telah melahirkan Undang-Undang No. 24 Tahun 2007.

Tinjauan Pustaka

Pemetaan potensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah longsor adalah penyajian informasi visual dalam dua dimensi tentang ancaman gerakan tanah longsor secara spasial. Potensi ancaman (*hazard*) adalah kombinasi suatu bahaya sebagai kemungkinan peristiwa dengan kerentanan, kerawanan terhadap kerusakan dan kapasitas masyarakat (Mubekti, dkk, 2012). Analisis potensi ancaman harus dilaksanakan oleh beberapa tim lintas disiplin ilmu. Pendekatan terhadap analisis potensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah dapat dilakukan dengan menguji parameter pemicu longsor secara geologi maupun hidrometeorologi (Papa, dkk, 2013).

Karnawati, (2001) menjelaskan bahwa terjadinya longsor adalah adanya faktor pengontrol gerakan tanah. Faktor pengontrol gerakan tanah longsor di antaranya adalah geomorfologi, geologi, geohidrologi dan tata guna lahan. Faktor pemicu gerakan tanah seperti, infiltrasi air ke dalam lereng, getaran dan aktivitas manusia. Pemicu gerakan tanah tanah longsor diklasifikasikan pada proses alamiah dan aktifitas manusia (*antropogenik*). Kombinasi antara dua pemicu secara aktif mempercepat hilangnya kestabilan lereng. Faktor pemicu ini berperan dalam peningkatan gaya penggerak (*driving force*), mempercepat pengurangan gaya penahan (*resisting force*) ataupun sekaligus mengakibatkan keduanya (Coe, dkk, 2008). Menurut Darmawan, dkk (2011) kelerengan menjadi faktor pemicu terjadinya tanah longsor. Klasifikasi zona kerentanan gerakan tanah sangat terkait dengan kondisi kemiringan lereng. Kondisi kemiringan lereng lebih 15° perlu diwaspadai potensiancamangerakan tanah longsor dengan mempertimbangkan faktor lain yang mendukung. Kemiringan perlapisan batuan yang searah dengan kemiringan lereng berpotensi mengalami gerakan tanah. Struktur geologi mempengaruhi gerakan tanah melalui kontak batuan dasar dengan pelapukan batuan, retakan/rekahan, perlapisan batuan dan patahan. Retakan batuan sering menjadi saluran air masuk ke dalam lereng. Semakin banyak air yang masuk melewati kekar, tekanan air akan semakin meningkat. Kenaikan tekanan air sangat mudah menggerakkan lereng melalui jalur retakan/rekahan (Crosta, dkk, 2003).

Tipe hujan deras adalah hujan yang dapat mencapai 70 mm per hari atau lebih dari 100 mm per hari. Tipe hujan deras akan efektif memicu longsor pada lereng yang tanahnya mudah menyerap air seperti pada tanah lempung pasiran dan tanah pasir. Pada lereng demikian longsor dapat terjadi pada awal musim hujan dan peralihan musim kemarau ke musim hujan/pancaroba (Papa, dkk, 2013). Hujan yang terjadi secara terus-menerus berakibat meningkatkan debit dan volume material tanah. Kandungan air dalam suatu lereng semakin menekan butiran tanah dan mendorong formasi lempung pasiran untuk bergerak longsor (Martelloni, dkk, 2011).

Mekanisme getaran memicu longsor adalah melalui hubungan antar butir partikel (kohesi) penyusun tanah pada lereng. Getaran berperan sebagai penambah gaya penggerak, sekaligus mengurangi gaya penahan. Contoh getaran yang memicu longsor adalah getaran gempa bumi yang diikuti dengan peristiwa liquefaction. Liquefaction terjadi apabila pada lapisan pasir atau lempung jenuh air terjadi getaran yang periodik (Susilo, dkk, 2011). Menurut Sumaryono, dkk (2011), tanah longsor terjadi karena ulah manusia. Pemotongan lereng untuk jalan dan pemukiman dapat mengakibatkan hilangnya penahan lereng dari arah lateral. Pemotongan lereng mengakibatkan kekuatan geser lereng untuk melawan pergerakan massa tanah terlampaui oleh tegangan penggerak massa tanah dan akhirnya longsor tanah pada lereng terjadi (Karnawati, 2001). Kapasitas daerah dapat memperkecil kerugian dan ancaman gerakan tanah longsor di wilayah Sumatera Utara. Pemetaan potensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah longsor di Sumatera Utara perlu mempertimbangkan karakteristik geologis, klimatologis dan geografis (Paimin, dkk, 2006).

Perumusan Masalah

Bencana gerakan tanah longsor di Sumatera Utara tidak pernah mengenal dan memilih siapa yang menjadi objek korban. Langkah terbaik adalah dengan melakukan pemahaman dan pengetahuan melalui informasi peta ancaman (*hazard*) gerakan tanah longsor. Upaya

merubah perspektif masyarakat dalam penanganan bencana menjadi prioritas utama (UN-ISDR, 2005). Prinsip utama dalam deteksi dini adalah memberikan informasi cepat, akurat, tepat sasaran, mudah diterima, mudah dipahami, terpercaya dan berkelanjutan.

Penyediaan peta potensi akan menurunkan risiko ancaman (*hazard*) gerakan tanah longsor di Sumatera Utara. Rumusan masalah dalam penelitian ini adalah bagaimana menghasilkan peta potensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah longsor di Provinsi Sumatera Utara dengan berbagai parameter (*multivariate*) ?

Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian ini adalah menyusun peta potensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah di Sumatera Utara. Hasil penelitian bertujuan untuk meningkatkan kemampuan, mencegah, meredam, mencapai kesiapan dan kemampuan menanggapi dampak buruk bahaya gerakan tanah longsor di Sumatera Utara (lampiran Perka BNPB No. 02/2012).

METODOLOGI

Waktu Dan Tempat Penelitian

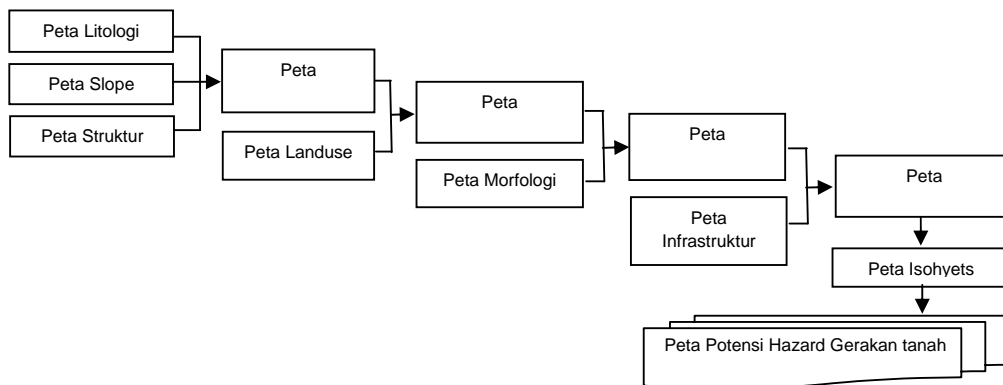
Penelitian ini di mulai dari bulan Juni – Desember 2014. Lokasi penelitian adalah seluruh wilayah kabupaten/kota di Provinsi Sumatera Utara

Data Yang Digunakan

- Peta spasial tutupan lahan/*landuse* .
- Peta spasial hujan/*isohyets*.
- Peta spasial kemiringan lereng/*slope*.
- Peta spasial kepadatan penduduk/demografi.
- Peta spasial formasi batuan/*litologi*.
- Peta spasial geologi struktur.
- Peta spasial infrastruktur.
- Peta spasial batas administrasi kabupaten, kecamatan dan desa.

Metode Penelitian

Metode analisis yang digunakan untuk mendeterminasi faktor penyebab gerakan tanah longsor di Sumatera Utara adalah *crossing/overlay* dan skoring peta kestabilan. Historis kejadian gerakan tanah dan peta parameter pemicu didelineasi dengan perangkat lunak GIS (*geographic information system*). Teknik yang dilakukan adalah dengan cara tumpang susun (*overlay*) dari parameter pemicu gerakan tanah longsor (Rommel, 2006)



Gambar 1. Sistematika Teknik Overlay Pemetaan Potensi Ancaman Gerakan Tanah

Analisis Data

Parameter pemicu yang memiliki pengaruh mengurangi potensi bencana longsor diberi harkat kecil. Parameter pemicu yang dinilai memiliki pengaruh besar terhadap potensi bencana longsor diberi harkat tinggi. Peta satuan parameter yang telah diberi skor kemudian di *overlay* menghasilkan peta potensi ancaman gerakan tanah longsor. Klasifikasi tingkat

potensi bencana gerakan tanah longsor dibagi menjadi 4 (empat) kelas : potensi tinggi, potensi menengah, potensi rendah dan potensi sangat rendah.

Metode *overlay* dan skoring merupakan proses deterministik dan kuantifikasi dari data yang bersifat kualitatif menjadi kuantitatif (Paimin, dkk., 2006). Data *input* yang digunakan berupa parameter peta spasial tutupan lahan, topografi, kemiringan lereng, curah hujan, litologi, infrastruktur dan demografi. Perhitungandan analisis untuk mendapatkan tingkat potensi ancaman dan panjang interval kelas pada masing–masing parameter pemicu digunakan persamaan di bawah ini :

$$K = \sum_{i=1}^n (X_i \times Y_i) \dots\dots\dots 1$$

Keterangan :

K = Skor Total

Xi = Bobot Pada Parameter ke-i

Yi = Harkat Pada Parameter ke-i

$$K_i = \frac{X_t - X_r}{K} \dots\dots\dots 2$$

Dimana :

Ki = interval kelas

Xt = Jumlah nilai tertinggi dari skor total

Xr = Jumlah nilai terendah dari skor total

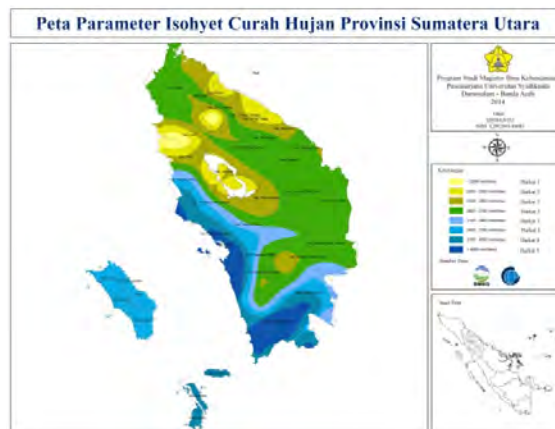
K = Jumlah kelas tingkatan ancaman tanah longsor

HASIL DAN PEMBAHASAN

Analisis data dilakukan pada klasifikasi data faktor manajemen dan faktor alami. Hasil analisis akan menjawab pertanyaan tentang bagaimana menentukan kriteria parameter pengontrol dan identifikasi daerah berpotensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah longsor. Analisis parameter gerakan tanah di Sumatera Utara adalah sebagai berikut :

a) Parameter Curah Hujan

Parameter curah hujan wilayah Sumatera Utara dianalisis dengan menggunakan peta *isohyets*. Hasil peta isohyets curah hujan Sumatera Utara seperti pada Gambar 2.



Gambar 2. Peta Isohyets Curah Hujan Provinsi Sumatera Utara

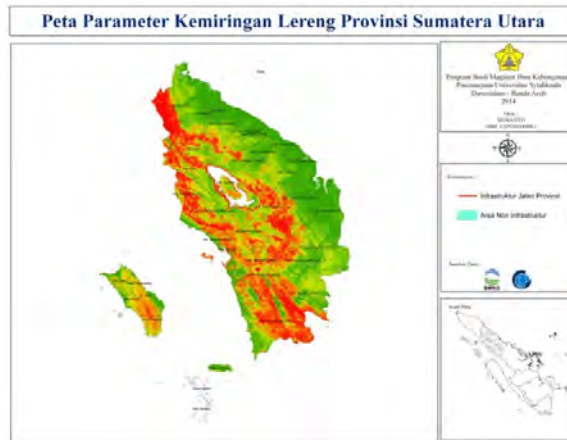
Peta isohyets merupakan rata-rata tahunan dari data observasi curah hujan di wilayah Sumatera Utara selama 10 (sepuluh) tahun (2004-2013). Hasil analisis peta isohyets di Sumatera Utara dapat dilihat pada Tabel 1.

Tabel 1. Klasifikasi Skoring Curah Hujan Tahunan Sumatera Utara

No	Curah Hujan Tahunan (mm)		Harkat	Bobot
1.	Rendah	< 2.200	1	25 %
2.	Agak Rendah	2.200 – 2.800	2	
3.	Sedang	2.800 – 3.400	3	
4.	Agak Tinggi	3.400 – 4.000	4	
5.	Tinggi	> 4.000	5	

b) Parameter Kemiringan Lereng/slope

Mekanisme kemiringan lereng terhadap gerakan tanah longsor adalah mempengaruhi jumlah dan kecepatan limpasan permukaan. Kemiringan lereng semakin landai, maka aliran limpasan permukaan menjadi lambat dan terjadi genangan. Peta spasial kemiringan lereng di Sumatera Utara seperti terlihat pada Gambar 3.



Gambar 3. Peta Kemiringan Lereng Provinsi Sumatera Utara

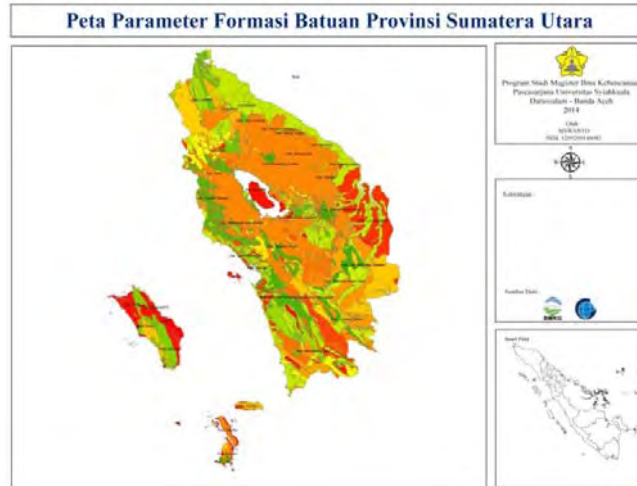
Kondisi kemiringan lereng sangat erat kaitannya terhadap kejadian bencana gerakan tanah di Sumatera Utara. Hasil analisis spasial peta parameter kemiringan lereng di Sumatera Utara dapat dilihat secara rinci pada Tabel 2. di bawah ini.

Tabel 2. Klasifikasi Skoring Kemiringan Lahan Sumatera Utara

No	Kemiringan lereng (%)		Luasan (km ²)	Harkat	Bobot
1.	Datar	(0 – 3)	18.688,26	1	15 %
2.	Landai	(4 – 8)	9.491,46	2	
3.	Miring	(9 – 15)	6.922,94	3	
4.	Agak Miring	(16–30)	12.162,62	4	
5.	Curam	(> 30)	23.344,80	5	

c) Parameter Formasi Batuan

Batuan penyusun formasi geologi Sumatera Utara selalu menjadi permasalahan dalam kegiatan sipil dan pengelolaan sumber daya alam. Sumatera Utara tersusun oleh sebaran dan perselingan batuan yang bervariasi seperti terlihat pada Gambar 4.



Gambar 4. Peta Formasi Batuan Provinsi Sumatera Utara

Hasil analisis spasial parameter formasi batuan di Sumatera Utara adalah Aluvial (*Alluvial Group*) dan Aneka Bentuk (*Miscelenius Land*) seluas 18.688,26 km²; Dataran (*Plain Group*), Teras Marin (*Marrine Terrace Group*), Marin (*Marine Group*), Kota Besar (mayor Town) seluas 9.491,46 km²; Karst (*Karst Group*), Tuf Toba Masam (*Toba Acid Tuff Group*), Vulkan (*Volcanic Group*) seluas 6.922,94 km²; Kubah Gambut (*Peat Dome Group*) seluas 12.162,62 km²; Pegunungan dan Plato (*Mountain and Plateu Group*), Perbukitan (*Hill Group*), Aneka Bentuk (*Miscellaneous Group*) seluas 23.344,80 km². Secara detail klasifikasi skoring parameter penyusun batuan Sumatera Utara seperti pada Tabel 3.

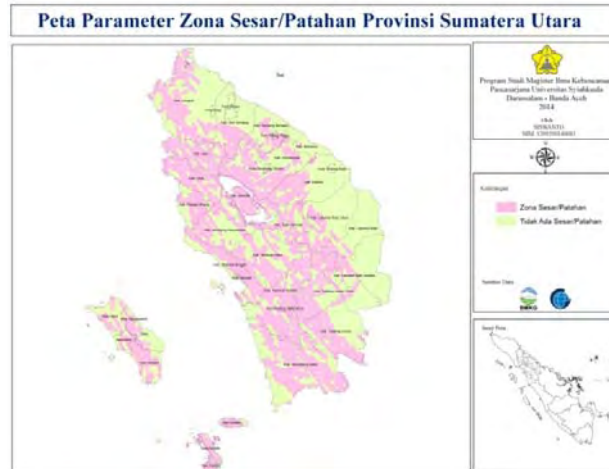
Tabel 3. Klasifikasi Skoring Geologi/Formasi Batuan Sumatera Utara

No.	Formasi Batuan	Harkat	Bobot
1.	Aluvial (<i>Alluvial Group</i>) Aneka Bentuk (<i>Miscelenius Land</i>)	1	15 %
2.	Dataran (<i>Plain Group</i>) Teras Marin (<i>Marrine Terrace Group</i>) Marin (<i>Marine Group</i>) dan Kota Besar (<i>mayor Town</i>)	2	
3.	Karst (<i>Karst Group</i>) dan Vulkan (<i>Volcanic Group</i>) Tuf Toba Masam (<i>Toba Acid Tuff Group</i>)	3	
4.	Kubah Gambut (<i>Peat Dome Group</i>)	4	
5.	Pegunungan dan Plato (<i>Mountain and Plateu Group</i>) Perbukitan (<i>Hill Group</i>) Aneka Bentuk (<i>Miscellaneous Group</i>)	5	

Sumber : ESDM

d) Parameter Struktur Geologi

Sumatera Utara merupakan daerah yang berada kawasan segmen dan ruas patahan Sumatera. Keberadaan struktur geologi di Sumatera Utara merupakan zona lemah ketika terjadi rambatan energi yang berasal dari getaran gempa bumi. Analisis peta spasial parameter sesar/patahan dilakukan dengan analisis *buffering*. Proses *buffering* terhadap parameter struktur geologi dilakukan karena bentuk data spasial yang dapat dilakukan proses *overlay* lanjutan harus dalam bentuk data jenis polygon. Peta spasial parameter struktur geologi di Sumatera Utara terlihat pada Gambar 5.



Gambar 5. Peta Geologi Struktur (sesar/patahan/gawir) Sumatera Utara

Daerah yang masuk dalam zona *buffering* parameter sesar/patahan diberikan nilai harkat 5 (lima). Kawasan yang berada di luar jangkauan *buffering* diberi nilai harkat 1 (satu). Hal ini berarti disetiap kawasan akan relatif berbeda-beda tingkat kestabilannya jika terjadi getaran yang berasal dari gelombang energi gempa bumi. Klasifikasi skoring keberadaan struktur geologi Sumatera Utara dapat dilihat pada Tabel 4.

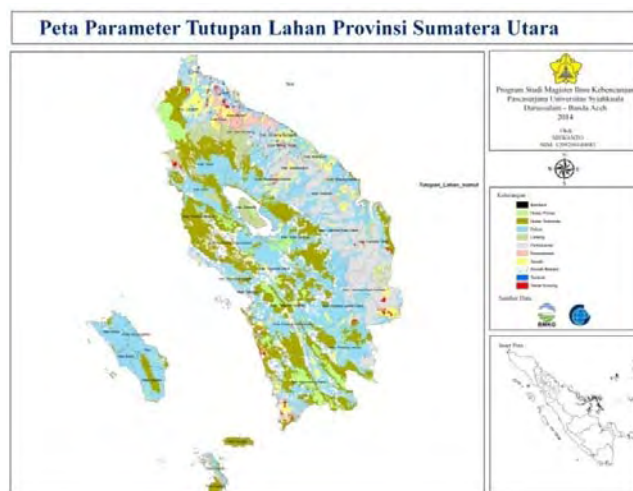
Tabel 4. Klasifikasi Skoring Geologi Struktur (sesar/patahan/gawir)

No.	Klasifikasi Geologi Struktur	Harkat	Bobot
1.	Tidak Ada Sesar/Patahan/gawir	1	5 %
2.	Ada Sesar/Patahan/gawir	5	

Sumber : data sekunder, BMKG

e) Parameter Penutupan Lahan/landuse

Parameter vegetasi di Sumatera Utara sebagai salah satu tutupan lahan berpengaruh terhadap longsor melalui sistem perakaran. Kegiatan pertumbuhan vegetatif dan pengaruhnya terhadap stabilitas dan porositas tanah mengakibatkan kandungan air tanah berkurang. Keberadaan vegetasi yang lebat akan berakibat gerakan tanah ketika tidak didukung sistem perakaran yang menembus bidang gelincir.



Gambar 6. Peta Tutupan Lahan/landuse Sumatera Utara

Hasil analisis parameter tutupan lahan yang ada di Sumatera Utara adalah sebagai berikut : kawasan Bandara 9.470 km², Hutan 16.008.712 km² Magrove 2.141.234 km², Rawa

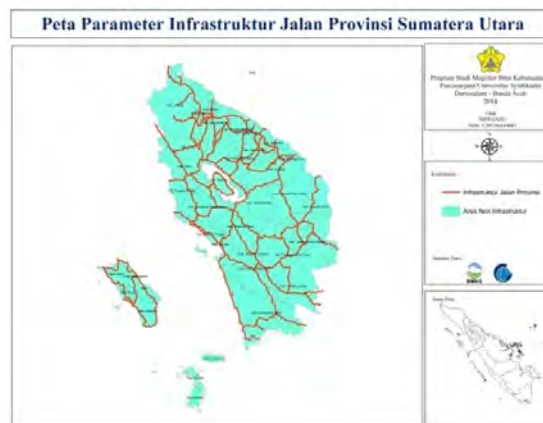
123.213 km², Tegalan 26.698.964 km², Pemukiman 728.889 km², Sawah 2.315.777 km², Perkebunan 13.558.801 km², Semak Belukar 7.561.967 km², Tambak 337.997 km², Tanah Terbuka 1.095.050 km². Klasifikasi skoring penggunaan lahan di Sumatera Utara dapat dilihat pada Tabel 5.

Tabel 5. Klasifikasi Skoring Penggunaan Lahan/*land use*

No.	Penggunaan lahan	Harkat	Bobot
1.	Hutan Alam (Primer, Skunder)	1	20 %
2.	Tegalan, belukar, semak, rumput, ladang	2	
3.	Perkebunan, kebun	3	
4.	Sawah, pertanian	4	
5.	Pemukiman, badan air, Tanah kosong	5	

f) Parameter Infrastruktur

Sumatera Utara merupakan salah satu pusat kegiatan perekonomian berupa sentra pangan dan hortikultura. Fasilitas infrastruktur jalan raya menjadi salah satu pendukung dalam akses kegiatan perekonomian. Ketersediaan jalan raya di Sumatera Utara seperti terlihat pada Gambar 7.



Gambar 7. Peta Infrastruktur Jalan Raya Sumatera Utara

Pendekatan untuk analisis parameter infrastruktur jalan raya di Sumatera Utara adalah dengan melakukan *buffering* pada peta spasial infrastruktur. Kawasan yang berada di area *buffering* pada peta spasial mempunyai nilai harkat 5 (lima). Parameter infrastruktur yang dianalisis adalah Jalur jalan raya dengan kategori jalan provinsi. Klasifikasi nilai harkat dan bobot parameter infrastruktur dan jalan yang memotong lereng secara rinci terlihat pada Tabel 6.

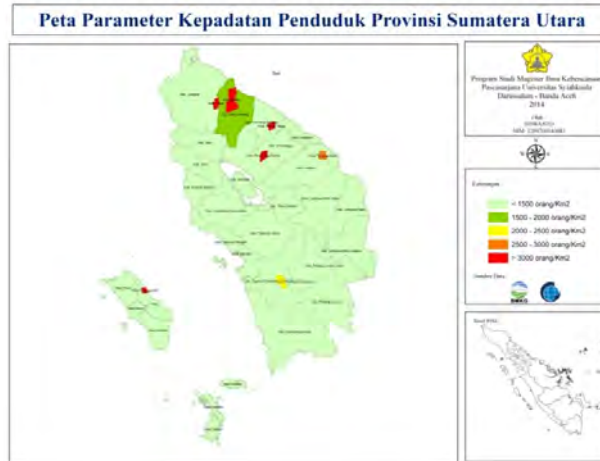
Tabel 6. Klasifikasi Skoring Infrastruktur Jalan Raya

No.	Klasifikasi Infrastruktur	Harkat	Bobot
1.	Tidak Ada Jalan Memotong Lereng	1	5 %
2.	Kawasan jalan raya, Ada Jalan Memotong Lereng	5	

Sumber : RTRW Sumut 2013, Bappeda Sumut

g) Parameter Kepadatan Penduduk

Bencana gerakan tanah tidak terlepas dari pengaruh aktifitas manusia. Pengelolaan dan pemanfaatan sumber daya alam (SDA) erat kaitannya dengan manusia sebagai pelaku dalam eksplorasi dan eksploitasi SDA. Hasil pengolahan parameter kepadatan penduduk secara spasial dapat dilihat pada Gambar 8.



Gambar 8. Peta Kepadatan Penduduk Sumatera Utara

Pengolahan peta spasial kepadatan penduduk Sumatera Utara menggunakan data sekunder dari kantor BPS Sumatera Utara tahun 2013. Kepadatan penduduk dalam skala kabupaten tidak memperhitungkan sebaran penduduk per lokasi di kelurahan/desa. Klasifikasi interval kepadatan penduduk mengacu pada ketentuan BPS.

Secara umum wilayah Sumatera Utara masih tergolong kepadatan penduduk rendah (<1500 org/km²). Kabupaten/kota yang memiliki kepadatan penduduk tinggi adalah Kota Medan, Kota Binjai, Kabupaten Serdang Bedagai, Kota Pematang Siantar dan Kota Gunung Sitoli. Kota Tanjungbalai memiliki kepadatan penduduk agak tinggi (2500-3000 org/km²) dan Kota Padangsidempuan memiliki kepadatan penduduk sedang (2000-2500 org/km²). Parameter demografi sebagai pengontrol dalam proses pemetaan potensi kerawanan di Sumatera Utara dapat dilihat secara rinci pada Tabel 7.

Tabel 7. Klasifikasi Skoring Kepadatan Penduduk

No.	Kepadatan Penduduk	Harkat	Bobot
1.	Rendah (< 1500)	1	5 %
2.	Agak Rendah (1500 – 2000)	2	
3.	Sedang (2000 – 2500)	3	
4.	Agak Tinggi (2500 – 3000)	4	
5.	Tinggi (> 3000)	5	

Sumber : Sumut dalam angka (2013), BPS

Analisis Peta Potensi Ancaman Gerakan Tanah Longsor di Provinsi Sumatera Utara

Analisis pemetaan potensi ancaman (*Hazard*) gerakan tanah menghasilkan informasi tingkatan potensi gerakan tanah longsor dalam 4 (empat) kelas. Tingkatan potensi ancaman tersebut adalah Potensi Tinggi, Potensi Menengah, Potensi Rendah, Potensi Sangat Rendah (Permen ESDM 15, 2011 dan UU BNPB).

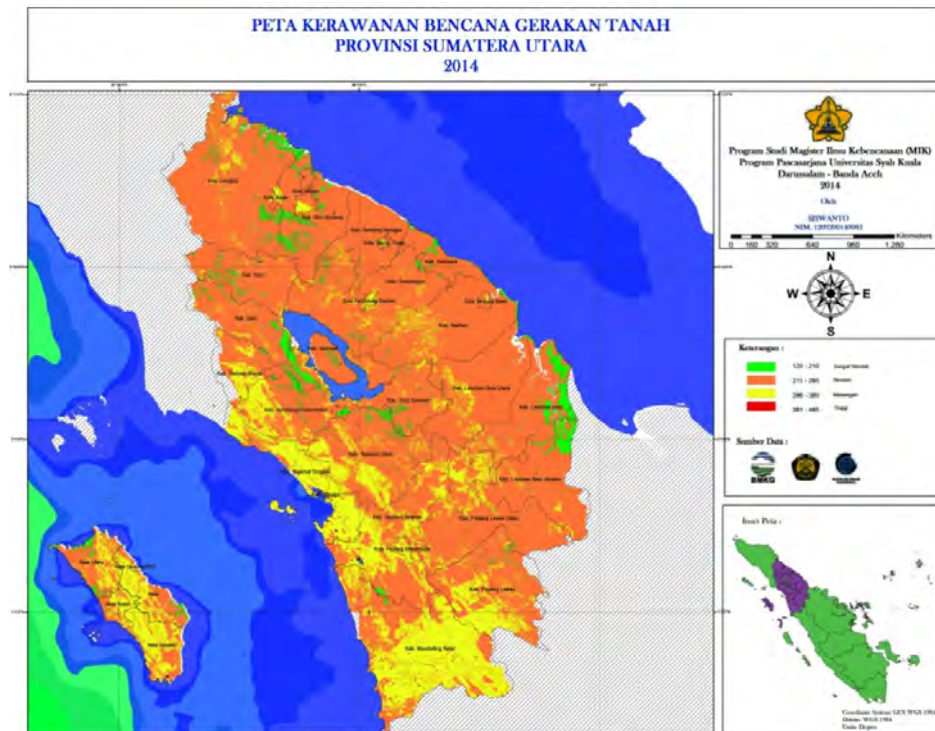
Panjang interval kelas dihitung menggunakan formulasi pada persamaan (2) dimana nilai skor tertinggi – nilai skor terendah dibagi 4 (empat). Hasil analisis perhitungan pada persamaan (1) bahwa skor total untuk 7 (tujuh) parameter mendapatkan nilai skor tertinggi 465 dan nilai skor terendah adalah 126. Klasifikasi panjang interval kelas kerawanan longsor di Sumatera Utara dapat dihitung = (465-126)/4 = 85 (delapan puluh lima). Panjang interval kelas menunjukkan rentang nilai skor total setiap tingkatan potensi kerawanan untuk bencana gerakan tanah longsor. Pada setiap skala interval kelas dikategorikan dalam kriteria status siaga bencana sebagaimana terlihat pada Tabel 8.

Tabel 8. Klasifikasi Potensi Ancaman (*Hazard*) Gerakan Tanah Di Sumatera Utara

No	Siaga	Interval Klas	Tingkat Potensi Zona Longsor
1	IV	< 211	Sangat Rendah
2	III	211 – 295	Rendah
3	II	296 – 380	Menengah
4	I	> 380	Tinggi

Sumber : Hasil Analisis, 2014

Pengolahan data spasial dari 7 (tujuh) parameter pengontrol gerakan tanah setelah dilakukan klasifikasi dalam 4 (empat) kelas menghasilkan peta potensi ancaman (*Hazard*) gerakan tanah di Provinsi Sumatera Utara. Hasil penyusunan peta potensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah di Sumatera Utara seperti terlihat pada Gambar 9.



Gambar 9. Peta Potensi Ancaman Gerakan Tanah Di Provinsi Sumatera Utara

Informasi peta potensi ancaman gerakan tanah longsor di Sumatera Utara yang paling penting adalah lokasi dan luasan area yang terancam longsor. Pencapaian sasaran tersebut dapat memanfaatkan peta tematik *digital elevation model (DEM)*. Hasil pemetaan potensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah longsor di Sumatera Utara disajikan dalam bentuk visual peta 2 (dua) dimensi. Klasifikasi dan perhitungan luasan peta potensi gerakan tanah longsor per kabupaten dan kota yang ada di Sumatera Utara terbagi dalam 4 (empat) tingkatan seperti terlihat pada Tabel 9.

Berdasarkan Tabel 9 di atas dapat diketahui bahwa Provinsi Sumatera Utara didominasi oleh potensi ancaman gerakan tanah longsor sangat rendah sebesar 5,94 %. Potensi ancaman gerakan tanah longsor rendah didominasi sebesar 74,23 % sedangkan potensi ancaman longsor menengah dan tinggi hanya sebesar 19,52 % dan 0,03 % dari luas total Provinsi Sumatera Utara.

Tabel 9. Hasil Analisis Peta Potensi Ancaman Gerakan Tanah Di Provinsi Sumatera Utara

No	Kabupaten	Sangat Rendah (m ²)	Rendah (m ²)	Menengah (m ²)	Tinggi (m ²)	Luas/kab. (m ²)
1	Asahan	15,680,593	303,127,021	64,639,467	73,553	383,520,634
2	Batubara	6,104,311	13,626,340	621,302	6,944	20,358,897
3	Dairi	24,948,584	178,638,657	7,207,442	29,929	210,824,612
4	Deliserdang	35,732,508	195,520,762	5,992,694	54,452	237,300,416
5	Humbahas	13,702,891	240,540,687	70,173,895	481,728	324,899,201
6	Karo	32,654,068	246,982,602	12,075,196	142,612	291,854,478
7	Labuhanbatu	5,592,990	58,482,571	11,419,561	21,229	75,516,351
8	Labusel	2,263,185	110,208,565	10,934,403	12,111	123,418,264
9	Labura	14,640,549	239,338,855	32,559,698	-	286,539,102
10	Langkat	31,312,104	547,234,369	47,364,697	28,057	625,939,227
11	Madina	475,930	93,187,125	267,502,163	8,666,096	369,831,314
12	Nias	457,831	17,981,096	26,340,799	417,084	45,196,810
13	Nias Barat	40,202	5,401,924	11,895,289	284,434	17,621,849
14	Nias Selatan	264,730	35,648,253	30,922,419	494,632	67,330,034
15	Nias Utara	1,045,590	26,583,344	14,821,867	150,995	42,601,796
16	Padang Lawas	5,545,944	162,145,514	70,646,278	490,579	238,828,315
17	Paluta	2,179,148	215,667,986	45,256,357	61,543	263,165,034
18	Pakpak Bharat	2,589,464	97,725,401	21,086,983	13,018	121,414,866
19	Samosir	16,618,045	129,772,535	2,722,014	-	149,112,594
20	Serdang Bedagai	10,317,108	121,339,427	8,531,299	-	140,187,834
21	Simalungun	34,351,030	467,499,479	61,339,646	112,151	563,302,306
22	Tapanuli Selatan	3,243,047	210,801,463	91,122,375	770,965	305,937,850
23	Tapanuli Tengah	35,022	40,470,658	125,991,509	4,157,264	170,654,453
24	Tapanuli Utara	34,115,689	357,497,702	87,591,618	856,609	480,061,618
25	Toba Samosir	58,759,207	282,263,482	16,220,175	35,050	357,277,914
26	Kota Binjai	-	671,594	129,372	24,764	825,730
27	Kota Gunungsitoli	-	669,824	2,102,710	79,998	2,852,532
28	Kota Medan	39,914	813,573	1,588,756	47,562	2,489,805
29	Kota P. Sidempuan	-	3,950,073	6,387,948	87,987	10,426,008
30	Kota P. Siantar	-	2,253,647	2,986,965	133,946	5,374,558
31	Kota Sibolga	-	9,002	636,550	525,306	1,170,858
32	Kota T. Balai	8,553	385,477	36,856	-	430,886
33	Kota T. Tinggi	5,410	1,330,544	382,334	-	1,718,288
	Total	352,723,647	4,407,769,552	1,159,230,637	18,260,598	5,937,984,434

Sumber : hasil analisis, 2014

Uji Validitas Hasil Pemetaan Potensi Ancaman Gerakan Tanah di Sumatera Utara

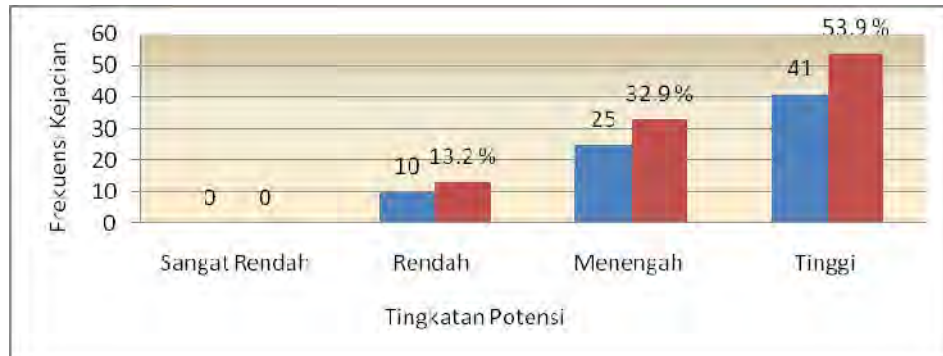
Uji validitas terhadap hasil penyusunan peta potensi ancaman (*Hazard*) gerakan tanah di Sumatera Utara dengan tujuan untuk mengetahui tingkat kebenaran peta. Pengujian dilakukan dengan mengplotkan fluktuasi sebaran historis kejadian longsor terhadap peta potensi ancamangerakan tanah di Sumatera Utara. Hasil perbandingan kejadian longsor *existing* terhadap peta potensi ancaman gerakan tanah longsor di Sumatera Utara terlihat pada Tabel 10.

Tabel 10. Kesesuaian data kejadian bencana longsor (*existing*) terhadap peta potensi ancaman gerakan tanah longsor di Sumatera Utara

Tingkatan Potensi	Sangat Rendah	Rendah	Menengah	Tinggi	Total
Jumlah Kejadian	-	10	25	41	76
Persentase	0 %	13.2 %	32.9 %	53.9 %	100 %

Sumber : Web BNPB, data dari tahun 2004-2013

Hasil validasi lapangan (*field groundcek*) menggunakan data kejadian bencana gerakan tanah longsor (*existing*), menunjukkan bahwa tingkat akurasi peta hasil analisis potensi ancaman (*hazard*) longsor di Sumatera Utara sangat akurat. Frekuensi kejadian bencana gerakan tanah sebanyak 10 kali berada pada zona peta potensi ancaman gerakan tanah tingkat rendah. Pada zona potensi ancaman gerakan tanah tingkat menengah dan tinggi secara berturut-turut sebanyak 25 kali dan 41 kali.



Gambar 10. Grafik Frekuensi Dan Prosentase Kejadian Longsor Terhadap Peta Potensi Ancaman Gerakan Tanah Longsor di Sumatera Utara (keterangan warna: biru jumlah kejadian dan merah: persentase)

Frekuensi bencana longsor di lapangan (*existing*) terjadi sebanyak 66 kali berada pada potensi ancaman gerakan tanah tingkat menengah dan tinggi (86,8 %). Frekuensi sebanyak 10 kali berada pada potensi ancaman gerakan tanah tingkat rendah (13,2 %). Data histori kejadian bencana longsor di Sumatera Utara dapat dilihat pada Tabel 11.

Tabel 11. Kejadian Gerakan Tanah (*existing*) di Provinsi Sumatera Utara Periode 2004-2013

Bulan	Jumlah Kejadian Per Bulan
1. Januari	10 Kejadian
2. Februari	6 Kejadian
3. Maret	5 Kejadian
4. April	10 Kejadian
5. Mei	6 Kejadian
6. Juni	3 Kejadian
7. Juli	5 Kejadian
8. Agustus	2 Kejadian
9. September	3 Kejadian
10. Oktober	5 Kejadian
11. November	15 Kejadian
12. Desember	10 Kejadian

Sumber : Web BNPB

KESIMPULAN DAN SARAN

Kesimpulan

Penelitian tentang pemetaan potensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah longsor di Provinsi Sumatera Utara menghasilkan beberapa kesimpulan.

- 1) Pemetaan potensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah longsor :
 - a) Variabilitas parameter secara spasial metode skoring dan tumpang susun (*overlay*) mempengaruhi hasil peta potensi gerakan tanah di Sumatera Utara.
 - b) Tingkatan potensi sangat rendah (tidak rawan) mendominasi seluas 352,723,647 m² (5,94 %) dan potensi rendah (agak rawan) dengan luasan 4,407,769,552 m² (74,23 %); sedangkan potensi ancaman menengah terhitung seluas 1,159,230,637 m² (19,52 %) dan potensi tinggi hanya seluas 18,260,598 m² (0,03 %) dari luas total di 33 (tiga puluh tiga) kabupaten/kota Provinsi Sumatera Utara.
- 2) Uji validasi dan kesesuaian hasil peta potensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah :
 - a) Uji validitas dilakukan terhadap 76 (tujuh puluh enam) data historis kejadian bencana



gerakan tanah longsor di lapangan (*field groundcek*) yang bersumber dari data bencana longsor (tahun 2004-2013, BNPB).

- b) Frekuensi bencana gerakan tanah longsor (*existing*) pada kelas potensi menengah sampai tinggi terjadi sebanyak 66 kali (86,8 %) dari total historis data longsor di Sumatera Utara.
- c) Uji validasi peta potensi ancaman terhadap data historis kejadian longsor bahwa wilayah Sumatera Utara yang memiliki ancaman dan risikogerakan tanah tingkat menengah-tinggi meliputi Kabupaten Langkat, Kabupaten Dairi, Kabupaten Pakpak Bharat, Kabupaten Simalungun, Kota Padang Lawas, Kabupaten Samosir, Kabupaten Humbang Hasundutan, Kabupaten Mandailing Natal, Kabupaten Tapanuli Selatan, Kabupaten Tapanuli Tengah, Kabupaten Gunungsitoli, Kabupaten Nias Barat, Kabupaten Nias Utara, Kabupaten Nias Selatan, Kabupaten Nias, Kota Padang Sidempuan, Kota Sibolga.

Saran

- 1) Saran teknis untuk BPBD dan Pemerintah Provinsi Sumatera Utara :
 - a) Pada zona potensi ancaman (*hazard*) gerakan tanah menengah-tinggi perlu dilakukan identifikasi dan inventarisasi kepadatan penduduk dan infrastruktur.
 - b) Pemilihan strategi pengurangan risiko bencana melalui pemahaman informasi peta potensi ancaman (*hazard*)gerakan tanah, khususnya pada zona menengah - tinggi.
 - c) Sebaran penduduk, sarana dan prasarana, infrastruktur fisik maupun non fisik yang berada di zona potensi longsor menengah-tinggi perlu dinilai kerentanannya untuk mengetahui nilai tingkat risikonya secara ekonomi.
- 2) Kegiatan penelitian lanjutan untuk pemetaan potensi ancaman (*hazard*)gerakan tanah adalah :
 - a) Parameter nilai ekonomi (*value*) dimasukkan dalam tahapan analisis kerawanan bencana gerakan tanah longsor, sehingga dapat dihitung seberapa besar potensi kerugiannya (*loss damage*).
 - b) Nilai harkat dan bobot pada parameter pengontrol gerakan tanah longsor agar dilakukan uji pengambilan sampel, sehingga mendapatkan gambaran secara rinci kondisi di lapangan.
 - c) Penyusunan peta potensi di Provinsi Sumatera Utara agar menggunakan data peta spasial dengan ketelitian dan tingkat akurasi yang standar, sehingga mendapatkan peta potensi dan hasil perhitungan sesuai dengan luasan administrasi di setiap kabupaten. (hasil perhitungan).

DAFTAR PUSTAKA

- Coe, J.A., Kinner, D.A., dan Godt, J.W. 2008. Initiation Conditions For Debris Flows Generated By Runoff At Chalk Cliffs, Central Colorado. Science Direct Geomorphology 96 : 270–297. www.sciencedirect.com.
- Crosta, G.B. and Frattini, P. 2003. Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall (central Southern Alpen, Italia). Natural Hazards and Earth System Sciences, Italia. 3 : 81–93
- Darmawan, A., Wahjono, Andiani dan Didik, R. 2011. Tinjauan Geologi Lingkungan Terhadap Wilayah Bencana Aliran Bahan Rombakan Di Wasior Papua Barat. Badan Geologi, Jurnal Lingkungan dan Bencana Geologi, Vol. 2 No. 3 - Desember 2011 : 153 – 168. Buku
- Energi Sumber Daya Mineral. 2005. Pengenalan Gerakan Tanah, Vulcanological Survey of Indonesia. Energi dan Sumber Daya Mineral. Jakarta.
- ISDR. 2006. Membangun Sistem Peringatan Dini : Sebuah Daftar Periksa. Konferensi Internasional Ketiga Tentang Peringatan Dini, dari konsep ke tindakan, 27 - 29 Maret 2006 Bonn, Jerman
- Karnawati, D. 2001. Sistem Peringatan Dini Tanah Longsor dengan Pemberdayaan Masyarakat, Lokakarya Nasional : Pengembangan Sistem Peringatan Dini, PSBA UGM – PMI Pusat, Yogyakarta
- Karnawati, D. 2006. Mekanisme Gerakan Massa Batuan Akibat Gempabumi; Tinjauan Dan Analisis Geologi Teknik. Pascasarjana Jurusan Teknik Sipil dan Jurusan Teknik Geologi, Universitas Gadjah Mada
- Karnawati, D., dkk. 2009. Pengembangan Sistem “On Ninen Sensor” tanah longsor



- berbasis GPS di desa Tengklik Kec. Tawangmangu, Kab. Karanganyar, Jawa Tengah. Laporan Akhir Hasil Penelitian Hibah Riset Unggulan UGM
- Martelloni, G., Segoni, S., Fanti, R., dan Catani, F. 2011. Rainfall Thresholds For The Forecasting Of Landslide Occurrence At Regional Scale in Italia. The Article published with open access at Springerlink.com
- Mubekti dan Alhasanah, F. 2012. Mitigasi Daerah Rawan Tanah Longsor Menggunakan Teknik Pemodelan Sistem Informasi Geografis (SIG) ; Studi Kasus : Kecamatan Sumedang Utara Dan Sumedang Selatan. Jurnal Mitigasi Daerah Rawan Tanah Longsor...J. Tek. Ling. 9.(2): 118-126.
- Paimin, Sukresno dan Pramono, I.B. 2006. Teknik Mitigasi banjir dan Longsor. Pusat Penelitian dan Pengembangan Hutan dan Konservasi Alam, Badan Penelitian dan Pengembangan Kehutanan, ISBN 978-979-3145-46-4
- Papa, M.N., Medina, V., Ciervo, F., and Bateman, A. 2013. Derivation Of Critical Rainfall Thresholds For Shallow Landslides As A Tool For Debris Flow Early Warning Systems di Italia Selatan. Hydrology and Earth System Science., 17, 4095–4107.
- Peraturan Kepala Badan Nasional Penanggulangan Bencana Nomor 02 Tahun 2012 Tentang Pedoman Umum Pengkajian Risiko Bencana, 2012
- Peraturan Menteri ESDM Nomor 15, 2011
- Sumaryono dan Triyana, Y.D. 2011. Simulasi aliran bahan rombakan di Gunung Bawakaraeng, Sulawesi Selatan. Badan Geologi, Jurnal Lingkungan dan Bencana Geologi, Vol. 2 No. 3 Desember 2011: 191 – 202
- Susilo, A., Santoso, D.R., Rachmansyah, A. dan Zaika, Y. 2011. Desain Sistem Peringatan Dini Zona Rawan Longsor Dengan Penerapan Sensor Kelembaban Dan Getaran Pada tanah. Jurnal Meteorologi, Klimatologi Dan Geofisika Volume 12 Nomor 3 - Desember 2011: 283- 289.
- Undang-Undang Republik Indonesia Nomor 24 Tahun 2007 Tentang Penanggulangan Bencana
- Web BNPB (www.bnpb.go.id)

PERBANDINGAN PENGUKURAN PHOTOSYNTETICALLY ACTIVE RADIATION (PAR) SECARA LANGSUNG DAN TAK LANGSUNG DALAM PERIODE SINGKAT DI SPAG BUKIT KOTOTABANG

Agusta Kurniawan

ABSTRACT

This study was conducted to compare the results of measurement of PAR (Photosynthetically Active Radiation) between the direct and the indirect method in the Global Atmospheric Watch (GAW) Bukit Kototabang Station. Direct measurements was performed by PAR Radiometer sensor which is one of instrumentation AAWS (Agroclimate Automatic wheather Station). Indirect measurement using empirical equations which are output of the three instruments, namely QPSP-Eppley Pyranometer (I_{Glo}), RG58-Eppley Pyranometer (I_{NIR}) and Total UV Radiometer (I_{TUV}). The magnitude of the intensity of PAR (I_{PAR}) empirically defined $I_{PAR} = I_{Glo} - (I_{NIR} + I_{TUV})$. The comparison showed that the results of the calculation (indirect measurement) higher than the results of observations (direct measurement).

Keywords: UV, NIR, PAR, Bukit Kototabang.

ABSTRAK

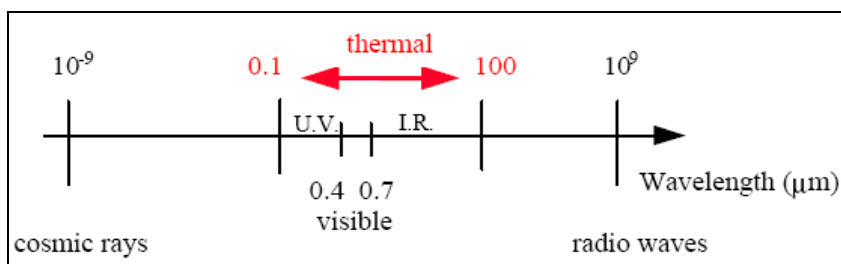
Penelitian ini dilakukan untuk membandingkan hasil pengukuran PAR (Photosynthetically Active Radiation) antara metode langsung dan metode tak langsung di Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang. Pengukuran secara langsung dilakukan dengan PAR Radiometer yang merupakan salah satu sensor dari instrumentasi AAWS (Agroclimate Automatic Weather Station). Pengukuran tak langsung menggunakan persamaan empiris keluaran dari tiga buah instrumen, yaitu QPSP Pyranometer-Eppley (I_{Glo}), RG58 Pyranometer-Eppley (I_{NIR}) dan Total UV Radiometer (I_{TUV}). Besarnya intensitas PAR (I_{PAR}) secara empiris dirumuskan $I_{PAR} = I_{Glo} - (I_{NIR} + I_{TUV})$. Hasil perbandingan menunjukkan bahwa hasil perhitungan (pengukuran tak langsung) lebih tinggi daripada hasil observasi (pengukuran langsung).

kata kunci: UV, NIR, PAR, Bukit Kototabang.

PENDAHULUAN

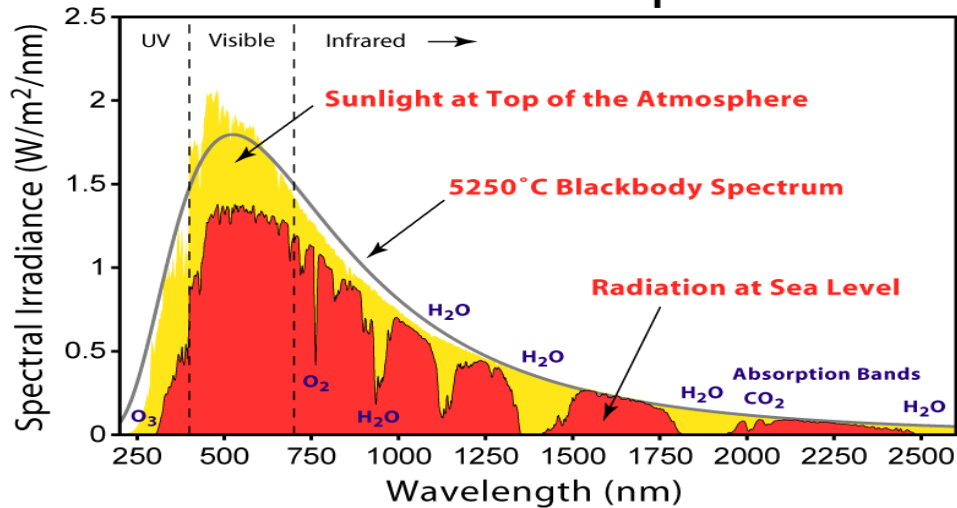
PAR (Photosynthetically Active Radiation)

Radiasi matahari merupakan sumber energi yang sangat penting di bumi. spektrum elektromagnetik matahari merupakan radiasi gelombang pendek yang berada pada kisaran panjang gelombang antara $0,28\mu\text{m}$ ~ $3\mu\text{m}$. Kondisi ini diakibatkan oleh karena suhu matahari yang mencapai 6000 K sehingga menghasilkan panjang gelombang pendek.



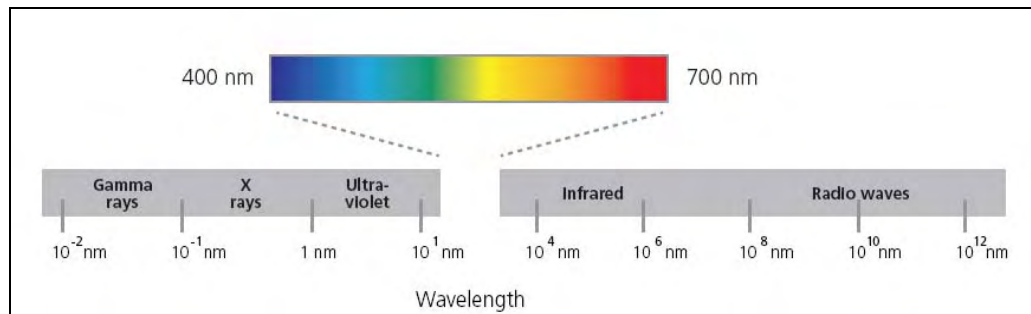
Gambar 1. Spektrum Elektromagnetik Sinar Matahari (dalam unit μm)

Solar Radiation Spectrum



Gambar 2. Spektrum Elektromagnetik Sinar Matahari (dalam unit nm)

Tanaman memerlukan radiasi matahari untuk dapat tumbuh karena penggunaannya dalam proses fotosintesis. Gelombang elektromagnetik yang berasal dari radiasi matahari dengan panjang gelombang 400 – 700 nm digunakan oleh tumbuhan atau organisme lainnya untuk proses fotosintesis disebut sebagai Photosynthetically Active Radiation (PAR). Panjang gelombang PAR kurang lebih berada pada panjang gelombang sinar tampak.



Gambar 3. Spektrum Panjang Gelombang PAR

Besarnya PAR tidaklah sama untuk semua tempat, tergantung dari lintang suatu tempat, musim dan posisi matahari. Jika ketersediaan PAR ini cukup maka tumbuhan akan tumbuh dengan subur, tetapi ada hal lain yang akan mengurangi ketersediaan energi ini, yaitu adanya tutupan awan, tutupan tajuk dan polusi udara. Pengukuran PAR biasanya menggunakan dua jenis unit pengukuran yaitu sebagai $\mu\text{mol photons m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (unit photon) dan sebagai W/m^2 (unit energi). Pengukuran PAR biasanya diaplikasikan di bidang pertanian, kehutanan dan kelautan. Pengukuran PAR dalam jangka panjang penting untuk perencanaan pertanian dan penting sebagai parameter pada kebanyakan model ekosistem di bumi. Pengukuran PAR di tulisan ini diukur sebagai W/m^2 (unit energi).

Pada tulisan ini penulis berusaha membandingkan hasil pengukuran PAR secara langsung, yang didapatkan dari PAR Radiometer (I_{PAR}) yang merupakan salah satu sensor dari instrumentasi AAWS (Agroclimate Automatic Weather Station) dengan pengukuran tidak langsung dimana nilai PAR diperoleh dari pengukuran tiga jenis instrument pengukuran radiasi matahari QPSP Pyranometer-Eppley (I_{G10}), RG58 Pyranometer-Eppley (I_{NIR}) dan Total UV Radiometer (I_{TUV}) dengan formula matematis $I_{\text{PAR}} = I_{\text{G10}} - (I_{\text{NIR}} + I_{\text{TUV}})$.

METODOLOGI

Lokasi Penelitian

Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG) Bukit Kototabang merupakan salah satu stasiun pengamatan referensi udara bersih dan berada di daerah remote. Secara geografi Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang terletak pada 100.32 bujur timur, 0.20 lintang selatan dan pada ketinggian 864.5 meter di atas permukaan laut. Bukit ini merupakan bukit yang tertinggi dibanding bukit sekitarnya pada radius 3 hingga 5 km. Stasiun GAW Bukit Kototabang dikelilingi oleh hutan tropis yang jauh dari aktivitas manusia. Stasiun ini terletak pada lokasi yang jauh dari pemukiman dan aktivitas manusia agar udara yang diukur benar-benar alami sehingga dapat dijadikan referensi udara bersih.

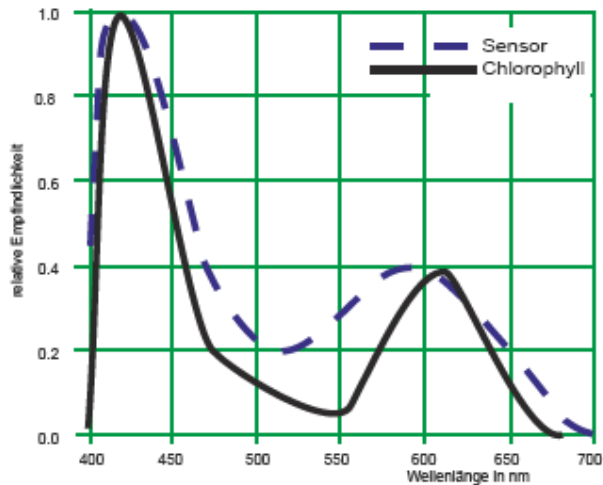
Stasiun Pemantau Atmosfer Global (SPAG)	
Bukit Kototabang	
Ketinggian	: 864,5 m
Lokasi	: Bukit Kototabang, Jl Raya Bukittinggi-Medan Km17, Kecamatan Palupuh, Kabupaten Agam, Sumatera Barat, Indonesia
Koordinat	: 00 ^o ,12',00"LS - 100 ^o ,19',12"BT
Tipe Station	: Remote/Background Monitoring



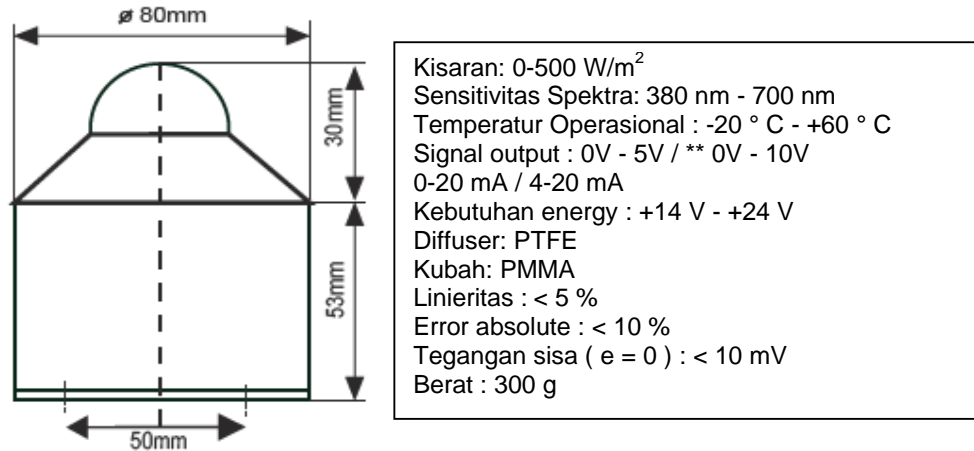
Gambar 4. SPAG Bukit Kototabang.

Pengukuran PAR secara langsung (I_{PAR} langsung)

Pengukuran PAR secara langsung dilakukan dengan PAR Radiometer, sensor ini terintegrasi di dalam instrumen AAWS (Agroclimate Automatic Wheather Station)



Gambar 5. PAR Radiometer



Gambar 6. Dimensi dan Spesifikasi Teknis PAR Radiometer

Sensor PAR Radiometer ini terintegrasi dalam instrumen AAWS (Agroclimate Automatic Weather Station). Data yang tersimpan dalam data logger (tipe datataker) merupakan data setiap menit (per menit) atau per sepuluh menit. Data kemudian dibuat menjadi agregat per jam dan per hari untuk tahapan pengolahan selanjutnya.

Pengukuran PAR secara tidak langsung (I_{PAR} tidak langsung)

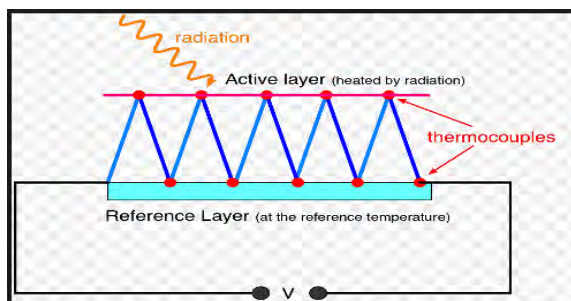
Pengukuran nilai PAR secara tidak langsung diperoleh dari pengukuran tiga jenis instrumen pengukuran radiasi matahari di SPAG Bukit Kototabang, yaitu QPSP Pyranometer-Eppley (I_{Glo}), RG58 Pyranometer-Eppley (I_{NIR}) dan Total UV Radiometer (I_{TUV}) dengan formula matematis $I_{PAR \text{ TIDAK LANGSUNG}} = I_{Glo} - (I_{NIR} + I_{TUV})$. Data yang tersimpan dalam data logger (tipe Eppley CR1000) merupakan data setiap menit (per menit) atau per tiga menit. Data kemudian dibuat menjadi agregat per jam dan per hari untuk tahapan pengolahan selanjutnya.

Tabel 1. Spesifikasi alat pengukur radiasi matahari di Stasiun GAW Bukit Kotobang

	Global (I_{Glo})	Ultraviolet (I_{TUV})	Near Infrared (I_{NIR})
Manufacture	Eppley	Eppley	Eppley
Calibration Factor	118.16 $\mu V W/m^2$	5.814 $\mu V W/m^2$	131.98 $\mu V W/m^2$
Spectral Range	0.280 - 3 μm	0.29 - 0.385 μm	0.695 - 3.0 μm
Response time	1 s	1 s	1s
Linearity	$\pm 0.5\%$ (0 – 1400 W/m^2)	$\pm 2.0\%$ (0 – 70 W/m^2)	$\pm 0.5\%$ (0 – 1400 W/m^2)

Radiasi Matahari Global (I_{Glo})

Data Radiasi matahari Global diperoleh dari alat Piranometer, cara kerja alat ini adalah dengan merubah energi panas menjadi energi listrik, lalu dikali dengan nilai sensitivitas alat sehingga didapat nilai radiasi matahari global, piranometer ini mengukur radiasi matahari pada panjang gelombang 0.280 – 3 μm . sensor yang dipakai pada alat ini yaitu thermocouple.



Gambar 7. Diagram Skematik Piranometer

Thermocouple adalah perangkat yang terdiri dari dua konduktor yang berbeda, biasanya paduan-paduan logam, yang bisa menghasilkan tegangan yang berbanding lurus dengan perbedaan suhu antara kedua ujung pasangan konduktor.



Gambar 8. Pyranometer Eppley PSP (*Precision Spectral Pyranometer*)

Alat yang digunakan untuk mengukur radiasi matahari global (I_{G10}) yang berasal dari seluruh lengkung langit yaitu *Eppley PSP (Precision Spectral Pyranometer)*. Besarnya radiasi matahari global menunjukkan besarnya radiasi matahari yang diterima permukaan bumi. Piranometer ini merupakan piranometer komersial yang paling presisi dengan sensitivitas $\pm 0,7\%$, pada suhu antara 20° - 40°C . Piranometer ini dilengkapi dengan detektor yang terdiri dari 10 sampai 50 sambungan (*junction*) termopil. Detektor tersebut terletak di dalam kaca konsentrik setengah bola berdiameter 7,6 mm yaitu kaca soda limun yang mentransmisikan sinar matahari dengan panjang gelombang (λ) antara $0,32\ \mu\text{m}$ sampai dengan $4,2\ \mu\text{m}$. Sebuah piringan kromium melindungi detektor dari radiasi yang datang dari arah bawah dan disangga oleh soket perunggu.

Radiasi Matahari Near Infra Red (I_{NIR})

Sama dengan radiasi matahari global, pengukuran radiasi matahari NIR juga menggunakan piranometer, bedanya kubahnya berwarna lebih gelap agar dapat mengukur radiasi matahari pada panjang gelombang $0,695 - 3,0\ \mu\text{m}$. Instrumen pengukur radiasi Matahari Near Infra Red (I_{NIR}) disebut Piranometer RG58.



Gambar 9. Pyranometer Eppley RG58

Radiasi Matahari Total Ultraviolet (I_{TUV})

Pengukuran radiasi matahari Ultraviolet menggunakan Total UV Radiometer pada panjang gelombang $0,29 - 0,385\ \mu\text{m}$.



Gambar 10. Total UV Radiometer

Analisa Data

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

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (I_{(PAR \text{ TIDAK LANGSUNG})} - I_{(PAR \text{ LANGSUNG})})^2}{n}}$$

$$MBE = \frac{\sum I_{(PAR \text{ TIDAK LANGSUNG})} - I_{(PAR \text{ LANGSUNG})}}{n}$$

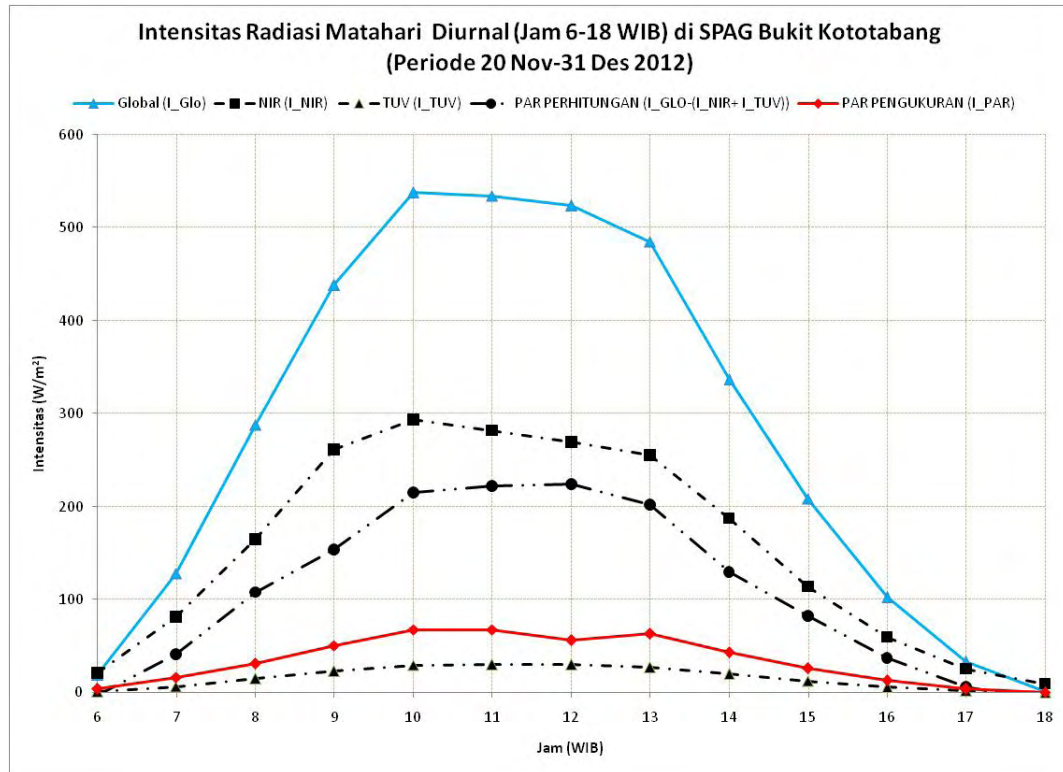
$$MPE = \frac{\sum \left(\frac{I_{(PAR \text{ TIDAK LANGSUNG})} - I_{(PAR \text{ LANGSUNG})}}{I_{(PAR \text{ LANGSUNG})}} \times 100 \right)}{n}$$

Dimana $I_{PAR \text{ TIDAK LANGSUNG}}$ merupakan radiasi matahari PAR dari hasil perhitungan dengan menggunakan formula matematis $I_{PAR \text{ TIDAK LANGSUNG}} = I_{Glo} - (I_{NIR} + I_{TUV})$ yang telah diperoleh, $I_{PAR \text{ LANGSUNG}}$ adalah radiasi matahari PAR yang terukur dari PAR radiometer, dan n merupakan jumlah data. Selain itu statistik deskriptif digunakan untuk menggambarkan data secara diurnal (24 jam) dan harian.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Data yang digunakan dalam penelitian merupakan data jangka pendek, dari 20 November 2012 sampai 31 Desember 2012, mengingat ketersediaan data dari seluruh instrumen. Untuk data intensitas radiasi matahari Global (I_{Glo}), Total UV (I_{TUV}) dan Near Inframerah (I_{NIR}), Rawdata 3 menit dari masing-masing instrumen kemudian diolah menjadi rata-rata per jam (dari jam 06.00 – 18.00) dan kemudian data diolah lagi menjadi data rata-rata harian. Sedang untuk data pengukuran PAR langsung, rawdata 5 menit dari instrumen kemudian diolah menjadi rata-rata per jam (dari jam 06.00 – 18.00) dan kemudian data diolah lagi menjadi data rata-rata harian.

Data Intensitas Radiasi Matahari Diurnal (rata-rata per jam dari jam 06.00-18.00 WIB)



Gambar 11. Intensitas Radiasi Matahari Diurnal (jam 6-18 WIB) di Bukit Kototabang periode 20 November 2012 - 31 Desember 2012

Selama periode dari 20 November 2012 sampai 31 Desember 2012, rata-rata radiasi matahari global (I_{Glo}) diurnal hasil pengukuran dengan *Eppley PSP* yang diterima permukaan bumi Bukit Kototabang, memiliki kecenderungan pada pagi hari akan menaik mencapai maksimum (di atas 500 W/m^2) sampai 10-12 WIB, kemudian akan menurun sampai pukul 18 WIB. Pola yang sama ternyata juga diikuti oleh radiasi matahari infra merah dekat (I_{NIR}), namun dengan nilai maksimum intensitas mendekati 300 W/m^2 . Lain halnya dengan radiasi matahari Total Ultraviolet (I_{TUV}), selama sehari-hari dari jam 6-18 WIB cenderung tetap, kenaikannya melandai pada kisaran $0-30 \text{ W/m}^2$. Sedangkan untuk nilai PAR hasil pengukuran menunjukkan pola yang sama dengan radiasi matahari global, hanya saja kemiringan/sloponya lebih rendah dan intensitas maksimum perjam kurang dari 100 W/m^2 . Nilai PAR hasil perhitungan secara matematis menunjukkan pola yang sama dengan nilai PAR hasil pengukuran, tetapi nilai PAR perhitungan lebih tinggi daripada nilai PAR pengukuran namun masih rendah daripada radiasi matahari global.

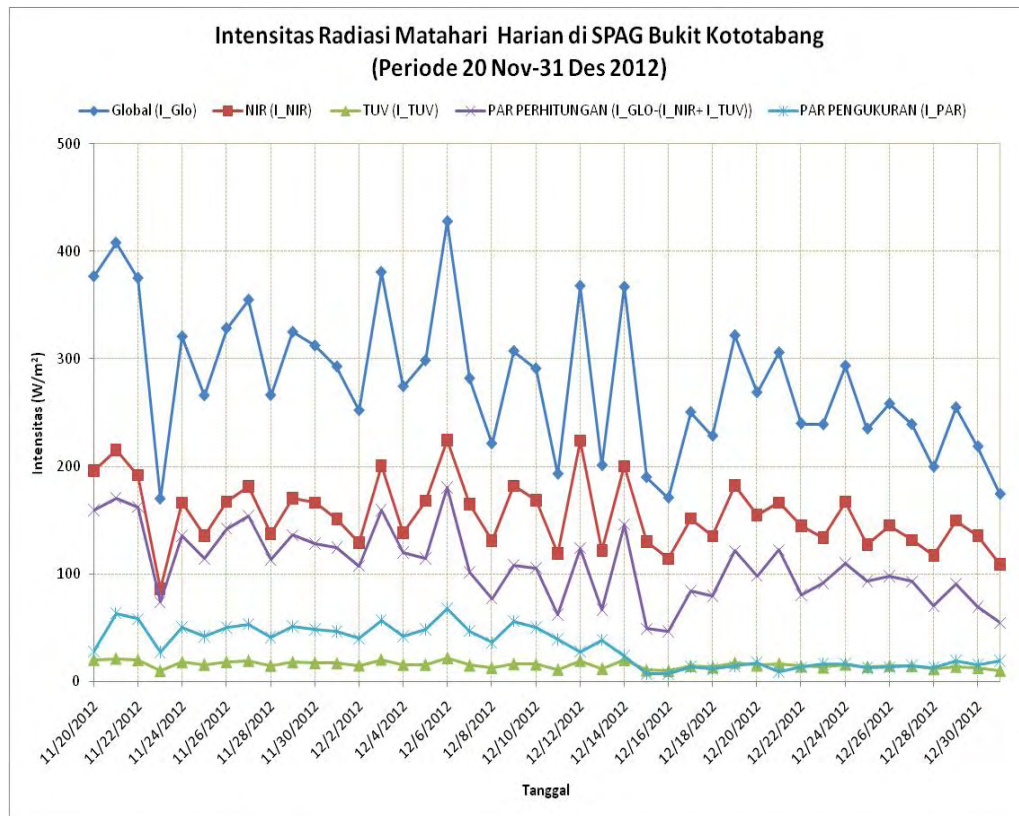
Data Intensitas Radiasi Matahari Harian

Selama periode 20 November 2012 sampai 31 Desember 2012, rata-rata radiasi matahari global harian hasil pengukuran dengan *Eppley PSP* yang diterima permukaan bumi Bukit Kototabang, menunjukkan rata-rata sebesar $279,69 \text{ Wm}^{-2}$ dengan standar deviasi sebesar $66,65 \text{ Wm}^{-2}$. Nilai maksimum harian sebesar $427,66 \text{ Wm}^{-2}$ terjadi pada tanggal 6 Desember 2012, nilai minimum harian sebesar $169,97 \text{ Wm}^{-2}$ terjadi pada tanggal 23 November 2012. Rata-rata harian radiasi matahari Total Ultraviolet harian hasil pengukuran dengan TUV Radiometer yang diterima permukaan bumi Bukit Kototabang selama periode 20 November 2012 sampai 31 Desember 2012, menunjukkan rata-rata sebesar $15,58 \text{ Wm}^{-2}$ dengan standar deviasi sebesar $3,21 \text{ Wm}^{-2}$. Nilai maksimum harian sebesar $21,98 \text{ Wm}^{-2}$ terjadi pada tanggal 6 Desember 2012, nilai minimum harian sebesar $9,94 \text{ Wm}^{-2}$ terjadi pada tanggal 16 Desember 2012.

Selama periode 20 November 2012 sampai 31 Desember 2012, rata-rata radiasi matahari near inframerah harian hasil pengukuran dengan Piranometer RG58 yang diterima permukaan bumi Bukit Kototabang, menunjukkan rata-rata sebesar $155,70 \text{ Wm}^{-2}$ dengan standar deviasi sebesar $32,01 \text{ Wm}^{-2}$. Nilai maksimum harian sebesar $224,85 \text{ Wm}^{-2}$ terjadi pada tanggal 6 Desember 2012, nilai minimum harian sebesar $85,98 \text{ Wm}^{-2}$ terjadi pada tanggal 23 November 2012.

Rata-rata harian nilai PAR hasil pengukuran dengan PAR Radiometer yang diterima permukaan bumi Bukit Kototabang selama periode 20 November 2012 sampai 31 Desember 2012, menunjukkan rata-rata sebesar $32,67 \text{ Wm}^{-2}$ dengan standar deviasi sebesar $18,19 \text{ Wm}^{-2}$. Nilai maksimum harian sebesar $68,06 \text{ Wm}^{-2}$ terjadi pada tanggal 6 Desember 2012, nilai minimum harian sebesar $7,11 \text{ Wm}^{-2}$ terjadi pada tanggal 16 Desember 2012.

Rata-rata harian nilai PAR hasil perhitungan formula matematika $I_{PAR} = I_{GLO} - (I_{NIR} + I_{TUV})$ selama periode 20 November 2012 sampai 31 Desember 2012, menunjukkan rata-rata sebesar $108,42 \text{ Wm}^{-2}$ dengan standar deviasi sebesar $34,06 \text{ Wm}^{-2}$. Nilai maksimum harian sebesar $180,83 \text{ Wm}^{-2}$ terjadi pada tanggal 6 Desember 2012, nilai minimum harian sebesar $46,88 \text{ Wm}^{-2}$ terjadi pada tanggal 16 Desember 2012.



Gambar 12. Intensitas Radiasi Matahari Harian di Bukit Kototabang periode 20 November 2012 - 31 Desember 2012

Dari data itu memperlihatkan bahwa untuk nilai maksimum semua intensitas radiasi matahari tercapai pada tanggal yang sama yaitu 6 Desember 2012. Lain halnya untuk nilai minimum intensitas radiasi matahari global sama dengan intensitas radiasi matahari near inframerah tercapai pada 16 Desember 2012, sedangkan intensitas radiasi matahari Total Ultraviolet sama dengan nilai PAR Perhitungan dan nilai PAR Pengukuran tercapai nilai minimum pada 16 Desember 2012.

Tabel 2. Intensitas Radiasi Matahari Harian di Bukit Kototabang periode 20 Nov-31 Des 2012

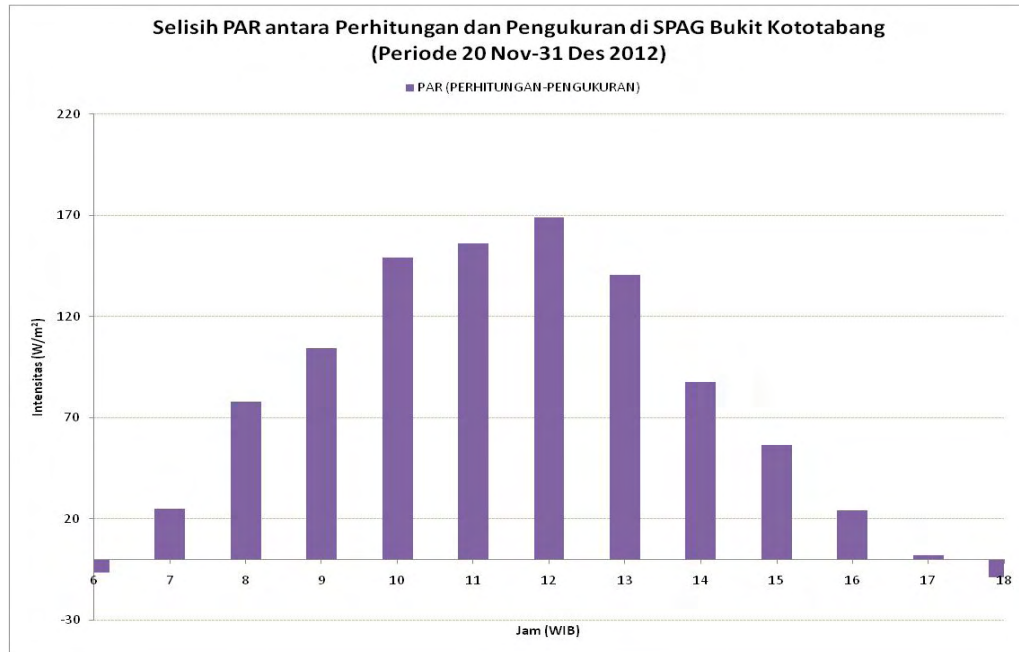
Tanggal	I Global	I TUV	I NIR	I PAR Langsung	I PAR Tak Langsung
11/20/2012	376.62	20.22	196.51	27.91	159.90
11/21/2012	407.84	21.39	215.38	63.74	171.07
11/22/2012	375.00	19.95	192.11	58.41	162.94
11/23/2012	169.97	10.05	85.98	27.29	73.95
11/24/2012	320.62	18.01	166.52	50.40	136.09
11/25/2012	265.90	15.82	135.69	42.12	114.39
11/26/2012	328.38	18.27	167.42	50.60	142.70
11/27/2012	354.78	19.47	181.45	53.60	153.86
11/28/2012	266.25	14.93	137.72	41.39	113.59
11/29/2012	324.92	17.99	170.54	51.45	136.38
11/30/2012	312.28	17.30	166.48	48.82	128.50
12/1/2012	292.84	16.98	151.15	46.88	124.71
12/2/2012	252.13	14.96	129.36	39.91	107.81
12/3/2012	380.57	20.46	200.58	57.40	159.52
12/4/2012	274.38	15.83	138.56	42.21	119.98
12/5/2012	298.50	15.75	168.12	48.55	114.62
12/6/2012	427.66	21.98	224.85	68.06	180.83
12/7/2012	281.86	15.05	165.11	47.13	101.71
12/8/2012	221.27	12.81	130.88	36.30	77.58
12/9/2012	307.22	16.26	182.17	56.44	108.78
12/10/2012	290.98	15.99	168.98	50.20	106.02
12/11/2012	193.06	11.12	119.23	39.14	62.71
12/12/2012	367.77	19.28	224.22	27.85	124.27
12/13/2012	201.12	11.93	121.86	38.80	67.33
12/14/2012	366.90	20.16	200.53	23.91	146.21
12/15/2012	189.96	10.59	130.03	7.26	49.34
12/16/2012	170.89	9.94	114.08	7.11	46.88
12/17/2012	250.42	14.53	151.62	13.58	84.27
12/18/2012	228.48	13.32	135.38	11.87	79.78
12/19/2012	321.72	17.52	182.50	14.05	121.70
12/20/2012	268.76	15.12	154.94	17.43	98.71
12/21/2012	305.85	16.65	166.55	9.36	122.65
12/22/2012	239.81	14.16	144.86	13.15	80.78
12/23/2012	238.97	13.21	134.15	16.51	91.62
12/24/2012	293.54	15.94	167.24	16.66	110.36
12/25/2012	235.07	13.68	127.45	12.69	93.94
12/26/2012	258.22	14.82	145.26	13.29	98.14
12/27/2012	239.14	14.39	131.51	14.48	93.24
12/28/2012	199.60	11.57	117.55	12.69	70.48
12/29/2012	254.90	13.83	149.78	19.01	91.28
12/30/2012	218.55	12.72	135.80	15.30	70.02
12/31/2012	174.31	10.22	109.14	19.20	54.95

Analisa data

Tabel 3. Analisa Data Perbandingan Nilai PAR (Perhitungan dan Pengukuran) periode 20 Nov-31 Des 2012

Periode	N	R	RMSE	MBE	MPE
Jam-jaman	537	0.83531	11760.15	75.08527	25364.36
Harian	42	0.621527	43.11866	40.67119	343.796

Data Intensitas Radiasi Matahari Diurnal (rata-rata per jam dari jam 06.00-18.00 WIB)



Gambar 13. Nilai selisih PAR secara diurnal (jam 08-18 WIB) di Bukit Kototabang antara hasil perhitungan dengan hasil pengukuran periode 20 November 2012 - 31 Desember 2012.

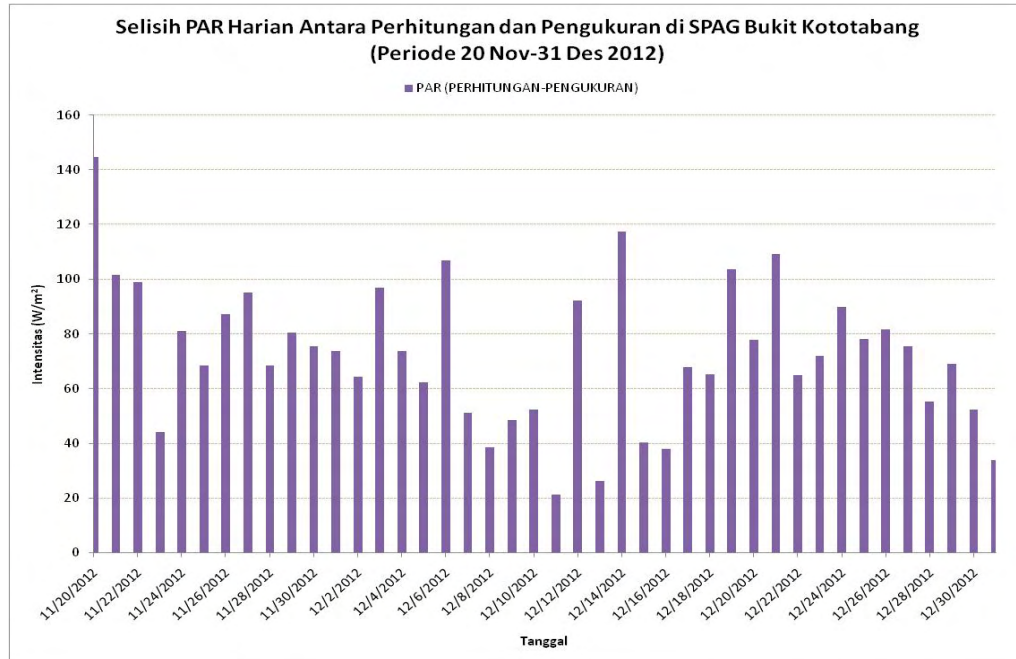
Dengan melihat data diurnal, dengan jumlah data sebanyak 537 buah jam, terlihat bahwa nilai R (korelasi Pearson) tinggi sebesar 0,83, hal itu menunjukkan bahwa pengukuran nilai PAR antara Pengukuran dan Perhitungan mempunyai kecenderungan/pola yang sama, dari jam 06 akan naik dan mencapai maksimum pada tengah hari sekitar jam 12 kemudian akan turun kembali pada pukul 18. Namun RMSE, MBE, dan MPE digunakan untuk menunjukkan perbedaan/selisih nilai PAR hasil perhitungan dan pengukuran. Nilai RMSE yang mendekati nol (0) maka nilai perhitungan akan mendekati nilai pengukuran, sedangkan jika semakin menjauh nol (0) atau semakin besar berarti beda nilai perhitungan akan semakin besar dengan nilai pengukuran. Begitu juga dengan nilai MBE dan MPE, bila angkanya semakin kecil, maka nilai perhitungannya akan mendekati nilai pengukuran atau kesalahannya semakin kecil.

Data ditabel memperlihatkan perbedaan/selisih nilai RMSE, MBE, dan MPE yang cukup besar, hal itu menunjukkan selisih nilai PAR hasil perhitungan dan pengukuran yang cukup besar, yang berarti pertama ada perbedaan sensitivitas dari alat dan jenis sensor yang digunakan, kedua kemungkinan ada faktor koreksi lain yang harus ditambahkan pada formula matematika $I_{PAR} = I_{Glo} - (I_{NIR} + I_{TUV})$.

Data Intensitas Radiasi Matahari Harian

Dengan melihat data harian terdapat 42 jumlah data, terlihat bahwa nilai R (korelasi Pearson) bernilai cukup atau baik sebesar 0,62, walaupun nilai korelasi tidak sebesar pada nilai diurnal. Namun nilai RMSE, MBE, dan MPE digunakan untuk menunjukkan

perbedaan/selisih nilai PAR hasil perhitungan dan pengukuran juga masih besar namun masih lebih kecil daripada nilai diurnalnya. Selisih nilai PAR antara Pengukuran Tidak Langsung (hasil perhitungan) dengan Pengukuran Langsung (hasil observasi) menunjukkan selisih berkisar antara $21,52 \text{ W/m}^2$ (terukur pada 11 Desember 2012) sampai $144,70 \text{ W/m}^2$ (terukur pada 20 November 2012).



Gambar 14. Nilai selisih PAR secara harian di Bukit Kototabang antara hasil perhitungan dengan hasil pengukuran periode 20 November 2012 - 31 Desember 2012.

Hasil nilai pengukuran PAR secara tidak langsung (hasil perhitungan) selalu lebih besar daripada pengukuran PAR secara langsung (hasil pengukuran observasi) dilihat dari periode diurnal maupun periode harian, kemungkinan ini disebabkan perbedaan jenis dan merk sensor, kedua karena kemungkinan ada faktor koreksi lain (misalnya: faktor meteorologi: temperatur udara, tekanan udara, RH, dan sebagainya) yang harus ikut diperhitungkan pada pengukuran PAR secara tidak langsung (hasil perhitungan).

KESIMPULAN

Hasil analisis menunjukkan bahwa nilai pengukuran PAR secara tidak langsung (hasil perhitungan) selalu lebih besar daripada pengukuran PAR secara langsung (hasil pengukuran observasi) dilihat dari periode diurnal maupun periode harian, kemungkinan ini disebabkan perbedaan jenis sensor dan perlunya faktor koreksi yang harus diperhitungkan pada pengukuran PAR secara tidak langsung (hasil perhitungan).

DAFTAR PUSTAKA

- Escobedo, F.J., E.N. Gomez, A.P. Oliveira. 2010. *Ratio of UV, PAR and NIR components to global solar radiation measured at Batucatu site in Brazil*. Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas.
- Britton C.M. and J.D. Dodd. 1976. Relationships of photosynthetically active radiation and shortwave irradiance. *Agricultural Meteorology* 17:1-7.
- Zhang X., Y Zhang, and Y. Zhou. 2000. Measuring and modelling photosynthetically active radiation in Tibet Plateau during April-October. *Agricultural Meteorology* 102:207-212.



POLA SAMBARAN PETIR CLOUD TO GROUND (CG) TERKAIT CURAH HUJAN DI WILAYAH KABUPATEN ACEH BESAR, BANDA ACEH

Nasyithah Az-Zahra Lubis¹, A. Jihad¹, Suhrawardi², M. Syukri²

ABSTRACT

This paper describes the relationship between CG (Cloud to Ground) lightning with the rainfall in Aceh Besar. Aceh Besar has a lightning-prone areas because it has topography that allows the growth of convective clouds around the mountain. Lightning disasters can manifest as lightning attack can be fatal whoever who comes into direct contact with it. The danger caused by a lightning strike is so great, so so people need to be aware if there is rain accompanied by lightning. This study aims to determine how the relationship of lightning to rainfall patterns based on data collected over three years. This study was conducted using lightning data obtained in Aceh Besar of Geophysics Mata Le Station and rainfall data from the Meteorological Blang Bintang Station. The data used is CG lightning occurrence data in Aceh Besar during three years period 2009-2011 and the data of rainfall over 50 mm/day in Aceh Besar. Data analysis is determine relationships CG with rainfall. It is used the Microsoft Excel 2007 software. The results of the study showed the linear relationships between CG with rainfall. Relationships of the data during 2010 to DJF (Desember-Januari-February) with $r = 1.0$, MAM (March-April-May) with $r = 1.0$, JJA (June-July-Augst) with $r = 1.0$ and SON (September-October-Nopember) with $r = 0.9609$.

Keywords: Lightning, Convective Clouds, Cloud to Ground, Rainfall.

ABSTRAK

Makalah ini menjelaskan hubungan antara CG (Cloud ke Ground) petir dengan curah hujan di Aceh Besar. Aceh Besar memiliki daerah rawan petir karena memiliki topografi yang memungkinkan pertumbuhan awan konvektif di sekitar gunung. Bencana petir dapat bermanifestasi sebagai serangan kilat bisa berakibat fatal siapa yang datang ke dalam kontak langsung dengan itu. Bahaya yang disebabkan oleh sambaran petir yang begitu besar, sehingga sehingga orang perlu menyadari jika ada hujan disertai petir. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui bagaimana hubungan petir curah hujan pola berdasarkan data yang dikumpulkan selama tiga tahun. Penelitian ini dilakukan dengan menggunakan data petir yang diperoleh di Stasiun Geofisika Mata Le yang berada di Aceh Besar dan data curah hujan dari Stasiun Meteorologi Blang Bintang. Data yang digunakan adalah data yang CG terjadinya petir di Aceh Besar selama periode 2009-2011 dan data curah hujan lebih dari 50 mm / hari di Aceh Besar tiga tahun. Analisis data adalah menentukan hubungan CG dengan curah hujan digunakan perangkat lunak Microsoft Excel 2007. Hasil penelitian menunjukkan hubungan linear antara CG dengan curah hujan. Hubungan data selama 2010 untuk DJF (Desember-Januari-Februari) dengan $r = 1,0$; MAM (Maret-April-Mei) dengan $r = 1,0$; JJA (Juni-Juli-Agustus) dengan $r = 1,0$; dan SON (September- Oktober-Nopember) dengan $r = 0,9609$.

kata kunci: Petir, Awan Konvektif, CG (Cloud ke Ground), Curah Hujan .

PENDAHULUAN

Gejala yang menunjukkan adanya kelistrikan di atmosfer salah satu contohnya adalah petir. Petir adalah peristiwa pemindahan muatan secara singkat di dalam atmosfer atau antara bumi dan atmosfer. Petir terjadi karena perbedaan potensial muatan antara awan dan bumi atau awan dengan awan lainnya. Muatan awan itu terjadi karena awan bergerak terus menerus secara teratur. Petir memiliki medan listrik yang dihasilkan oleh pembentukan muatan listrik di atmosfer.

¹Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika

²Universitas Syiah Kuala Banda Aceh

Email: Nasyithah.Az-Zahra@bmkq.go.id

Petir merupakan gejala listrik alami dalam atmosfer bumi yang tidak dapat dicegah (Pabla, 1981 dan Hidayat, 1991) yang terjadi akibat lepasnya muatan listrik baik positif maupun negatif yang terdapat di dalam awan. Berdasarkan tempatnya pelepasan muatan listrik dapat terjadi di dalam awan (*Inter Cloud, IC*), antara awan dengan awan (*Cloud to Cloud, CC*) dan dari awan ke bumi (*Cloud to Ground, CG*). (Deni Septiadi & Safwan Hadi, 2010) Petir dianggap berbahaya karena memiliki daya berkisar 10.000.000 kilowatt sehingga dapat memberikan kerugian yang dapat mengganggu aktifitas manusia baik di darat, laut dan udara. Namun, petir juga mempunyai manfaat bagi bumi salah satunya adalah dalam produksi ozon (O_3).

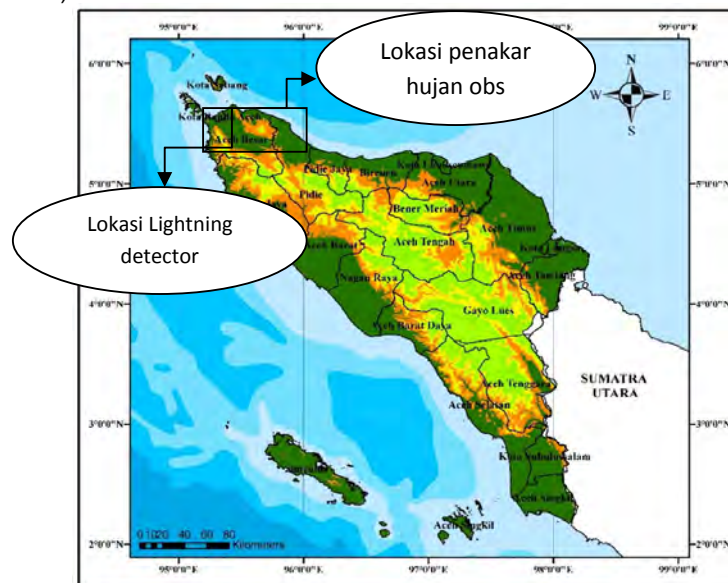
Unit pelaksana teknis BMKG (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika) dalam bidang Geofisika salah satu kegiatannya adalah pengamatan petir sedangkan bidang Meteorologi salah satu kegiatannya adalah pengamatan curah hujan. Alat pendeteksi petir adalah *Lightning Detector*. Software yang digunakan adalah *Lightning 2000* dirangkai dengan *BOLTEK Lightning Detection System Storm Tracker*. Software dapat mendeteksi sambaran petir bekisar 200 km. *Storm Tracker* pada PC berfungsi mengetahui keberadaan petir dan data mendeteksi sinyal radio yang dihasilkan oleh petir. Alat pengukur curah hujan disebut penakar hujan observatorium. Alat tersebut digunakan untuk mengetahui banyaknya curah hujan selama 24 jam.

Beberapa penelitian yang dilakukan untuk mempelajari karakteristik petir. Salah satunya yang dilakukan oleh Hidayat dan Zoro di daerah Jawa sepanjang tahun 1990-2000 dengan memanfaatkan jaringan *Lightning Position & Tracking system (LPATS)* (Hidayat dan Zoro, 2001). Mereka mendapati jumlah $CG+$ bervariasi sekitar 16-39%. Aktivitas kilat bulanan secara aktif terjadi pada bulan Oktober sampai Maret yang merupakan musim basah di daerah Jawa, sedangkan aktivitas terendah kilat terjadi pada Agustus dan September.

Kajian tentang pola sambaran petir terkait curah hujan di wilayah Aceh Besar masih belum dilakukan dengan seksama. Penelitian ini dilakukan guna menjadi kajian awal mengenai pola sambaran petir terkait curah hujan di wilayah kabupaten Aceh Besar sepanjang tahun 2009 s.d. 2011.

METODOLOGI

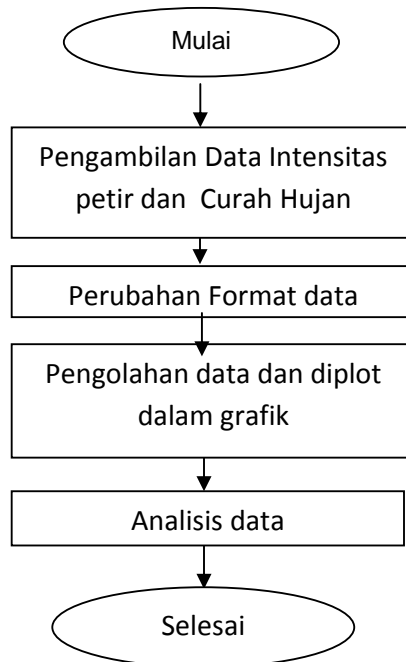
Penelitian dilakukan pada Unit Pelaksana Teknis BMKG yaitu di Stasiun Geofisika Mata le untuk pengambilan data petir dan di Stasiun Meteorologi Blang Bintang untuk pengambilan data curah hujan sesuai keberadaan alat yang digunakan. Penelitian ini dilakukan dalam waktu 6 (enam) bulan dimulai bulan Januari 2013 - Juni 2013.



Gambar 1. Lokasi Penelitian

Data penelitian yang digunakan adalah data petir di wilayah Aceh Besar yang berada pada $5^{\circ} 29'47.8''$ LU $95^{\circ} 17' 45.8''$ BT. Data jumlah sambaran petir harian sepanjang tahun 2009 – 2011 yang digunakan dalam kisaran 1 jam dengan menggunakan *Lightning Detector* yang terpasang di Stasiun Geofisika Mata Le. Data tersebut diambil dalam bentuk data *Cloud to Ground (CG)*.

Data yang digunakan curah hujan di wilayah Aceh Besar yang berada pada $5^{\circ} 31.343$ LU $95^{\circ} 25.003$ BT. Data curah hujan sepanjang tahun 2009 - 2011 yang diamati setiap 1 jam dengan menggunakan penakar hujan observatorium yang terpasang di Stasiun Meteorologi Blang Bintang. Data curah hujan yang dipakai adalah harian selama 24 jam. Hubungan antara kedua parameter dapat dilihat dengan mengambil data petir yang curah hujan di atas 50 mm.



Gambar 2. Diagram Alur Penelitian

HASIL DAN PEMBAHASAN

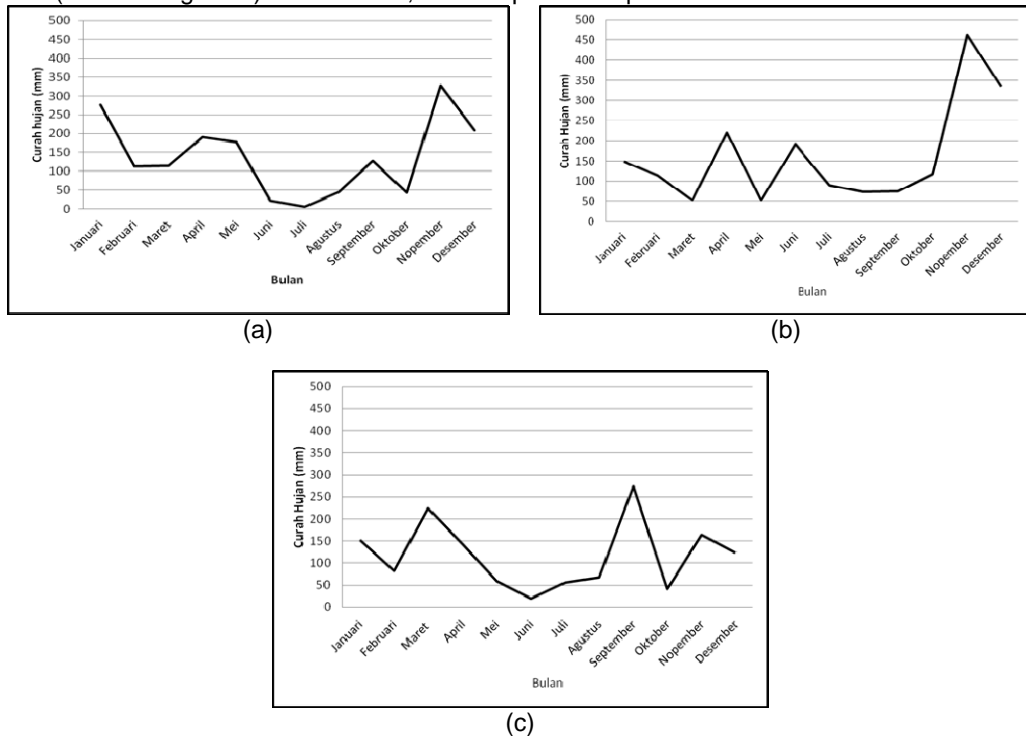
Data-Data Curah Hujan Periode 2009 – 2011

Selama tahun 2009 terdapat curah hujan yang tinggi pada bulan Nopember, Posisi matahari berada di belahan bumi selatan sehingga wilayah Asia sedikit memperoleh panas matahari daripada Australia. Asia yang memiliki temperatur yang rendah dan tekanan udara yang tinggi sehingga terjadi pergerakan angin dari Asia ke Australia. Angin yang bertiup membawa uap air dalam jumlah yang lebih banyak, akibatnya curah hujan di Indonesia dalam waktu ini lebih tinggi.

Pola curah hujan selama 2010 terdapat curah hujan tertinggi yaitu pada bulan Nopember sebesar 461,0 mm sedangkan curah hujan terendah pada bulan Maret 52,5 mm. Variasi musiman curah hujan tertinggi yaitu pada SON (September-Oktober-Nopember) sebesar 653,1 mm sedangkan variasi musiman curah hujan terendah yaitu pada JJA (Juni-Juli-Agustus) sebesar 121,3 mm dapat dilihat pada Gambar 3.

Pola curah hujan sepanjang tahun 2011 terdapat curah hujan tertinggi yaitu pada bulan September sebesar 273,6 mm sedangkan curah hujan terendah pada bulan Juni sebesar 19,8 mm. Variasi musiman curah hujan tertinggi yaitu pada SON (September-Oktober-

Nopember) sebesar 479,8 mm sedangkan variasi musiman curah hujan terendah yaitu pada JJA (Juni-Juli-Agustus) sebesar 143,5 mm dapat dilihat pada Gambar 4.3.



Gambar 3. Pola Curah hujan tahun (a). 2009, (b). 2010, (c). 2011

Pola curah hujan terendah bulan juli di mana angin yang bertiup saat matahari berada di belahan bumi utara, sehingga menyebabkan Australia musim dingin dan bertekanan tinggi. Asia lebih panas sehingga bertekanan rendah. Menurut hukum Buys Ballot, angin bertiup dari daerah bertekanan tinggi ke daerah bertekanan rendah, sehingga angin bertiup dari Australia ke Asia. Angin yang bertiup dari Australia membawa uap air dalam jumlah yang lebih sedikit, akibatnya curah hujan di Indonesia dalam waktu ini lebih rendah.

Data Cloud to Ground (CG) Periode 2009-2011

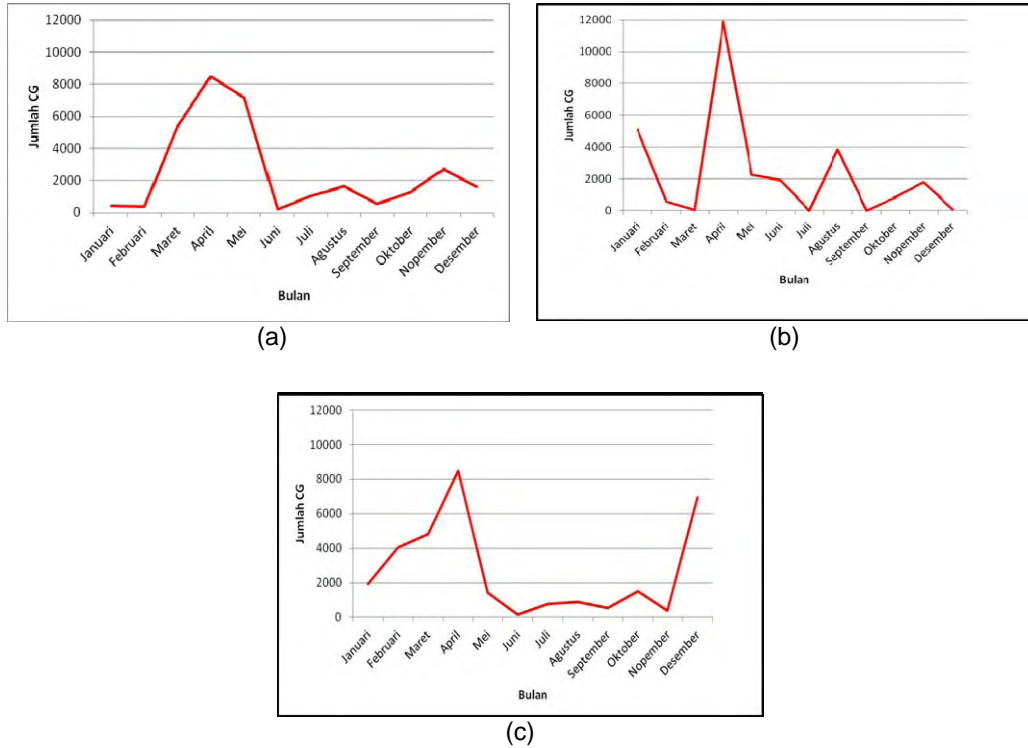
Pola CG sepanjang tahun 2009 terdapat jumlah CG tertinggi yaitu pada bulan April sebesar 8.474 sambaran dan jumlah CG terendah pada bulan Juni sebesar 162 sambaran. Variasi musiman CG tertinggi yaitu pada MAM (Maret-April-Mei) sebesar 20.959 sambaran sedangkan nilai CG terendah yaitu pada bulan JJA (Juni-Juli-Agustus) sebesar 2.834 sambaran dapat dilihat pada Gambar 4a.

Pola CG sepanjang tahun 2010 terdapat jumlah CG tertinggi yaitu pada bulan April sebesar 11.898 sambaran dan jumlah CG terendah pada bulan Juli dan September sebesar 0 sambaran. Variasi musiman jumlah CG tertinggi yaitu pada MAM (Maret-April-Mei) sebesar 14.179 sambaran sedangkan variasi musiman jumlah CG terendah yaitu pada SON (September-Oktober-Nopember) sebesar 2.651 sambaran dapat dilihat pada Gambar 4b.

Pola CG sepanjang tahun 2011 terdapat jumlah CG tertinggi yaitu pada bulan April sebesar 8.461 sambaran dan jumlah CG terendah pada bulan Juni sebesar 152 sambaran. Variasi musiman jumlah CG tertinggi yaitu pada MAM (Maret-April-Mei) sebesar 14.690 sambaran sedangkan variasi musiman jumlah CG terendah yaitu pada JJA (Juni-Juli-Agustus) sebesar 1.774 sambaran dapat dilihat pada Gambar 4c.

CG yang tertinggi pada bulan April berkaitan dengan posisi matahari berada di belahan bumi utara, sehingga menyebabkan Australia musim dingin dan bertekanan tinggi sedangkan Asia lebih panas sehingga bertekanan rendah. Menurut hukum Buys Ballot, saat angin bertiup dari daerah bertekanan tinggi ke daerah bertekanan rendah, angin bertiup dari

Australia ke Asia yang menyebabkan udara kering dari Australia terbawa menuju ke Asia. Akibatnya terjadi pengumpulan awan yang berdampak tingginya aktifitas CG di Indonesia.



Gambar 4. Pola Petir CG (Cloud to Ground) tahun (a). 2009, (b). 2010, (c). 2011

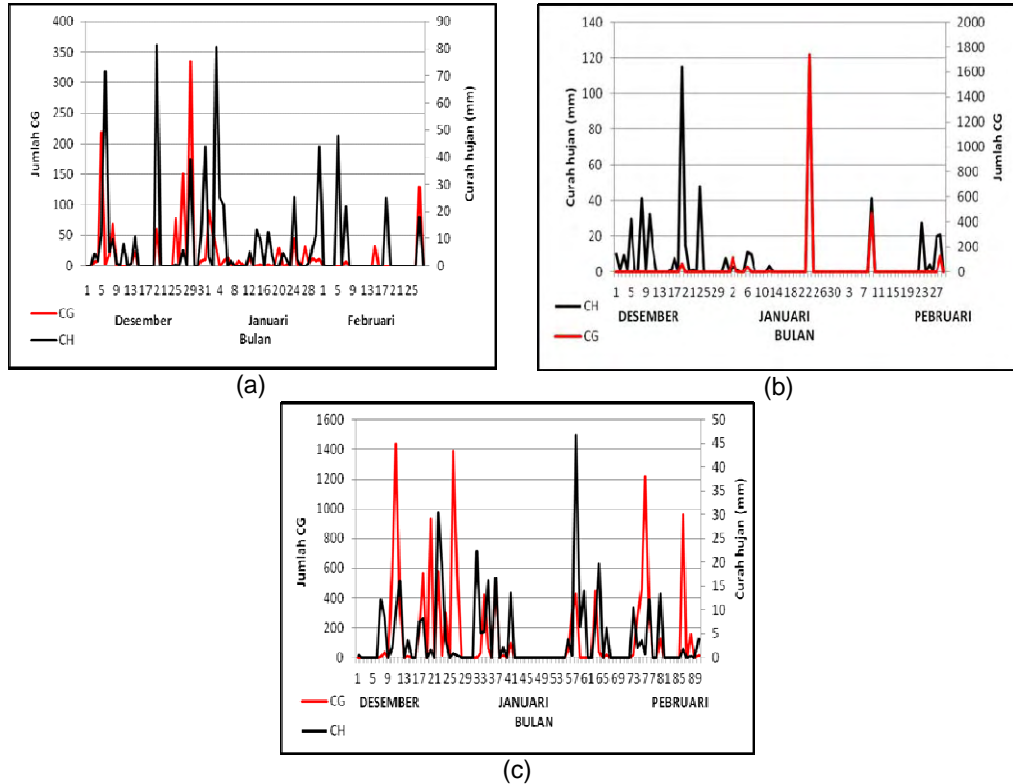
Korelasi Curah Hujan dan CG Selama 2009, 2010, dan 2011

Data DJF (Desember-Januari-Februari)

Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman DJF pada tahun 2009 terdapat 3 kejadian yang memiliki curah hujan diatas 50 mm/hari dengan nilai korelasi sebesar $r = 0.9893$ yaitu tanggal 6 Desember dengan curah hujan sebesar 71,8 mm dan jumlah CG sebanyak 4 sambaran, tanggal 20 Desember dengan curah hujan sebesar 81,5 mm dan jumlah CG sebanyak 60 sambaran dan 3 Januari dengan curah hujan sebesar 80,8 mm dengan jumlah CG sebanyak 50 sambaran. Lihat Gambar 5a.

Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman DJF tahun 2010 terdapat 2 kejadian yang memiliki curah hujan diatas 50 mm/hari dengan nilai korelasi sebesar $r = 1,0$ yaitu tanggal 19 Desember dengan curah hujan sebesar 115,3 mm dan jumlah CG sebanyak 66 sambaran, tanggal 23 Januari dengan curah hujan sebesar 121,5 mm dan jumlah CG sebanyak 774 sambaran. Lihat Gambar 5b.

Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman DJF pada tahun 2011 tidak terdapat kejadian yang memiliki curah hujan diatas 50 mm/hari sehingga nilai CG pada variasi musiman DJF tahun 2011 tidak memiliki korelasi yang baik terhadap curah hujan. Lihat Gambar 5c.



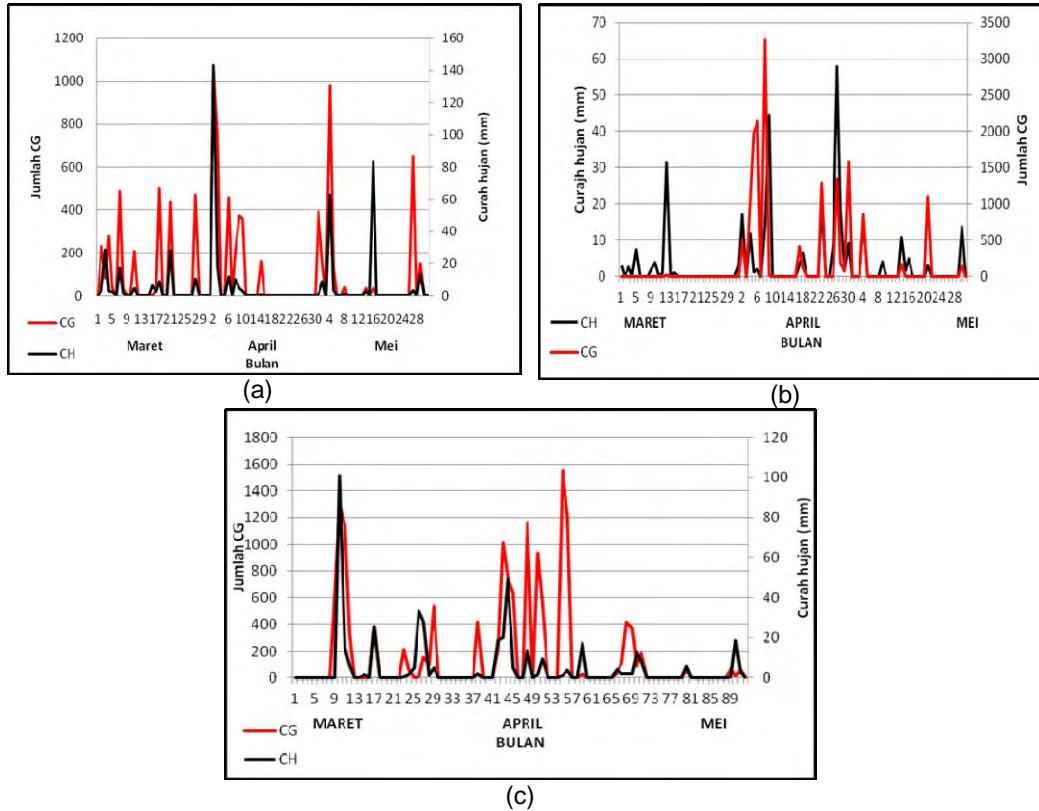
Gambar 5. Korelasi Curah Hujan dan Petir CG Bulan (DJF)(Desember- Januari- Februari) Tahun (a) 2009, (b)2010, dan (c)2011.

Data MAM (Maret-April-Mei)

Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman MAM tahun 2009 terdapat 3 kejadian yang memiliki curah hujan diatas 50 mm/hari dengan nilai korelasi $r = 0,4104$ yaitu pada tanggal 2 April dengan curah hujan sebesar 143,8 mm dan jumlah CG sebanyak 1.059 sambaran, tanggal 4 Mei dengan curah hujan sebesar 62,6 mm dan jumlah CG sebanyak 980 sambaran serta pada tanggal 16 Mei dengan curah hujan sebesar 83,5 mm dan jumlah CG sebanyak 33 sambaran.

Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman MAM tahun 2010 terdapat 1 kejadian yang curah hujan diatas 50 mm/hari sehingga memiliki korelasi dengan $r = 1,0$ yaitu tanggal 27 April dengan curah hujan sebesar 57,8 mm dengan jumlah CG sebanyak 1.348 sambaran.

Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman MAM tahun 2011 terdapat 1 kejadian yang memiliki curah hujan diatas 50 mm/hari sehingga memiliki korelasi dengan $r = 1,0$ yaitu tanggal 10 Maret dengan curah hujan sebesar 100,8 mm dengan jumlah CG sebanyak 1297 sambaran.



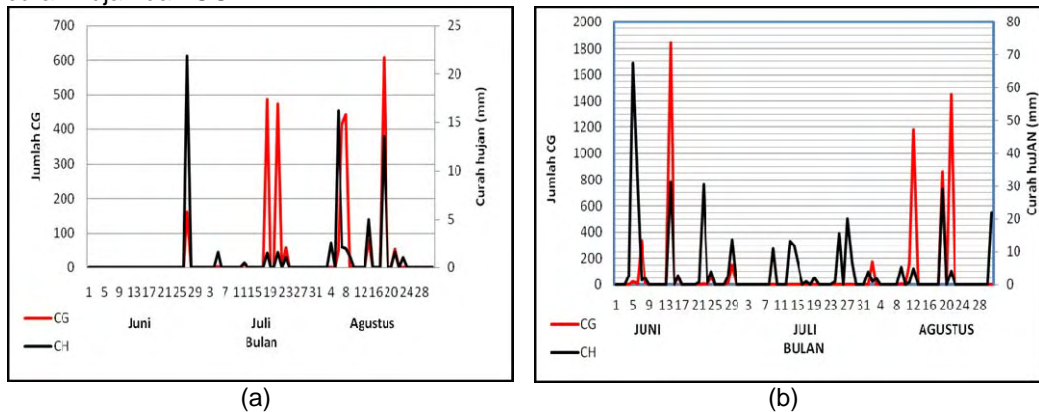
Gambar 6. Korelasi Curah Hujan dan Petir CG Bulan MAM (Maret-April-Mei) Tahun (a) 2009, (b) 2010, dan (c) 2011.

Data JJA (Juni-Juli-Agustus)

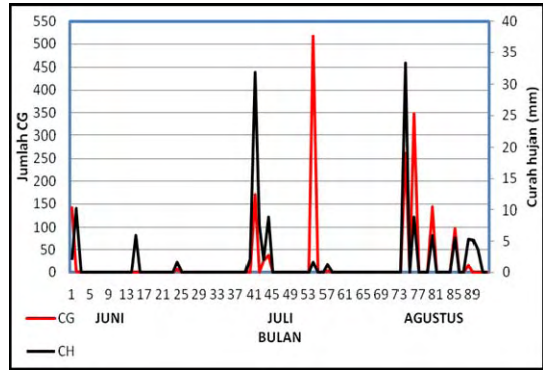
Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman JJA tahun 2009 tidak terdapat kejadian curah hujan diatas 50 mm/ hari sehingga tidak terlihat korelasi yang linear antara curah hujan dan CG.

Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman JJA pada tahun 2010 terdapat 1 kejadian yang memiliki curah hujan diatas 50 mm/hari dengan nilai korelasi sebesar $r = 1,0$ yaitu tanggal 5 Juni dengan curah hujan sebesar 67,5 mm dengan jumlah CG sebanyak 24 sambaran.

Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman JJA tahun 2011 tidak terdapat kejadian yang memiliki curah hujan diatas 50 mm/ hari, sehingga tidak ada korelasi yang baik antara curah hujan dan CG.



Gambar 7. Korelasi Curah Hujan dan Petir CG Bulan JJA (Juni-Juli-Agustus) Tahun (a) 2009, (b) 2010

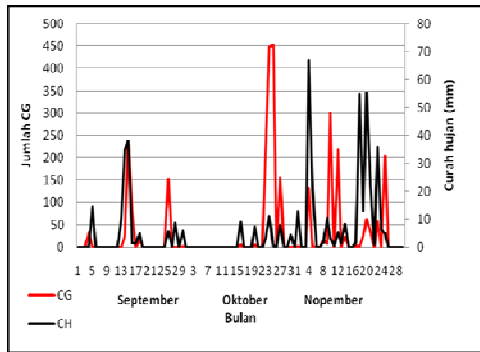


(c)

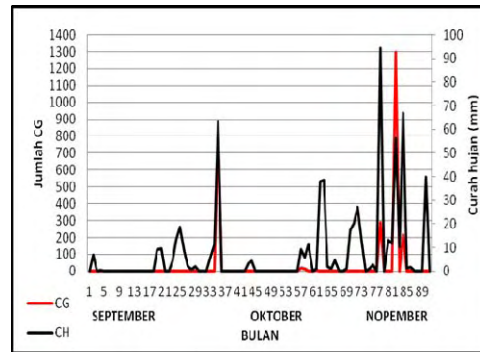
Gambar 7. Korelasi Curah Hujan dan Petir CG Bulan JJA (Juni-Juli-Agustus) Tahun (c) 2011.

Data SON (September-Oktober-Nopember)

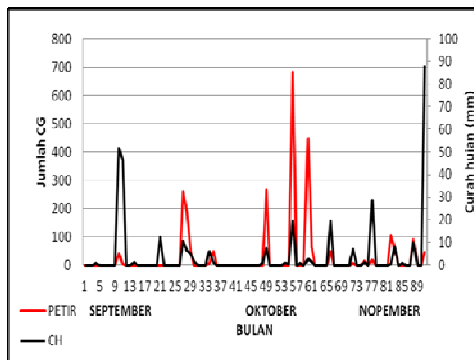
Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman SON pada tahun 2009 terdapat 3 kejadian yang curah hujan diatas 50 mm/hari dengan nilai korelasi $r = 0,5057$ yaitu pada tanggal 4 Nopember dengan curah hujan sebesar 67,0 mm dan jumlah CG sebanyak 133 sambaran, tanggal 18 Nopember dengan curah hujan sebesar 55,0 mm dengan jumlah CG sebanyak 2 sambaran dan tanggal 20 Nopember dengan curah hujan sebesar 55,5 mm dengan jumlah CG sebanyak 62 sambaran.



(a)



(b)



(c)

Gambar 7. Korelasi Curah Hujan dan Petir CG Bulan SON (September-Oktober-Nopember) Tahun (a) 2009, (b)2010, dan (c) 2011.

Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman SON pada tahun 2010 terdapat 2 kejadian yang memiliki curah hujan diatas 50 mm/hari dengan nilai korelasi sebesar $r = 0.9609$ yaitu tanggal 5 Oktober dengan curah hujan sebesar 63,4 mm dan jumlah CG sebanyak 813 sambaran dan tanggal 17 Nopember dengan curah hujan sebesar 217,3 mm dengan jumlah CG sebanyak 1.737 sambaran.

Korelasi curah hujan dan CG pada variasi musiman SON tahun 2011 terdapat 2 kejadian yang memiliki curah hujan diatas 50 mm/hari dengan nilai korelasi $r = 1,0$ yaitu tanggal 10 September dengan curah hujan sebesar 51,7 mm dan jumlah CG sebanyak 41 sambaran, tanggal 30 Nopember dengan curah hujan sebesar 88,5 mm dengan jumlah CG sebanyak 45 sambaran.

KESIMPULAN

Karakteristik curah hujan di wilayah Kabupaten Aceh Besar selama tahun 2009 - 2011 adalah pola monsun dimana distribusi curah hujan bulanan berbentuk seperti huruf V dengan jumlah curah hujan tertinggi pada bulan Nopember dan jumlah curah hujan terendah pada bulan Juli.

Pola sambaran petir CG tertinggi selama tahun 2009-2011 yaitu pada bulan April. Pada kondisi tersebut angin yang bertiup dari Australia yang membawa udara kering ke Asia. Akibatnya CG di Indonesia lebih tinggi. Fase pada MAM merupakan fase transisi melemahnya monsun Asia, matahari berada disekitar belahan bumi utara. Pada MAM terjadi proses pemaksaan massa udara, kejenuhan massa udara lebih dipengaruhi oleh efek orografi karena itu labilitas udara sangat terasa pada bulan tersebut.

Nilai terendah curah hujan dan CG terjadi pada JJA merupakan fase di mana terjadinya suplai massa udara lembab sangat kecil, tidak ada aliran massa udara lembab ke atas akibat radiasi yang kecil. Meskipun terjadi pertumbuhan awan namun tidak sampai pada fase matang (mature). Pada JJA posisi matahari berada di belahan bumi utara.

DAFTAR PUSTAKA

- Bayong, T.H.K., 2004. *Klimatologi*. Penerbit ITB. Bandung.
- BMKG, 1999. *Atlas Awan*. Penerbit Badan Meteorologi dan Geofisika. Jakarta.
- BMKG, 1999. *Kapita Selekta Agroklimatologi*. Jurusan Geofisika dan Meteorologi Fakultas MIPA IPB. Bogor.
- BMKG, 2012. *Modul Sekolah Lapang Iklim Klimatologi Indrapuri*. Banda Aceh.
- Byers, 1974. *The Thunderstorm*. Govt. Printing Office. Washington, D.C.
- Hidayat, S. dan Zoro, R., 2001. *Variation of Lightning Characteristics on Java Island 1996-2000, Observed by LPATS Network*, Teknik Elektro Vol. 7, No.1, Hal. 13-18.
- Hidayat S., 1991. *Penentuan Harga Puncak Waktu Dahi Gelombang Arus Petir dari Pengukuran Medan Elektrik Jarak Jauh*, Tesis Magister, Program Pasca Sarjana, Institut Teknologi Bandung.
- Husni, M., 2002. *Mengenal Bahaya Petir*. Jurnal Meteorologi dan Geofisika. Vol 3. No. 4 Oktober - Desember 2002. Jakarta
- Pabla, A.S, 1981. *Sistem Distribusi Daya Listrik*, Penerbit Erlangga, Jakarta.
- Pandiangan.L.N., 2010. *Analisis Pemetaan Sambaran Petir akibat Bangunan BTS Terhadap Lingkungan dan Sekitarnya di Kota Medan*. Program pasca Sarjana, Universitas Sumatera Utara. Medan.
- Prawiwardoyo, Susilo, 1996. *Meteorologi*. Penerbit ITB, Bandung.
- Septiadi, D., Safwan Hadi., 2010. *Karakteristik Petir Terkait Curah Hujan Lebat di Wilayah Bandung Jawa Barat*, Institut Teknologi Bandung.
- Soejitno. 1975. *Meteorologi Umum Untuk Observer Meteorologi*. Departemen Perhubungan Pusat Meteorologi dan geofisika, akademi Meteorologi dan Geofisika. Jakarta, hal. 73.
- Tjasyono, 2004. *Klimatologi Umum*. Penerbit ITB, Bandung. Hal 17.
- Woodward, J. 2006. *Cuaca*, Penerbit Erlangga, Jakarta.
- www.boltek .com akses tanggal 25 April 2013 pukul 21.00 WIB

SENSITIFITAS KONFIGURASI PARAMETERISASI CUMULUS DAN RADIASI PADA MODEL WRF DALAM PROSES PERTUMBUHAN AWAN CUMULONIMBUS KETIKA MUSIM TRANSISI 2012-2013 DI STASIUN METEOROLOGI KELAS I JUANDA SURABAYA

Fitria Puspita Sari

ABSTRACT

Cumulonimbus (Cb) is kind of dangerous cloud, especially for aviation. Lifting process of water vapour to be Cb is generally a characteristic of convective cells by a strong updraft due to solar insolation or moisture content. Because of cumulus and radiation parameterization is important in developing Cb, so that we need to know the most appropriate configuration scheme in WRF model at Juanda Meteorology Station when the season transition. Cumulus parameterization is used as much as 3 scheme (KF, BMJ, and GD), longwave radiation parameterization is used as much as 2 scheme (RRTM and CAM), and shortwave radiation one is used as much as 2 scheme (Dudhia and Cam). So the total of scheme's configuration are 12 schemes. Using uniform and stepwise method, we get that KFCAMCAM is the most appropriate scheme that its result has many similarities with observation data.

Keywords: *Cumulonimbus, WRF, parameterization, cumulus, radiation.*

ABSTRAK

Awan Cumulonimbus (Cb) merupakan awan yang berbahaya khususnya bagi penerbangan. Proses pengangkatan uap air sampai menjadi Cb umumnya merupakan karakteristik dari adanya sel konvektif oleh kecepatan naik (updraft) yang kuat karena adanya insolasi matahari ataupun kandungan kelembaban uap air. Mengingat begitu berpengaruhnya parameterisasi cumulus dan radiasi dalam pembentukan awan Cb, maka perlu diketahui penggunaan konfigurasi parameterisasi yang paling sesuai pada model WRF dalam meninjau proses pertumbuhan Cb di Stasiun Meteorologi Juanda ketika musim transisi. Parameterisasi Cumulus sebanyak 3 skema (KF, BMJ, dan GD), parameterisasi radiasi gelombang panjang sebanyak 2 skema (RRTM dan CAM), serta parameterisasi radiasi gelombang pendek sebanyak 2 skema (Dudhia dan CAM). Sehingga total konfigurasi parameterisasi yang diuji sebanyak 12 skema. Dengan menggunakan metode uniform dan stepwise dalam memilih konfigurasi skema, maka pada penelitian ini didapatkan skema KFCAMCAM sebagai skema yang paling banyak mendekati dengan hasil observasi.

kata kunci: *Cumulonimbus, WRF, parameterisasi, cumulus, radiasi.*

PENDAHULUAN

Awan Cumuliform yang bentuknya besar menjulang tinggi dikenal sebagai awan Cumulonimbus (Cb). Awan ini dapat menghasilkan cuaca buruk seperti turbulensi, *icing* (pembekuan) pada pesawat, *squall* atau *gusty*, kilat dan petir, hujan deras, bahkan *hail* (hujan es). Pesawat seharusnya mendapat pelarangan ketika terbang melewati ke dalam area dimana terdeteksi adanya aktivitas awan Cb (New Aviation Hazard-WMO, 2007). Oleh karena alasan ini, maka studi mengenai prediksi pertumbuhan awan Cb dibutuhkan.

Proses pengangkatan umumnya merupakan karakteristik dari adanya sel konvektif oleh kecepatan naik (*updraft*) yang kuat. Kemungkinan ini berasal dari adanya insolasi yang memanasi permukaan tanah dan udara di dekatnya (Bayong Tjasyono HK, 2006). Kemudian pertumbuhan awan Cb adalah bukti adanya aktivitas konveksi yang berkelanjutan dari dasar awan sampai puncaknya. Pengukuran *updraft*, suhu, dan kandungan cairan menunjukkan variasi yang signifikan dan mengindikasikan adanya proses dinamik, termodinamika, dan mikrofisik yang rumit pada awan-awan konvektif. Kandungan uap air yang tinggi pada awan Cumuliform berkaitan dengan kuatnya *updraft*. Namun cukup sulit

untuk mendapat pengukuran kelembaban yang akurat pada awan Cumuliform. Oleh karenanya, informasi mengenai kelembaban dan pemanasan diperoleh dengan cara lain, seperti misal simulasi model (Krollova, 2011).

Weather Research Forecasting (WRF) merupakan model numerik yang memuat beberapa skema parameterisasi, diantaranya yakni skema parameterisasi konveksi cumulus dan radiasi matahari. parameterisasi konveksi cumulus didekati dengan skema numerik, yakni menggunakan skema difusi (Bougeault, 1981) dan skema penyesuaian kelembaban (Betts, 1986), yang keduanya merupakan skema paling penting dalam parameterisasi. Sedang skema radiasi menyediakan pemanasan atmosfer oleh karena divergensi fluks radiasi dan radiasi gelombang panjang permukaan dan gelombang pendek dari matahari. Radiasi gelombang panjang termasuk radiasi infra merah dan radiasi panas yang diserap dan dipancarkan oleh gas-gas dan permukaan. Untuk radiasi gelombang pendek, fluks naik dikarenakan adanya albedo permukaan (Skarmarock, 2008).

Mengingat begitu berpengaruhnya parameterisasi cumulus dan radiasi dalam pembentukan awan Cb, maka perlu diketahui penggunaan konfigurasi parameterisasi yang paling sesuai pada model WRF dalam meninjau proses pertumbuhan Cb di Stasiun Meteorologi Juanda ketika musim transisi. Pada kesempatan kali ini penulis hanya mengkonfigurasi beberapa skema parameterisasi cumulus dan radiasi yang pernah dilakukan oleh peneliti sebelumnya.

Adapun penelitian yang pernah dilakukan mengenai penggunaan perbedaan skema parameterisasi cumulus, menurut Sulung (2011) untuk daerah Sulawesi paling sesuai menggunakan skema Betts Miller-Janjic (BMJ) (Janjic, 1994, 2000). Untuk skema Kain-Fritsch (KF) (Kain, 2004) cocok digunakan di Nebraska (Gilliland, 2009), Afrika Selatan (Ratna, S. B, 2013), dan Florida, USA (Bukovsky dan Karoly, 2009). Sedang untuk daerah Jakarta dan Surabaya berdasar hasil penelitian Made, 2011 dan Apritarum, 2014 paling cocok menggunakan skema Grell-Devenyi (GD) (Grell dan Devenyi, 2002).

Penggunaan skema parameterisasi radiasi yang sesuai di Amerika berdasar penelitian yang dilakukan oleh Barker (2010) adalah skema radiasi gelombang panjang *Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)* (Mlawer dkk, 1997) dan skema radiasi gelombang pendek Dudhia (Dudhia, 1989). Percobaan mengenai penggunaan skema radiasi juga pernah dilakukan oleh Tastula, dkk (2011) di Benua Antartika ketika musim dingin, dimana hasilnya menunjukkan bahwa penggunaan skema radiasi gelombang panjang RRTM dan gelombang pendek Dudhia merupakan yang paling sesuai. Sedang di Eropa menurut P.A Money (2013) skema radiasi yang paling sesuai adalah skema radiasi gelombang panjang RRTM dan *Community Atmosphere Model (CAM)* (Collins dkk, 2004) serta skema radiasi gelombang pendek CAM.

METODOLOGI

DATA

Data input model berupa initial dan boundary condition adalah data GFS (Global Forecasting System) untuk dua hari sample hari kemunculan Cb yakni selama masa transisi kemarau-hujan (19 November 2012) dan masa transisi hujan-kemarau (19 Juni 2013) yang masing-masingnya terbagi atas hari dimana dilaporkan Cb disertai hujan dan/atau tanpa guntur (TS) dan Cb disertai TS. Data tersebut dapat diakses pada <http://nomads.ncdc.noaa.gov>. Data GFS memiliki resolusi spasial 0.5 x 0.5 (55 km) dan resolusi temporal 3 jam. Adapun panjang data yang digunakan dalam simulasi kejadian adalah 24 jam, dimana 12 jam untuk spin-up time dan 12 jam berikutnya untuk periode analisa simulasi kejadian. Lalu sebagai data dukung untuk pembandingan hasil model digunakan data Sounding (Rason) serta Synop permukaan Stasiun Meteorologi Juanda sesuai dengan waktu yang digunakan untuk hari running model.

METODE

Stasiun Meteorologi Juanda dipilih menjadi lokasi penelitian sebab dilihat dari aspek geografisnya, stasiun ini terletak dekat dengan laut dan berada pada celah teluk dimana pada utara dan selatan merupakan daratan. Bila dikaitkan dengan angin yang melintasi

stasiun ini, memungkinkan awan-awan yang terbentuk memiliki karakter yang berbeda bila dibandingkan dengan lokasi yang terletak di daratan dan jauh dari lautan. Selain itu sebagai stasiun meteorologi yang melayani aktifitas penerbangan, maka monitoring terhadap awan Cb perlu dilakukan guna keselamatan penerbangan.

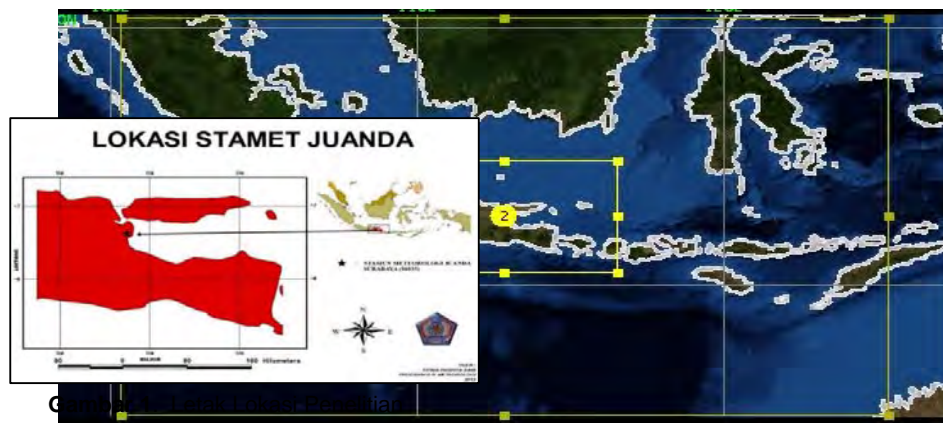
Kemudian penelitian dilanjutkan dengan penentuan lokasi kejadian yang menjadi domain pada proses *WRF Processing System (WPS)* dengan *center point* pada 112.78° BT; 7.38 ° LS, dimana domain pertama memiliki resolusi 27 km dengan batas 14° - 0° LS; 100° - 124° BT dan domain kedua memiliki resolusi 9 km dengan batas 5°- 9° LS ; 109° - 116° BT (Gambar 1). Pada proses WPS, digunakan *WRF Domain Wizard* untuk mempermudah dalam penentuan domain, pembuatan *namelist* secara otomatis, dan menjalankan WPS (*geogrid.exe*, *ungrib.exe*, dan *metgrid.exe*) secara otomatis. Sehingga seluruh output dari WRF Domain Wizard ini dapat langsung digunakan untuk running model WRF. Selanjutnya dilakukan proses running WRF (*real.exe* dan *wrf.exe*) dengan konfigurasi seperti pada Tabel 2.

Tabel 2. Konfigurasi dan setting model WRF yang dipakai dalam pengolahan

SKEMA MIKROFISIK	<i>Kessler</i>
SKEMA RADIASI GEL. PANJANG	<i>RRTM, CAM</i>
SKEMA RADIASI GEL. PENDEK	<i>Dudhia, CAM</i>
OPSI LAP. PERMUKAAN	MM5
OPSI PERMUKAAN DARAT	<i>NOAH Land Surface</i>
OPSI LAP. BATAS (PBL)	<i>Yonsei University (YSU)</i>
OPSI CUMULUS	<i>KF, BMJ, GD</i>
LANGKAH WAKTU INTEGRASI	90 detik

Tabel 3. Konfigurasi Skema Parameterisasi yang diuji

SKEMA NO.	KONVEKSI CUMULUS	RADIASI GELOMBANG PANJANG	RADIASI GELOMBANG PENDEK
SKEMA 1	KF	RRTM	Dudhia
SKEMA 2	KF	CAM	CAM
SKEMA 3	KF	CAM	Dudhia
SKEMA 4	KF	RRTM	CAM
SKEMA 5	BMJ	RRTM	Dudhia
SKEMA 6	BMJ	CAM	CAM
SKEMA 7	BMJ	CAM	Dudhia
SKEMA 8	BMJ	RRTM	CAM
SKEMA 9	GD	RRTM	Dudhia
SKEMA 10	GD	CAM	CAM
SKEMA 11	GD	CAM	Dudhia
SKEMA 12	GD	RRTM	CAM



Gambar 1. Setting domain menggunakan Domain Wizard pada proses WPS

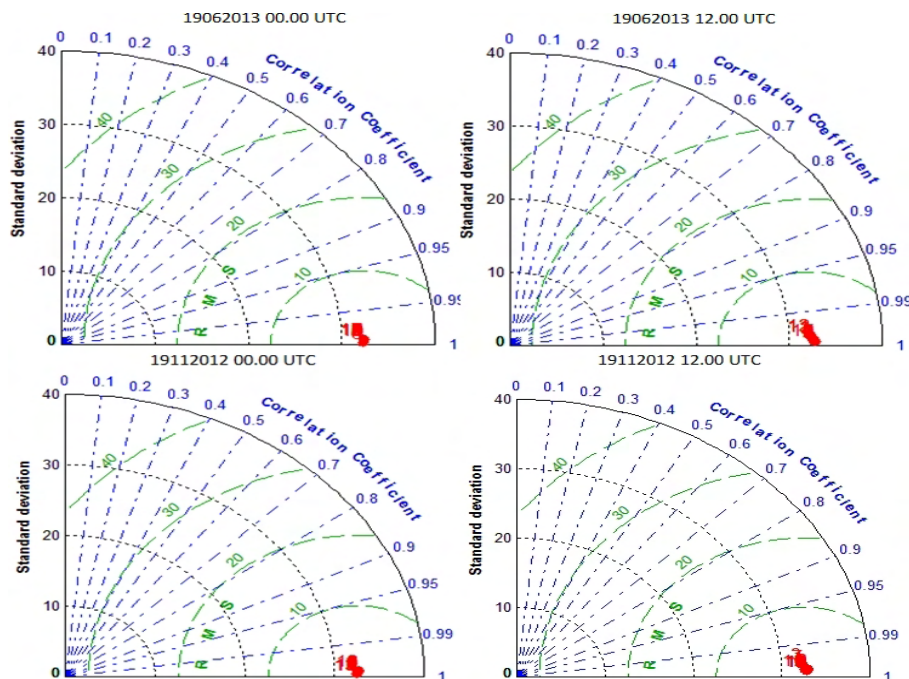
Untuk pencarian skema yang sesuai digunakan di Stasiun Meteorologi Kelas I Juanda-Surabaya, maka dalam proses pe-running-an kejadian hujan pada tanggal 19 Juni 2013 dan kejadian Cb menghasilkan TS pada 19 November 2012 digunakan konfigurasi skema parameterisasi sesuai dengan kajian pustaka yang diperoleh sebelumnya, yakni parameterisasi Cumulus sebanyak 3 skema (KF, BMJ, dan GD), parameterisasi radiasi gelombang panjang sebanyak 2 skema (RRTM dan CAM), serta parameterisasi radiasi gelombang pendek sebanyak 2 skema (Dudhia dan CAM). Sehingga total konfigurasi parameterisasi yang diuji sebanyak 12 skema.

Kemudian nilai output model untuk parameter suhu, angin, dan RH per lapisan tekanan hasil masing-masing skema dibandingkan dengan data observasi dari Stasiun Meteorologi Juanda untuk mencari konfigurasi skema yang paling sesuai. Selanjutnya untuk kemudahan mendapatkan skema yang paling sesuai dengan observasi ditinjau dari nilai statistik menggunakan diagram Taylor (Taylor, 2001). Untuk pemilihan konfigurasi skema dari nilai statistik dengan menggunakan dua metode identifikasi uniform dan stepwise (Evan, 2011). Pada pendekatan uniform, nilai statistik utama (korelasi) dihitung kemudian disortir menurun untuk mendapatkan konfigurasi skema terbaik dari nilai yang paling tinggi. Kemudian pada metode stepwise, pentingnya konfigurasi skema ditetapkan dengan mempertimbangkan keseluruhan nilai statistik yang didapat dari tiap-tiap konfigurasi skema parameterisasi.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Suhu Udara

Pada Gambar 2 ditampilkan hasil diagram taylor parameter suhu pukul 00.00 UTC untuk tanggal 19 November 2012 dan 19 Juni 2013.



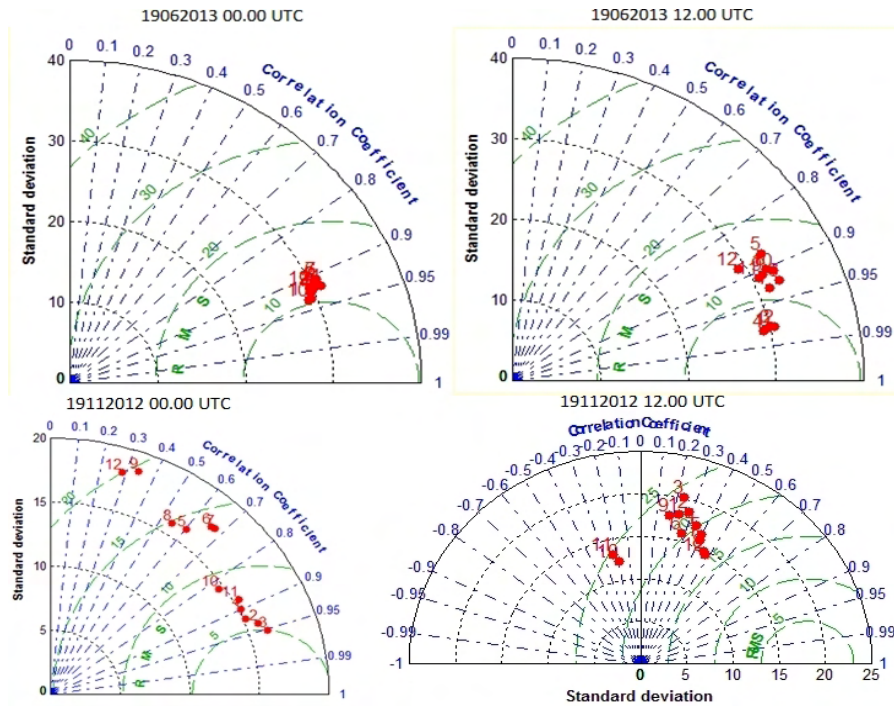
Gambar 2. Diagram Taylor parameter suhu udara pada 19 Juni 2013 (baris atas) dan 19 November 2012 (baris bawah) dengan konfigurasi skema KFRRTMDUD (1), KFCAMCAM (2), KFCAMDUD (3), KFRRTMCAM (4), BMJRRTMDUD (5), BMJCAMCAM (6), BMJCAMDUD (7), BMJRRTMCAM (8), GDRRTMDUD (9), GDCAMCAM (10), GDCAMDUD (11), GDRRTMCAM (12)

Dari diagram tersebut diketahui bahwa semua skema menunjukkan nilai statistik yang hampir seragam, dimana korelasi mencapai $> 0,99$ dengan RMSE antara $0-1$ °C. Sebaran nilai statistik yang ditampilkan pada diagram menunjukkan bahwa untuk parameter suhu

variasi nilai antar konfigurasi skema sangat kecil dan mendekati nilai observasi. Sehingga dari tampilan diagram tersebut diketahui bahwa perbedaan penggunaan konfigurasi skema pada model WRF untuk parameter suhu tidak begitu berpengaruh. Semua konfigurasi skema yang diuji dianggap mampu untuk merepresentasikan dan mewakili nilai parameter suhu udara secara vertikal di Stasiun Meterologi Juanda Surabaya.

Kelembaban Udara

Berbeda dengan parameter suhu di mana nilai statistik persebaran konfigurasi skema hampir seragam dan mendekati dengan nilai observasinya, pada parameter RH, nilai korelasi, standar deviasi, dan RMSE lebih beragam. Ini dapat dilihat pada diagram Taylor untuk parameter RH (Gambar 3).



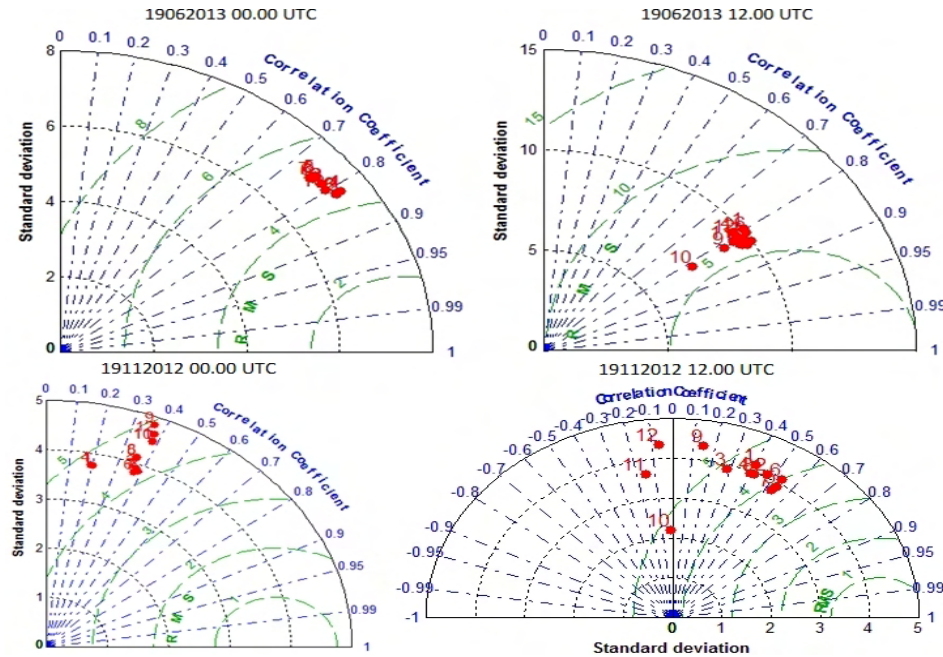
Gambar 3. Diagram Taylor parameter RH pada 19 Juni 2013 (baris atas) dan 19 November 2012 (baris bawah) dengan konfigurasi skema KFRRTMDUD (1), KFCAMCAM (2), KFCAMDUD (3), KFRRTMCAM (4), BMJRRTMDUD (5), BMJCAMCAM (6), BMJCAMDUD (7), BMJRRTMCAM (8), GDRRTMDUD (9), GDCAMCAM (10), GDCAMDUD (11), GDRRTMCAM (12)

Pada diagram tersebut diketahui bahwa nilai korelasi bervariasi dari 0,2 - 0,9 untuk pukul 00.00 UTC serta bernilai -0,3 sampai dengan 0,9 pada pukul 12.00 UTC. Ini artinya untuk parameter RH, perbedaan penggunaan skema konfigurasi parameterisasi berpengaruh.

Angin

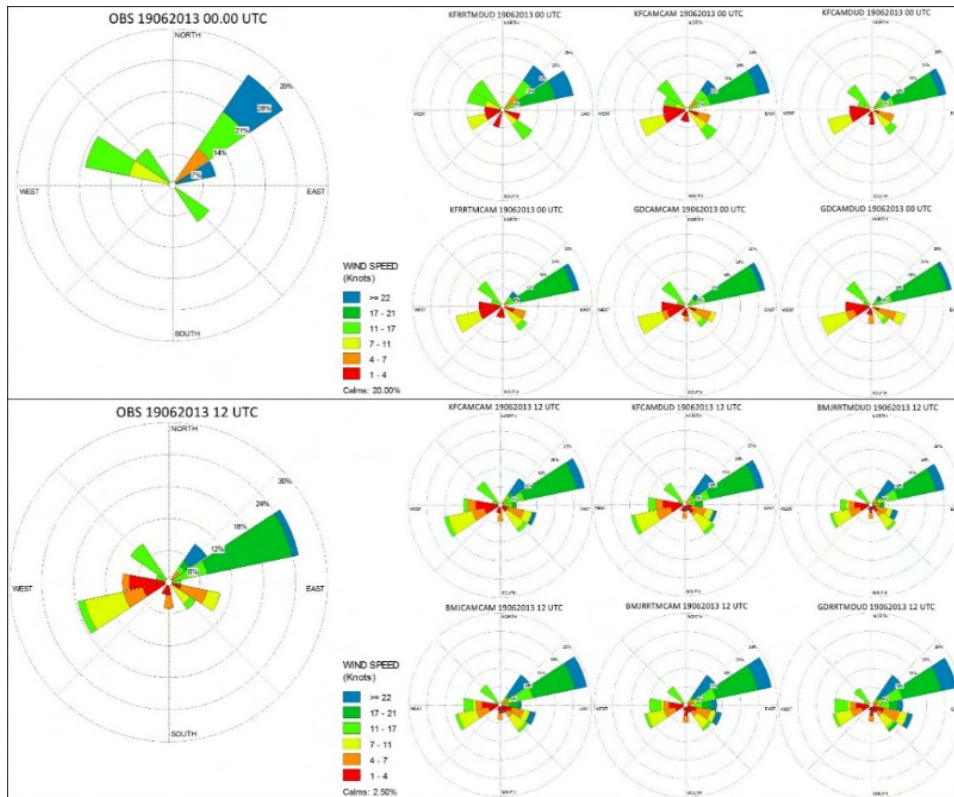
Gambar 4 merupakan diagram Taylor untuk parameter kecepatan angin, dimana untuk tanggal 19 Juni 2013 baik pukul 00.00 ataupun 12.00 UTC sebaran nilai statistiknya berada pada korelasi 0,7 - 0,9 dengan nilai RMSE antara 5 - 10 knot, dan nilai simpangan antara 6 - 10 knot. Semua konfigurasi berada pada posisi saling berdekatan satu-sama lain, yang artinya masing-masing output menghasilkan nilai statistik tidak jauh berbeda. Kecuali untuk skema GDCAMCAM pada pukul 12.00 UTC yang terlihat lebih jauh dibanding skema lainnya. Sehingga untuk tanggal ini pola sebaran konfigurasi belum dapat terlihat. Sedang untuk tanggal 19 November 2012 sebaran nilai statistik output model memang cukup jauh dari observasinya, bahkan antarskema pun menghasilkan output yang cukup berbeda. Namun hasil output model memperlihatkan pola bahwa perbedaan penggunaan parameterisasi berpengaruh terhadap angin. Pada pukul 00.00 UTC nilai korelasi hanya berkisar pada rentang 0,2 - 0,4 dimana simpangan berkisar pada 3 - 5 knot, dan RMSE

pada nilai 4 – 5 knot. Pada Gambar tersebut terlihat tiga kelompok yang membagi hasil konfigurasi skema berdasar parameterisasi Cumulusnya. Skema GD berada paling ujung dengan korelasi 0,3 - 0,4 dan simpangan terjauh antara 4 – 5 knot (nomor 9,10,11,12). Sedang KF berada pada nilai korelasi paling kecil yakni sekitar 0,2 (nomor 4), dan skema BMJ pada rentang korelasi sebesar GD namun memiliki simpangan yang lebih kecil, yakni sekitar 4 knot (nomor 5,6,7,8).



Gambar 4. Diagram Taylor parameter kecepatan angin pada 19 Juni 2013 (baris atas) dan 19 November 2012 (baris bawah) dengan konfigurasi skema KFRRTMDUD (1), KFCAMCAM (2), KFCAMDUD (3), KFRRTMCAM (4), BMJRRRTMDUD (5), BMJCAMCAM (6), BMJCAMDUD (7), BMJRRRTMCAM (8), GDRRTMDUD (9), GDCAMCAM (10), GDCAMDUD (11), GDRRTMCAM (12)

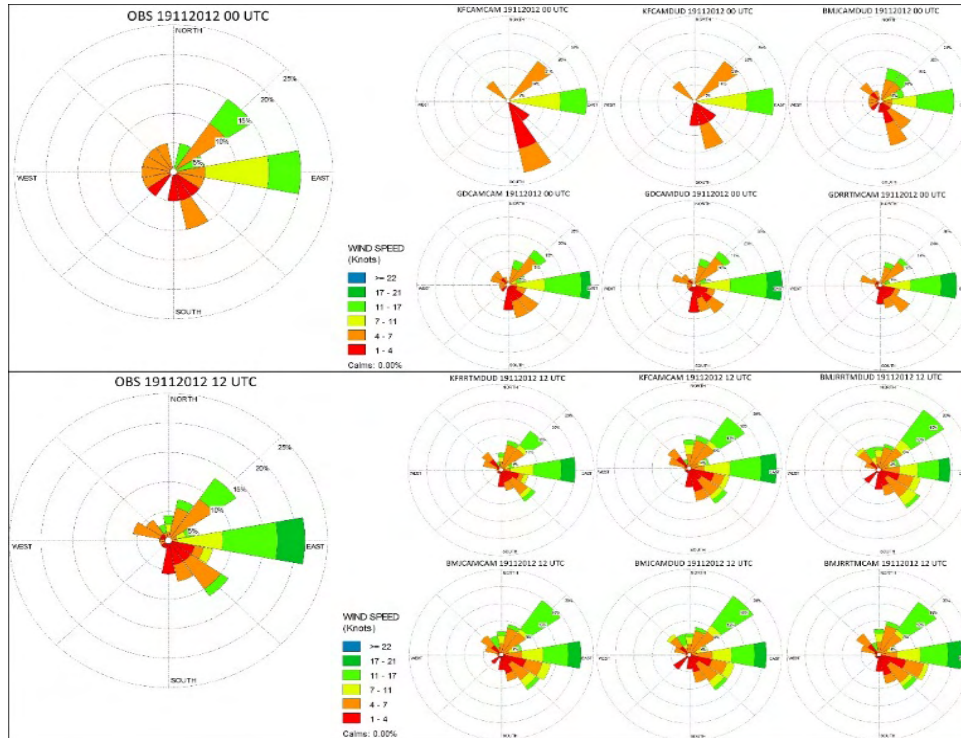
Pada Gambar 5 ditampilkan arah angin antara hasil observasi dengan output model pada tanggal 19 Juni 2013 jam 00.00 dan 12.00 UTC. Secara garis besar terlihat bahwa untuk arah angin per lapisan, hasil model dengan observasi tidak jauh beda. Terlihat dari hasil model dan observasi bahwa pada hari tersebut rata-rata angin per lapisan bertiup antara timur laut hingga timur. Namun arah angin yang dihasilkan model lebih bervariasi bila dibandingkan dengan observasi. Hanya konfigurasi skema KFRRTMDUD yang menunjukkan arah angin timur laut sebanyak 15%, diikuti KFCAMCAM sebesar 10%, dan skema lain bahkan < 10%. Rata-rata hasil output model pada pukul 00.00 UTC menunjukkan arah angin dari antara timur laut dengan timur. Sedang untuk pukul 12.00 UTC hampir keseluruhan hasil model dengan enam konfigurasi skema terbaik menunjukkan arah yang sama dengan yang dihasilkan observasi, yakni dari arah antara timur laut dan timur. Hasil observasi menunjukkan angka sebanyak 24% dari arah tersebut begitu pula dengan keseluruhan hasil model. Berbeda dengan hasil observasi pukul 00.00 UTC dimana arah angin hanya berasal dari empat penjurur, pada pukul 12.00 UTC arah angin lebih bervariasi baik dari hasil observasi maupun yang dihasilkan model. Namun secara keseluruhan pukul 12.00 UTC hasil output model lebih baik daripada pukul 00.00 UTC dengan skema KFCAMCAM paling mendekati observasi.



Gambar 5. Windrose berdasar ketinggian dari enam skema terbaik output model dengan hasil observasi pada tanggal 19 Juni 2013 pukul 00.00 UTC (atas) dan pukul 12.00 UTC (bawah)

Gambar 6 merupakan sebaran arah angin pada 19 November 2012 pukul 00.00 dan 12.00 UTC. Arah angin pada tanggal 19 November 2012 lebih bervariasi, bahkan pada pukul 00.00 UTC angin per lapisan hampir berarah dari segala penjuru. Namun secara keseluruhan baik dari hasil observasi maupun output model sebanyak 20% atau lebih angin berarah dari timur, diikuti dengan arah timur laut sebesar 10-15%.

Pada pukul 00.00 UTC terlihat bahwa hasil model enam konfigurasi skema terbaik menunjukkan arah dominan yang sama dengan observasi. Namun bila dibandingkan dengan observasi, maka konfigurasi skema KFCAMCAM menunjukkan arah angin yang lebih sedikit variasinya, dimana arah dominan sama dengan yang dihasilkan observasi yakni dari timur laut, timur, dan antara selatan dan tenggara. Kemudian diikuti KFCAMDUD yang menghasilkan arah angin hampir sama dengan KFCAMCAM, namun konfigurasi skema ini juga menunjukkan arah angin dari selatan. Sedang pada pukul 12.00 UTC arah angin yang dihasilkan model sangat mendekati observasi, dengan arah angin dominan sebesar 22% dari timur. Bila dibandingkan dengan skema lain, maka hasil output konfigurasi skema KFRRTMDUD dan KFCAMCAM merupakan yang paling mirip dengan observasi. Perbedaan hanya terjadi pada kecepatan angin yang dihasilkan. Ini artinya perbedaan penggunaan skema sangat berpengaruh terhadap arah angin.



Gambar 6. Windrose berdasar ketinggian dari enam skema terbaik output model dengan hasil observasi pada tanggal 19 November 2012 pukul 00.00 UTC (atas) dan pukul 12.00 UTC (bawah)

Pembahasan Konfigurasi Skema Paling Sesuai

Dari keseluruhan uraian yang dipaparkan pada subbab sebelumnya mengenai enam skema terbaik untuk tiap-tiap waktu dan parameter maka diketahui bahwa tidak ada satupun skema yang benar-benar bagus dalam menghasilkan output sesuai dengan observasi. Hal ini sesuai dengan penelitian Gallus dan Segal (2001) yang menyebutkan bahwa kesensitivitasan satu parameter tidak akan menghasilkan output yang lebih baik secara konsisten dibanding skema lain. Jarang sekali suatu konfigurasi skema atau parameterisasi menghasilkan nilai terbaik untuk semua parameterisasi dan /atau pada seluruh lokasi, sehingga pemilihan didasarkan pada keseluruhan aspek output model. Suatu konfigurasi skema diidentifikasi sebagai penghasil output terbaik ketika model diaplikasikan terhadap “kejadian terbaik/best case” (Borge, 2008).

Namun dengan menggunakan metode uniform dan stepwise dalam memilih konfigurasi skema, maka pada penelitian ini didapatkan skema KFCAMCAM sebagai skema yang paling banyak mendekati dengan hasil observasi. Skema ini selalu masuk dalam enam skema terbaik tiap parameter kecuali untuk suhu dan kelembaban udara pada 19 Juni 2013 pukul 12.00 UTC, serta cukup bagus untuk menghasilkan parameter angin, baik kecepatan maupun arah angin.

Pemilihan didasarkan pada parameter angin terlebih dahulu, sebab diantara ketiga parameter, parameter angin menunjukkan sebaran nilai statistik yang beragam dan menghasilkan pola antar konfigurasi skema. Selain itu dibandingkan analisis suhu, analisis mengenai angin (*streamline* ataupun *isotach*) lebih digunakan di daerah tropis, sebab gradien suhu relatif kecil dengan sedikit variasi (Ramage, 1995). Kemudian dilanjutkan dengan melihat hasil olahan dari parameter kelembaban udara. Pada parameter ini perbedaan penggunaan skema konfigurasi terlihat, namun untuk tanggal 19 Juni 2013 pukul 00.00 nilainya relatif sama untuk semua konfigurasi, begitu pula untuk parameter suhu. Sehingga ketika konfigurasi skema KFCAMCAM tidak masuk dalam dua parameter di hari tersebut, diasumsikan bahwa semua konfigurasi cukup mampu menghasilkan nilai mendekati observasi.

KESIMPULAN

Konfigurasi skema terbaik dari enam hari data *sample* selama musim peralihan November 2012 dan Juni 2013 yakni skema parameterisasi *Cumulus* KF dengan skema parameterisasi radiasi gelombang panjang CAM dan gelombang pendek CAM. Konfigurasi skema KFCAMCAM menjadi skema yang paling sesuai pada penelitian ini terkait dengan hubungan antarskema parameterisasi lainnya, misal skema PBL YSU (Hong dkk, 2006). Kajian yang dilakukan oleh Fei-Ji (2013) mengemukakan bahwa konfigurasi skema dengan menggunakan kombinasi skema parameterisasi PBL YSU dan parameterisasi *Cumulus* KF menghasilkan output yang sangat baik daripada output dengan kombinasi parameterisasi lainnya. Selain itu sesuai dengan penelitian yang pernah dilakukan oleh Flaounas (2011), skema KF mampu menghasilkan output untuk profil vertikal termodinamika di setiap lapisan mendekati observasi dikarenakan pemicu kenaikan parcel yang didasarkan pada gaya apung negatif, serta memperhitungkan keadaan untuk konveksi lemah (*shallow convection*).

Sensitifitas dari model terhadap parameterisasi radiasi tidak banyak mengubah kestabilan output (Tastula, 2010). Dari hasil olahan yang dilakukan juga diketahui bahwa nilai output yang dihasilkan parameterisasi radiasi hanya berbeda secara desimal antarskema. Penggunaan skema radiasi gelombang panjang yang berbeda lebih memberikan kontribusi daripada radiasi gelombang pendek. Hal ini dikarenakan algoritma parameterisasi gelombang pendek yang digunakan untuk model atmosfer dikembangkan dengan asumsi bahwa lapisan atmosfer adalah sejajar dan hanya dapat diaplikasikan pada kasus dimana lapisan atmosfer tertutup awan seluruhnya atau tanpa awan sama sekali (Chou, 1997). Skema radiasi CAM menyediakan representasi pertukaran fluks lebih akurat dari batas pantai, wilayah kepulauan dan tepian es dengan spesifikasi bagian kecil untuk tanah, es, dan lautan. Spesifikasi ini menyediakan mekanisme untuk menghitung perbedaan fluks yang dikaitkan dengan ketidakhomogenan tipe permukaan tanah (Collins, 2004). Mengingat wilayah Surabaya yang terdiri atas daratan disekitar lautan, maka penggunaan skema parameterisasi radiasi CAM paling sesuai untuk mewakili topografi wilayah ini.

DAFTAR PUSTAKA

- WMO. 2007. Aviation Hazard-Education Training Programme ETR-20. Secretary of World Meteorology Organization: Geneva.
- Tjasyono, Bayong H.K dan Harijono, Sri Woro B. 2006. Meteorologi Indonesia 2: Awan & Hujan Monsun. BMKG, Jakarta.
- Krollova, Sandra. 2011. Cumulus And Stratus Clouds Microstructure. Scientific Project "Centre of Excellence for Air Transport" ITMS 26220120065, Number 5, Volume VI. Slovakia.
- Bougeault, P., 1981: Modeling the trade-wind cumulus boundary layer. Part 1: Testing ensemble cloud relations against numerical data. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2414-2428.
- Betts, A. K., 1986: A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 677-691.
- Skarmarock, William C., et al. 2008. NCAR Technology Note-A Description of The Advance research WRF Version 3. National Centre for Atmospheric Research: Colorado
- Sulung, G., M. Priyanka, N. Saraswati, S. P. Nurfienna, R. Riccardo. 2011. Pengaruh Parameterisasi Kumulus terhadap Simulasi Angin Kencang di Makassar dengan Menggunakan WRF. *Jurnal ITB*, Bandung.
- Janjic, Z. I. 2000. Comments on "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models", *J. Atmos. Sci.*, 57, p. 3686.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, 43, 170-181.
- Gilliland, E. K., Clinton M. Rowe. 2009. A Comparison of Cumulus Parameterization Schemes in The WRF Model. Dept. of Geosciences, Univ. of Nebraska, Lincoln, NE.
- Ratna, S. B. 2013. Performance of the WRF Model in simulating the Tropical Temperate Troughs over southern Africa. Published online.
- Bukovsky, M., D. Karoly. 2009. Precipitation simulations using WRF as a nested regional climate model. *Journal Appl. Meteorology Climatology*, 48(10):2152-2159.



- Santriyani, Made., D. T. Octarina, B. J. Budaya, U. Choir, Suradi. 2011. Sensitivitas Parameterisasi Konveksi dalam Prediksi Cuaca Numerik Menggunakan model WRF-ARW (Studi Kasus Hujan Ekstrim di Jakarta tanggal 7 April 2009). Jurnal ITB, Bandung.
- Fadianika, A. 2014. Perbandingan Skema Parameterisasi Cumulus WRF Pada Simulasi Hujan Sangat Lebat di Surabaya. Jurnal, Jakarta.
- Grell, G. A., and D. Devenyi. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, 29(14), Article 1693.
- Baker, D., T. Downs, Mike Ku, W. Hao, Gopal S., M. Kiss, Matt J., D. Brown. 2010. Sensitivity Testing of WRF Physics Parameterizations for Meteorological Modeling and Protocol in Support of Regional SIP Air Quality Modeling in the OTROTC. WRF Protocol 3/11/10.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated k-model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), 16663–16682.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077–3107.
- Tastula, Esa M., Vihma T. 2011. WRF Model Experiments on the Antarctic Atmosphere in Winter. Published Online, pp 1279-1291.
- Mooney, P.A, F. J. Muligan, R. Fealy. 2013. Evaluation of the Sensitivity of the Weather Research and Forecasting Model to Parameterization Schemes form Regional Climates of Europe over the Period 1990–95. *Journal of Climate*, 26, pp. 1002-1017.
- Collins, W.D., P. J. Rash, B. A. Boville, J. J. Hack, J. R. McCaa, D. L. Williamson, J. T. Kiehl, B. Briegleb. 2004. Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 3.0). NCAR technical note, NCAR/TN-464?STR.
- Taylor, K.E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, 106, 7183-7192, 2001 (also see PCMDI Report 55 [online], <http://wwwpcmdi.llnl.gov/publications/ab55.html>).

DAMPAK PERUBAHAN IKLIM TERHADAP KEKERINGAN METEOROLOGIS DAN KESESUAIAN AGROKLIMAT JAGUNG DI PROVINSI NUSA TENGGARA BARAT

Nuga Putrantijo¹, I Wayan Suadnya² dan Muhammad Husni Idris³

ABSTRACT

Climate change was predicted will affect on drought and food crops suitability including mays as one of priority commodities in West Nusa Tenggara (NTB). However study on this matter has not been conducted previously. This paper describes the results of the study on Climate change impact on meteorological drought and mays agroclimate suitability in West Nusa Tenggara. The study carried out since July 2014 to January 2015; using down scaling data from regional Conformal Cubic Atmospheric Model (CCAM_CSIRO) with 14 square kilometer resolution. This data was utilised to calculate the areas affected by meteorological drought using Standardized Precipitation Index (SPI) method and mays agroclimate suitability in the future. The results of the study indicate that there is variation in rainfall as well as temperature in two different periods. Rainfall decrease about 30% - 40% in mid future (2040-2069) and about 10% - 20% in the future (2070-2099). Unlikely, temperature is predicted to increase about 1,1°C - 1,6°C in mid future and 2°C - 3,2°C in the future. This condition is predicted will affect the area which experience meteorological drought in the mid future, where about 22% - 29,4% become very drought meanwhile very wet area decrease about -17,39%, therefore corn agroclimate suitability is also predicted will decrease significantly. Mays agroclimate suitability level S1 decrease 5,3%; S3 decrease 10,5%; and N (not suitable) decrease about 54,7%. Contradictory, suitability level S2 increasing significantly about 74,8% in the mid future and in the future relative to baseline data 1971-2000.

Keywords: Climate Change, Mays, Drought and Agroclimate Suitability.

ABSTRAK

Perubahan iklim diprediksi berdampak pada kekeringan dan kesesuaian agroklimat berbagai tanaman pangan termasuk jagung yang merupakan komoditas unggulan di Nusa Tenggara Barat (NTB). Namun penelitian tentang hal ini belum pernah dilakukan sebelumnya. Paper ini menyajikan hasil penelitian mengenai dampak perubahan iklim terhadap kekeringan meteorologis dan kesesuaian agroklimat jagung di Provinsi Nusa Tenggara Barat. Penelitian ini dilaksanakan sejak bulan Juli 2014 sampai bulan Januari 2015 dengan menggunakan data hasil downscaling model iklim regional Conformal Cubic Atmospheric Model (CCAM_CSIRO) dengan resolusi 14 km. Hasil downscaling berisi data simulasi dan proyeksi iklim yang kemudian digunakan untuk menghitung luasan kekeringan meteorologis dengan metode Standardized Precipitation Index (SPI) serta kesesuaian agroklimat tanaman jagung di masa depan. Hasil penelitian menunjukkan bahwa terjadi variasi perubahan curah hujan pada mid future (2040-2069) dan future (2070-2099), dengan variasi penurunan sekitar 30% - 40% dan kenaikan sekitar 10% - 20%. Sementara itu terjadi peningkatan temperatur sekitar 1,1°C - 1,6°C pada mid future dan 2°C - 3,2°C pada periode future. Kondisi ini akan berdampak pada perubahan luasan wilayah yang mengalami kekeringan meteorologis pada mid future yaitu wilayah yang sangat kering meningkat 22% - 29,4% sementara itu luas wilayah sangat basah turun sekitar 17,39%. kelas kesesuaian agroklimat untuk tanaman jagung diproyeksikan mengalami penurunan signifikan dengan kesesuaian S1 (sangat sesuai) 5,3%; S3 (sesuai Marginal) menurun 10,5%; dan klasifikasi N (tidak sesuai) menurun sekitar 54,7% demikian pula untuk kelas kesesuaian S2 (cukup sesuai) luasannya meningkat tajam sekitar 74,8% pada periode 2040-2069 dan 2070-2099 relatif terhadap baseline 1971-2000.

kata kunci: Perubahan Iklim, Jagung, Kekeringan Meteorologis dan Kesesuaian Agroklimat.

¹Program Magister Pengelolaan Sumberdaya Lahan Kering Universitas Mataram

²Pusat Penelitian dan Pengembangan Pedesaan (P3P) Universitas Mataram

³Pusat Penelitian Sumber Daya Air dan Agroklimat (PUSLISDA) Universitas Mataram

e-mail: nuqaputrantijo@gmail.com

PENDAHULUAN

Perubahan iklim merupakan salah satu ancaman yang sangat serius terhadap sektor pertanian dan potensial mendatangkan masalah baru bagi keberlanjutan pangan dan sistem produksi pertanian (Haryono dan Las, 2011). Provinsi Nusa Tenggara Barat (NTB) merupakan salah satu wilayah Indonesia bagian Timur yang sangat rentan terhadap perubahan iklim (Trianasari, 2009; GTZ, 2010). Indikasi terjadinya perubahan iklim seperti, musim hujan yang berlangsung lebih pendek, meningkatnya frekuensi cuaca ekstrim, membuat sektor pertanian di NTB menjadi beresiko (Butler *et al.*, 2009).

Nusa Tenggara Barat (NTB) merupakan salah satu provinsi yang memprogramkan pengembangan 3 komoditi unggulan daerah melalui program PIJAR (Sapi, Jagung, Rumput laut), dimana salah satunya adalah komoditi jagung (Erawati *et al.*, 2011). Target produksi jagung NTB pada tahun 2011 sebesar 407 ribu ton dari lahan seluas 92.226 ha sedangkan produksi jagung tahun 2010 mencapai 305.551 ton dengan luas panen 88.579 ha dengan kelas produktivitas 36,52 kwintal per ha (BPS NTB, 2011). Potensi areal penanaman jagung mencapai 404.000 ha, namun yang baru dapat dikelola sekitar 97.000 ha. Hal ini, mengindikasikan bahwa pengelolaan jagung di NTB belum maksimal.

Menurut Suwardji dan Tejowulan (2002), pemerintah Provinsi NTB mengunggulkan jagung karena kelebihan jagung seperti berikut; di Indonesia Jagung merupakan komoditi tanaman pangan terpenting urutan ketiga dunia setelah gandum dan padi, memiliki daya saing tinggi baik secara lokal maupun nasional. Jagung memberikan pendapatan tinggi bagi petani, yaitu sekitar Rp. 6 – 8 juta/ha.

Meningkatnya temperatur rata-rata permukaan bumi secara global dalam lima puluh tahun terakhir diklaim memberi dampak negatif terhadap sumber air dan pertanian di Asia dan di beberapa negara berkembang (IPCC, 2007). Perubahan iklim mengakibatkan terjadinya penyimpangan curah hujan dimana ketika intensitas hujan rendah akan menyebabkan kekeringan secara meteorologis. Kekeringan agronomis, terjadi sebagai akibat kebiasaan petani memaksakan menanam jagung pada musim kemarau dengan ketersediaan air yang tidak mencukupi (Rahayu, 2011). Dampak nyata kekeringan antara lain produksi tanaman turun/puso bahkan tanaman mati sehingga merugikan petani, selain mengalami kerugian material maupun finansial dan juga akan mengancam ketahanan pangan nasional.

Berdasarkan skenario perubahan iklim, diprediksi bahwa pada akhir abad dua puluh satu, produksi jagung di Asia akan menurun disebabkan oleh meningkatnya karbondioksida (CO₂) yang mempengaruhi kesuburan tanah dan terbatasnya ketersediaan air (Murdiyarso, 2000). Putra dan Indradewa (2011) dalam penelitiannya menjelaskan bahwa peningkatan suhu udara di atmosfer sebesar 5°C akan diikuti oleh penurunan produksi padi sebesar 40% dan jagung 10%-30%. Penurunan produksi jagung di NTB selama 10 tahun terakhir lebih banyak disebabkan pengaruh nyata anomali iklim yang mengakibatkan banjir sehingga tanaman banyak terendam dan hasil panen turun (Boer dan Las, 2003), demikian juga dampak dari El Nino 1997 yang menyebabkan kekeringan panjang dan penurunan produksi jagung di Indonesia (Patridge *et al.*, 2002).

Kajian perubahan iklim di NTB telah dilakukan oleh CSIRO dan Universitas Mataram terkait strategi adaptasi perubahan iklim pada pola kehidupan masyarakat di NTB (Ripaldi, 2013). Dengan memanfaatkan data hasil metode *downscaling* model iklim regional yaitu *Conformal Cubic Atmospheric Model* (CCAM_CSIRO) dengan resolusi 14 km. Hasil *downscaling* berisi data iklim untuk mensimulasikan kondisi iklim sekarang (*present*) periode 1971-2000 sebagai *baseline* data dan proyeksi iklim masa depan periode 2040-2069 dan periode 2070-2099, kemudian digunakan untuk menghitung luasan kekeringan meteorologis dengan metode *Standardized Precipitation Index* (SPI) dan kesesuaian agroklimat tanaman jagung berdasarkan standar *Food Agricultural Organization* (FAO).

Dengan melihat perubahan dari curah hujan dan temperatur di masa depan penelitian ini diharapkan bisa menjawab apakah di wilayah NTB semakin bertambah atau berkurang wilayah yang mengalami kekeringan meteorologisnya juga kemudian apakah masih sesuai atau tidak untuk dikembangkan komoditas jagung sebagai program unggulan daerah NTB di masa depan.

Tujuan dari penelitian dampak perubahan iklim terhadap perubahan luasan wilayah kekeringan meteorologis dan kesesuaian agroklimat tanaman jagung di provinsi Nusa Tenggara Barat adalah :

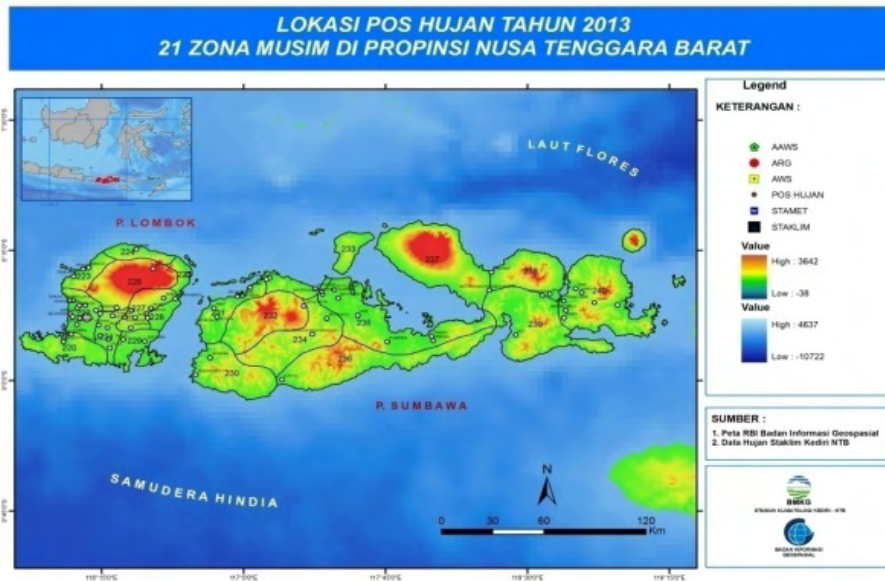
- Diperolehnya proyeksi iklim (curah hujan dan temperatur) di Nusa Tenggara Barat pada periode 2040-2069 dan 2070-2099.
- Diketahui luasan kekeringan meteorologis (SPI) pada periode 2040-2069 dan 2070-2099.
- Didapatkannya peta perubahan kesesuaian agroklimat untuk tanaman jagung di Provinsi NTB pada periode 2040-2069 dan 2070-2099.

Guna mendukung penelitian ini data yang digunakan adalah Data GCM (*Global Climate Model*), model iklim global ini sudah di *downscaling* tim CSIRO dan BMKG (Ripaldi, 2013). Adapun jenis model CCAM adalah *MK3.5*, *GFDLCM2.0*, *GFDLCM2.1*, *ECHAM.5MPI*, *HadCM3* dan *MIROC3.2* yang sudah di *downscaling* dengan CCAM menjadi resolusi 14 km oleh tim CSIRO-Unram.

Data lain yang digunakan adalah :

- Data lahan, lereng dan kemiringan lahan, sudah dalam bentuk *file shp*. sehingga akan mempermudah dalam proses pemetaan, sumber: BPTP NTB;
- Data observasi temperatur, sumber dari 4 stasiun BMKG : Mataram, Kediri, Sumbawa dan Bima untuk memvalidasi dan koreksi data hasil *running* model CCAM;
- Data luas areal penanaman jagung, sumber Dinas Pertanian provinsi NTB;
- Data curah hujan observasi 1971 - 2000 digunakan untuk memvalidasi nilai curah hujan hasil simulasi model CCAM, sumber data dari 50 pos hujan yang tersebar di sejumlah kecamatan di provinsi NTB;

Wilayah kajian pada penelitian provinsi Nusa Tenggara Barat dengan posisi 115°46' - 119°5' BT dan 8°10' - 9°5' LS. Dengan sebaran posisi pos hujan di seluruh wilayah provinsi NTB, bisa dilihat pada peta di Gambar 1 :



Gambar 1. Peta pos hujan di provinsi NTB

METODOLOGI

Metodologi yang digunakan dalam analisis data, sebagai berikut :

Validasi data model ECHAM.5MPI, hasil *downscaling* CCAM untuk mencari nilai korelasi (r) dan *Root Means Square Error* (RMSE) antara data observasi dan model periode 1971-2000.

Adapun formulasi dari *RMSE*, bisa dilihat pada persamaan berikut :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (M_n - O_n)^2} \dots\dots (1)$$

dimana :

RMSE = Root Mean Square Error, *M* = data model, *O* = data observasi, *N* = jumlah data
Sementara itu untuk menghitung korelasi digunakan persamaan berikut :

$$Corr = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (M_n - \bar{M})(O_n - \bar{O})}{\sigma_M \sigma_O} \dots (2)$$

dimana :

M = data model, *O* = data observasi, σ_M = standar deviasi model, σ_O = standar deviasi observasi

Sebelum digunakan sebagai masukan model APSIM terlebih dahulu dilakukan koreksi terhadap data model CCAM (curah hujan dan temperatur) dengan *statistic corrected method* (Smith, 2009 dalam Kirono *et al.*, 2011).

Untuk menghitung nilai koreksi data temperatur, digunakan persamaan berikut:

$$T_{corrected} = \bar{T}_{obs} + (T_{mod} - \bar{T}_{mod}) \frac{\sigma T_{obs}}{\sigma T_{mod}} \dots (3)$$

Dimana :

$T_{corrected}$ = suhu terkoreksi, \bar{T}_{obs} = suhu rata-rata observasi, T_{mod} = suhu model, \bar{T}_{mod} = suhu rata-rata model, σT_{obs} = standar deviasi suhu observasi, σT_{mod} = standar deviasi suhu

Sementara itu untuk koreksi data curah hujan digunakan persamaan berikut :

$$R_{corrected} = R_{mod} \times \frac{\bar{R}_{obs}}{R_{mod}} \dots\dots\dots (4)$$

Dimana :

$R_{corrected}$ = curah hujan terkoreksi, R_{mod} = curah hujan model, R_{obs} = curah hujan rata-rata observasi, \bar{R}_{obs} = curah hujan rata-rata model,

Untuk *display* spasial dibantu perangkat lunak (*Grid Analysis and Display System*) GRADS, secara visual akan terlihat perubahan curah hujan dan temperatur jangka menengah (*near future*) periode 2040-2069 dan jangka panjang (*future*) periode 2070-2099 dibandingkan data (*baseline*) periode 1971-2000 yang mewakili kondisi sekarang (*present*).

Metode yang digunakan dalam analisis kekeringan meteorologis pada kajian ini adalah menggunakan metode SPI (*Standardized Precipitation Index*) oleh McKee *et al.*, (1995). Metode ini merupakan model untuk mengukur kekurangan/defisit curah hujan pada berbagai periode berdasarkan kondisi normalnya. SPI dirancang untuk mengukur defisit curah hujan pada berbagai skala waktu 1, 3, 6, 12, 24 bulan, sesuai kebutuhan analisisnya dengan tujuan untuk mengetahui dan memonitoring kekeringan. Formulasi perhitungan SPI adalah sebagai berikut :

$$SPI = \frac{R_{ij} - \bar{R}_{im}}{\delta} \dots\dots\dots (5)$$

Dimana :

\bar{SPI} = *Standardized Precipitation Index*, R_{ij} = data hujan observasi, \bar{R}_{im} = Data Rata- Rata Hujan, δ = Standar Deviasi

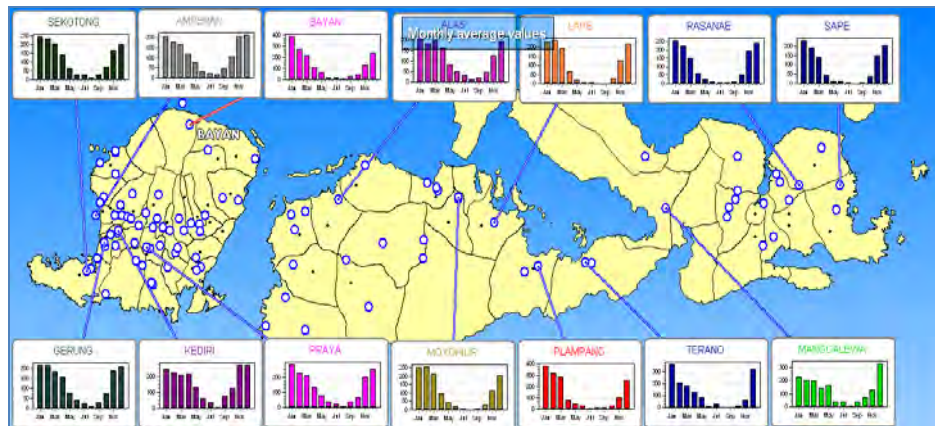
Analisis kelas kesesuaian agroklimat dengan memperhitungkan tiga faktor yaitu : tanah, topografi dan iklim. Analisis kelas kesesuaian agroklimat dianalisis dengan metode *Simple Limitation Approach* (SLA). Metode ini bisa menggambarkan kelas kesesuaian agroklimat suatu tanaman ke dalam 4 kelas (FAO, 2004).

Konsep yang digunakan adalah hukum *Liebig's* dimana jika salah satu faktor pembatas utama tidak sesuai, hal ini akan mengakibatkan pertumbuhan tanaman terhambat meskipun

faktor lainnya terpenuhi sehingga kelas kesesuaian suatu tanaman menjadi turun kelasnya (Paris, 1992, Ritung *et al.*, 2007)

HASIL DAN PEMBAHASAN

Berdasarkan rata-rata curah hujan dari pos-pos hujan periode di NTB rata-rata curah hujan tahunan bervariasi berkisar (1000-2000) mm/tahun dimana curah hujan maksimum terjadi di periode Desember-Februari dan curah hujan minimum terjadi di bulan Juni-September (BMKG, 2008). Curah hujan tertinggi terjadi di Pulau Lombok sekitar (1200-1700) mm/tahun, sementara itu di Pulau Sumbawa curah hujan semakin berkurang dengan rata-rata (1000-1400) mm/tahun. Hal ini seperti yang diilustrasikan pada Gambar 2.



Gambar 2. Grafik Rata-Rata Curah Hujan Bulanan di NTB (1971-2000)

Berdasarkan grafik pola hujan di NTB termasuk tipe muson, dengan satu puncak musim hujan sekitar Desember-Februari dan mempunyai batas yang jelas antara musim hujan dan musim kemarau. Secara klimatologi musim kemarau di wilayah NTB lebih banyak dipengaruhi oleh angin Timuran yang berasal dari daratan Australia yang bergerak menuju benua Asia. Aldrian, (2003) menyatakan bahwa masa udara kering dari Australia mulai bertiup menuju Indonesia sekitar bulan Mei, akibatnya *Inter Tropical Convergence Zone* (ITCZ) melemah, kondisi ini menyebabkan pertemuan masa udara di sekitar ekuator berkurang sehingga menjadi indikasi awal musim kemarau di sebagian besar wilayah Indonesia.

Variasi musim di NTB sebagai daerah yang berada di selatan *equator* juga sangat dipengaruhi oleh fenomena *ENSO* (*El Nino Southern Oscillation*). Siklus *ENSO* lebih banyak dipengaruhi oleh variasi suhu muka laut di wilayah Pasifik Tengah (Coll dan Whitaker, 1990). Menurut Rauniyar dan Walsh (2011) di Indonesia dampak *ENSO* sangat bervariasi tergantung posisi geografis, besarnya pulau, dan topografi lokal.

Dampak dari fenomena *El Nino* terhadap musim di NTB umumnya terjadi penurunan curah hujan dengan kisaran 50-100 mm dari normal curah hujan bulanan. Menurut Kirono *et al.*, (1999) mengidentifikasi awal musim kemarau akan datang lebih awal dan awal musim hujan terjadi sebaliknya sebagai dampak dari *El Nino* di Indonesia. Pada kasus *El Nino* tahun 1997/1998 di sebagian besar wilayah Timur Indonesia termasuk NTB, awal musim kemarau di wilayah tersebut rata-rata lebih maju sekitar 20-30 hari dan awal musim hujannya mundur sekitar 60 hari. Dampak lain terhadap sektor pertanian adalah kekeringan panjang dan penurunan produksi pertanian, kasus penurunan produksi jagung di NTB pada *El Nino* tahun 1986/1987 dan 1997/1998 sekitar 20%-60% dari rata-rata panen tahunannya.

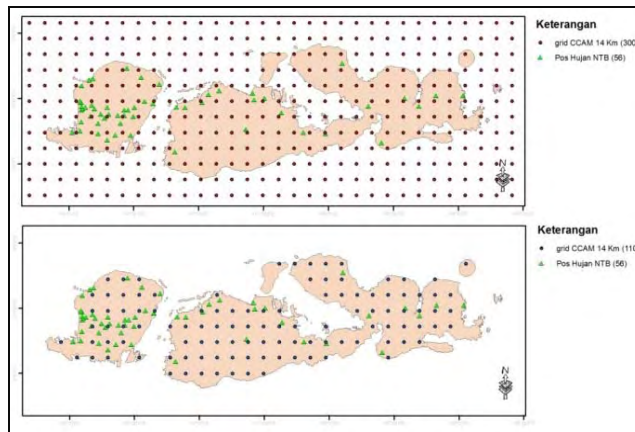
Validasi data model dilakukan dengan uji statistik. Metode statistik ini digunakan untuk memilih model iklim yang mempunyai korelasi tinggi ($r > 0,5$) dan *RMSE* yang kecil. Validasi model CCAM sebelumnya sudah dilakukan oleh Katzfey *et al* (2010) dan Ripaldi (2013).

Berdasarkan uji statistik curah hujan tahunan terhadap beberapa model iklim periode 1971-2000, didapatkan hasil seperti Tabel 1 berikut :

Tabel 1. Hasil Uji Statistik 6 Model CCAM

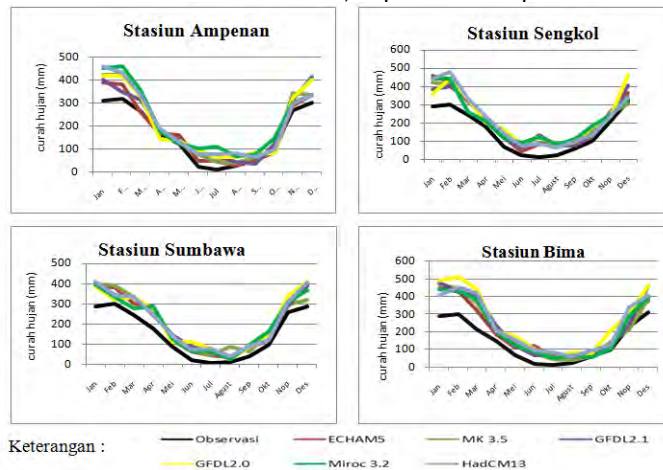
No	Model	RMSE	Korelasi
1	ECHAM.5MPI	136,4	0,59
2	GFDLCM 2.1	143,5	0,57
3	GFDLCM 2.0	144,57	0,52
4	Had CM 3	146,3	0,57
5	MIROC 3.2	148,3	0,51
6	MK 3.5	143,4	0,6

Nilai RMSE terkecil adalah model ECHAM.5MPI sekitar 136,4 dengan nilai korelasi ($r = 0,59$). Berdasarkan hasil uji statistik di atas dipilih model ECHAM.5MPI karena secara korelasi secara umum relatif sama dimana nilai (r) sekitar 0.6 namun dari segi RMSE kelas error paling kecil adalah ECHAM 5 MPI. Kemudian uji statistik terhadap data model iklim dipilih 4 stasiun yang mewakili provinsi NTB, Secara spasial sebaran pos hujan observasi dan sebaran grid CCAM terlihat pada Gambar 3 berikut ini.

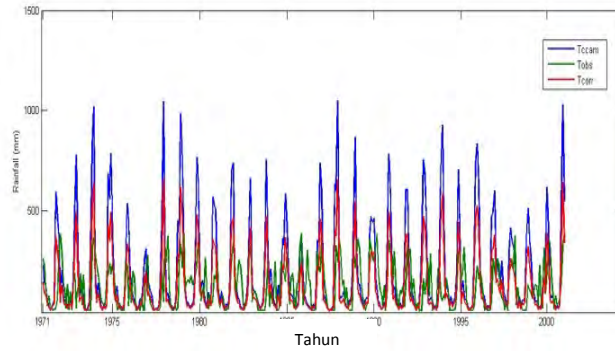


Gambar 3. Peta Komposit grid CCAM 14 km dengan pos hujan

Berikut ini adalah hasil perbandingan antara beberapa model iklim global yang digunakan dalam CCAM dengan data curah hujan observasi dari 4 stasiun terpilih yang mewakili Nusa Tenggara Barat yaitu daerah Ampenan dan Sengkol mewakili Pulau Lombok kemudian Sumbawa dan Bima mewakili Pulau Sumbawa, seperti terlihat pada Gambar 4 berikut :

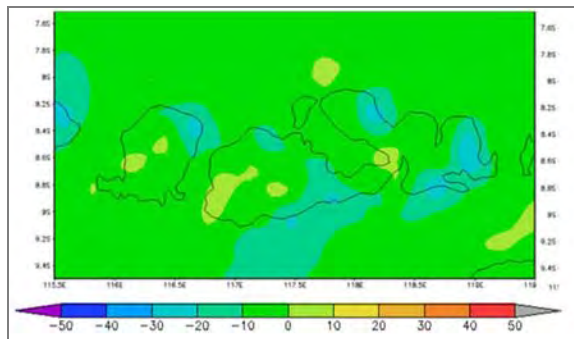


Gambar 4. Grafik perbandingan pola hujan, data model dan observasi 1971-2000



Gambar 5. Grafik Perbandingan curah hujan bulanan di NTB 1971-2000

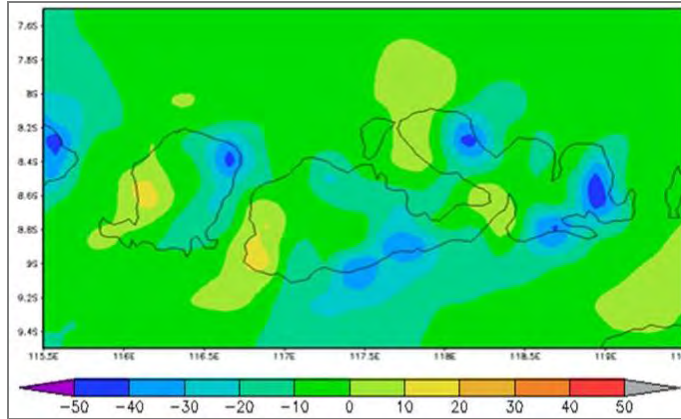
Berdasarkan perbandingan peta curah hujan periode *mid future* (2040-2069) terhadap periode *present* (1971-2000) terjadi variasi sebaran perubahan curah hujan di masa mendatang di Nusa Tenggara Barat. Perubahan curah hujan pada periode tersebut cukup bervariasi ada yang mengalami kenaikan dan ada yang mengalami penurunan curah hujan. Peta perubahan curah hujan disajikan berikut ini.



Gambar 6. Perubahan curah hujan periode *Mid Future* – *Present* (2040-2069)

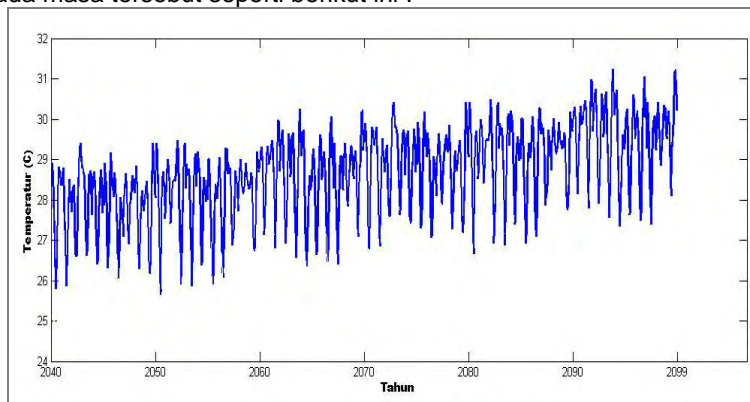
Hasil analisis perubahan curah hujan untuk periode *mid future* (2040-2069) terlihat bahwa perubahan curah hujan pada periode tersebut bervariasi, diproyeksikan perubahan curah hujan pada periode *mid future* (2040-2069) terhadap periode *present* (1971-2000), bervariasi sekitar -30%-20% dari rata-rata bulannya. Penurunan curah hujan sekitar 20%-30% diprediksi akan terjadi di wilayah Lombok bagian Timur dan Sumbawa bagian Selatan dan Bima bagian Timur. Beberapa daerah diprediksi akan mengalami peningkatan curah hujan sampai dengan 10% akan terjadi di Lombok bagian Barat, Sumbawa bagian Barat Daya.

Hasil analisis perubahan curah hujan untuk periode *future* (2070-2099) terlihat perubahan curah hujan periode tersebut variasinya semakin besar, diproyeksikan perubahan curah hujan pada periode *future* (2070-2099) terhadap periode *present* (1971-2000), bervariasi sekitar -40%-20% dari rata-rata bulannya. Penurunan curah hujan sekitar 30%-40% diprediksi akan terjadi di wilayah Lombok bagian Timur, Sumbawa bagian Selatan dan Sumbawa bagian Timur. Beberapa daerah diprediksi akan mengalami peningkatan curah hujan sekitar 10%-20% akan terjadi di Lombok bagian Barat, Sumbawa bagian Barat Daya serta Bima.



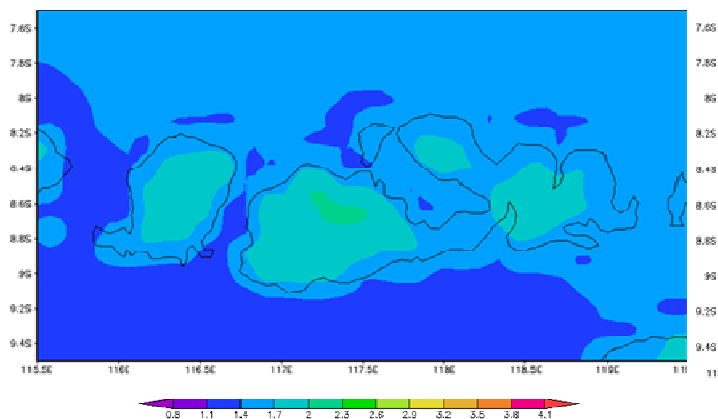
Gambar 7. Perubahan curah hujan Future – Present (2070-2099)

Peningkatan konsentrasi CO₂ dianggap sebagai penyebab peningkatan rata-rata temperatur global sehingga diprediksi akan menaikkan temperatur dimasa 2040-2099, proyeksi temperatur pada masa tersebut seperti berikut ini :



Gambar 8. Proyeksi temperatur 2040-2099

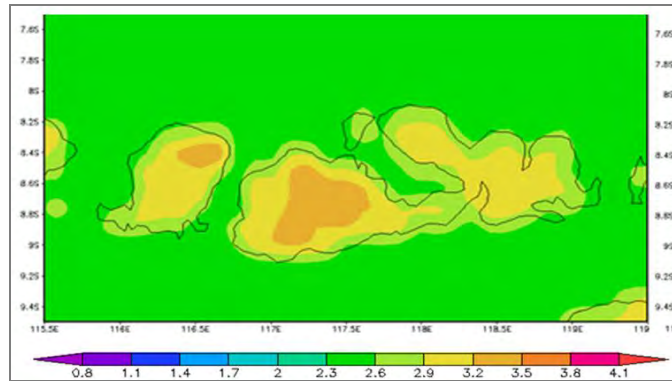
Berdasarkan berbagai skenario SRES, IPCC menyatakan bahwa prediksi temperatur yang dianggap terbaik untuk akhir abad ke-21 sekitar 1,8°C–4,0°C, rentang peningkatan tersebut diyakini akan berdampak terhadap kehidupan manusia termasuk pertanian dimasa yang akan datang (IPCC, 2007). Berdasarkan hasil proyeksi temperatur untuk periode 2040-2099 terlihat adanya *trend* kenaikan rata-rata temperatur dibandingkan rata-rata temperatur periode *present* (1971-2000).



Gambar 9. Perubahan temperatur (2040-2069)

Handoko *et al.*, (2008) menyatakan bahwa tanpa intervensi berupa upaya adaptasi, produksi jagung akan mengalami penurunan berkisar 10,5%-19,9% pada tahun 2050 akibat kenaikan temperatur. Analisis perubahan temperatur periode *mid future* (2040-2069) dibandingkan pada periode *present* (1971-2000), secara spasial terlihat perubahan temperatur rata-rata di wilayah NTB, dengan peningkatan berkisar 1,1°C–2,0°C (Gambar 9). Peningkatan rata-rata temperatur yang mendominasi wilayah NTB, dengan sebaran perubahan temperatur tertinggi terjadi Lombok bagian Tengah bergerak ke arah Lombok bagian Timur dan Sumbawa bagian Barat, serta Bima.

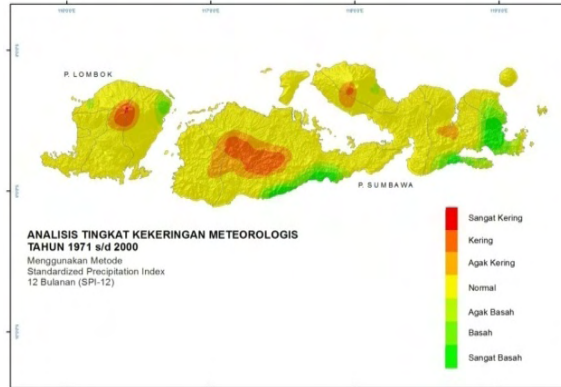
Hasil proyeksi perubahan periode *future* (2070-2099) dibandingkan pada periode *present* (1971-2000), menunjukkan sebaran kenaikan temperatur di daerah NTB yang relatif sama, perubahan temperatur rata-rata di wilayah NTB meningkat berkisar 2,0°C–3,2°C, kenaikan temperatur makin meluas baik di pulau Lombok maupun pulau Sumbawa terutama bagian Barat dan Timur. Kenaikan temperatur tertinggi terjadi di wilayah Lombok bagian Utara dan Sumbawa bagian Tengah dan Barat. Dengan kenaikan temperatur yang relatif tinggi dan merata tentu akan mempengaruhi pada kelas kekeringan meteorologis dan kesesuaian agroklimat tanaman jagung dimasa depan. Perubahan temperatur pada periode *future* (2070-2099) disajikan pada Gambar 10 di bawah ini :



Gambar 10. Perubahan temperatur future (2070-2099)

Perubahan temperatur pada periode *mid future* (2040-2069) dan periode *future* (2070-2099) terlihat bahwa terjadi kenaikan temperatur yang cukup signifikan pada periode *mid future* (2040-2069) sekitar 1,1°C–2,0°C dan pada periode *future* (2070-2099) sekitar 2,0°C–3,2°C. Kekeringan meteorologis sebagai akibat menurunnya curah hujan merupakan indikasi awal terjadinya kekeringan di suatu wilayah, sehingga perlu dilakukan analisa untuk mengetahui kelas kekeringan yang terjadi. Kekeringan meteorologis (*Meteorological Drought*) berkaitan dengan besaran curah hujan yang terjadi berada di bawah kondisi normalnya pada suatu musim yang akan berdampak langsung pada kekeringan pertanian (*Agricultural Drought*) yang berkaitan dengan berkurangnya curah hujan, defisit air tanah serta berkurangnya cadangan air atau bendungan yang diperlukan untuk irigasi.

Berdasarkan analisa kekeringan menggunakan metode *Standardized Precipitation Indeks* (SPI) periode 12 bulanan, wilayah kekeringan meteorologis justru banyak terjadi di daerah perbukitan dan sekitar wilayah gunung. Kekeringan tersebut merekondisikan anomali curah hujan yang terjadi selama periode 1971-2000 dibandingkan dengan rata-rata periode tahun tersebut. Berdasarkan hasil pemetaan secara spasial untuk periode *present* (1971-2000) terlihat bahwa wilayah NTB secara umum didominasi oleh kelas kekeringan meteorologis kategori Normal sebesar 26,1% dan Agak Kering sebesar 17,4 % dari total luasan wilayah NTB, namun demikian selain kekeringan, sebagian wilayah NTB juga mengalami kelas kebasahan yang cukup tinggi (sangat basah) sebesar 17,4 % terutama Lombok bagian Timur Laut, Sumbawa bagian Selatan dan Bima Timur.



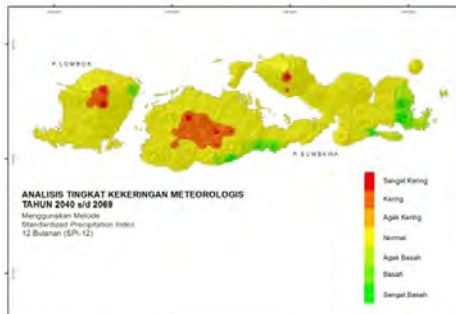
Gambar 11. Peta Kekeringan Meteorologis Periode Present (1970-2000)

Pada periode ini kekeringan meteorologis lebih banyak terjadi di daerah pegunungan, hal ini dikarenakan anomali curah hujan atau penyimpangan curah hujan lebih sering terjadi di daerah pegunungan dan berbukit karena perbedaan topografi menyebabkan variasi hujan di NTB pada periode ini sangat kontras. Luasan kekeringan meteorologis tahunan dengan metode SPI bisa dilihat pada Tabel 2 berikut :

Tabel 2. Luasan Kekeringan Meteorologis (SPI) periode 1971-2000

Kriteria SPI	Luasan Kekeringan	
	ha	%
1. Sangat Kering	43.811,2	2,2
2. Kering	350.489,6	17,4
3. Agak Kering	350.489,6	17,4
4. Normal	525.734,3	26,1
5. Agak Basah	175.244,8	8,7
6. Basah	219.056	10,9
7. Sangat Basah	350.489,6	17,4

Berdasarkan hasil pemetaan secara spasial untuk periode *mid future* (2040-2069) terlihat bahwa kekeringan meteorologis di wilayah NTB mengalami perubahan cukup signifikan hal ini ditandai oleh peningkatan luas tingkat kering sebesar 21,2% dan sangat kering sebesar 24,2% dari total wilayah NTB, yang menarik adalah wilayah yang mengalami tingkat basah dan sangat basah juga meningkat persentasenya meskipun tidak terlalu signifikan naik menjadi 15,2% dan 18,2 % dari periode *present* (1971-2000) yang sebelumnya 10.9% dan 17,4% dengan wilayah yang relatif tetap tapi luasannya meningkat terutama Lombok bagian Timur Laut Sumbawa bagian Selatan dan Bima bagian Timur, terlihat pada Gambar 12 berikut :



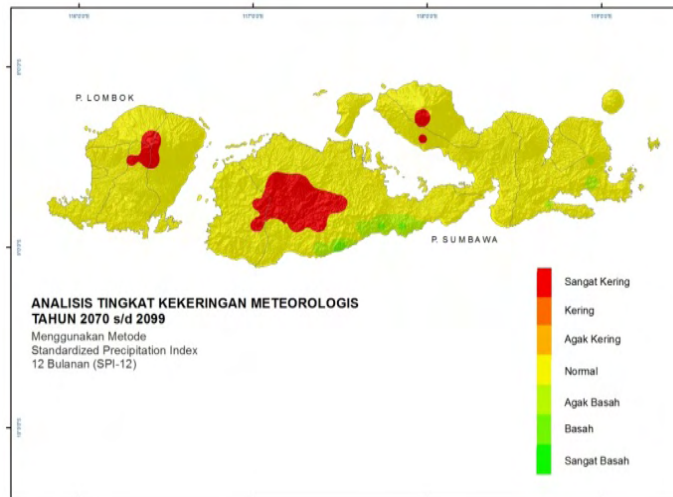
Gambar 12. Peta Proyeksi Kekeringan Meteorologis Periode Mid Future(2040-2069)

Meningkatnya presentase luasan kekeringan dan kebasahan pada periode ini, lebih banyak disebabkan oleh variasi hujan pada periode *mid future* (2040-2069) terjadi perubahan yang sangat bervariasi yaitu kenaikan curah hujan sekitar 10% namun demikian pada periode tersebut diproyeksikan curah hujan menurun 20-30%, hal ini tentunya akan mempengaruhi tingkat anomali curah hujan. Ada beberapa wilayah yang mengalami kekeringan dan ada beberapa wilayah yang mengalami kebasahan, sehingga ada dampak negatif yang mengakibatkan pengaruh terhadap kondisi kekeringan di suatu wilayah, tidak hanya pada kekeringan meteorologis bahkan hidrologis bagi daerah daerah yang secara klimatologi merupakan lahan kering, namun bagi lahan irigasi kekeringan meteorologis ini adalah warning agar segera digunakan peranan irigasi untuk menolong kondisi lahan yang sudah krisis air. Luasan Kekeringan Meteorologis pada periode *mid future* (2040-2069) bisa dilihat pada Tabel 3 berikut :

Tabel 3. Luasan Kekeringan Meteorologis (SPI) periode (2040-2069)

Kriteria SPI	Luasan Kekeringan	
	ha	%
1. Sangat Kering	487.706,2	24,2
2. Kering	427.246,8	21,2
3. Agak Kering	0	0
4. Normal	60.459,5	3
5. Agak Basah	306.327,9	15,2
6. Basah	366.787,3	18,2
7. Sangat Basah	366.787,3	18,2

Berdasarkan hasil pemetaan secara spasial untuk periode *future* (2070-2099) terlihat bahwa wilayah NTB yang mengalami kekeringan meteorologis kategori sangat kering semakin meningkat luasannya sebesar 63.436,5 ha atau sekitar 31,6%, kekeringan meteorologis masih terjadi di wilayah Lombok bagian Tengah terutama daerah Gunung Rinjani, Sumbawa bagian Tengah dan sekitar Tambora, untuk wilayah yang mengalami kelas agak basah semakin menurun luasannya; hanya terjadi di Sumbawa bagian Selatan dan beberapa wilayah di Bima bagian Timur, sekitar 159.209,9 ha atau 7,9%. Secara spasial kekeringan meteorologis pada periode *future* (2070-2099) terlihat di Gambar 13 berikut :



Gambar 13. Peta Proyeksi Kekeringan Meteorologis Periode Future (2070-2099)

Meningkatnya prosentase luasan kekeringan pada periode ini, banyak disebabkan oleh variasi hujan pada periode *future* (2070-2099), terjadi perubahan yang semakin variatif yaitu kenaikan curah hujan sekitar 20% namun demikian pada periode tersebut diproyeksikan curah hujan menurun 20%-40% dari rata-rata tahunannya, hal ini tentunya akan mempengaruhi tingkat anomali curah hujan. Beberapa wilayah yang diproyeksikan akan

mengalami kekeringan adalah wilayah Lombok bagian Tengah, Sumbawa bagian Tengah dan sekitar Tambora. Pada periode *future* (2070-2099) wilayah yang akan mengalami kebasahan justru semakin menurun, pada periode ini tingkat kekeringan lebih ekstrim lagi sehingga memberikan dampak negatif terhadap kekeringan meteorologis yang selanjutnya akan berdampak pada kekeringan agronomi bahkan hidrologis bagi daerah-daerah yang secara klimatologi sudah dalam kondisi lahan kering, namun bagi lahan irigasi kekeringan meteorologis ini adalah warning agar segera digunakan peranan irigasi untuk menolong kondisi lahan yang sudah kekurangan sumber air.

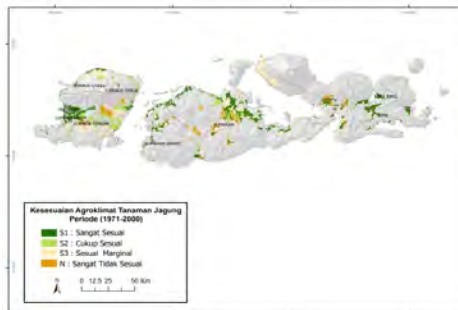
Luasan tingkat kekeringan meteorologis periode *future* (2070-2099) seperti ditunjukkan pada Tabel berikut :

Tabel 4. Luasan Kekeringan Meteorologis (SPI) periode (2070-2099)

Kriteria SPI	Luasan Kekeringan	
	ha	%
1. Sangat Kering	636.436,5	31,6
2. Kering	53.002,8	2,6
3. Agak Kering	159.008,4	7,9
4. Normal	477.226,6	23,7
5. Agak Basah	530.430,9	26,3
6. Basah	159.209,9	7,9
7. Sangat Basah	0	0

Perubahan luasan wilayah yang mengalami tingkat kekeringan dan kebasahan pada *mid future* (2040-2069) dari wilayah yang sangat kering yang semula seluas 43.811,2 ha, semakin meluas menjadi 443.895 atau naik 22% relatif terhadap kekeringan periode *present*, dan semakin meluas lagi pada periode *future* (2070-2099) menjadi 592.625,3 ha atau naik sekitar 29,41 % relatif terhadap kondisi *present*. Hal yang kontradiktif justru terjadi pada wilayah yang mengalami tingkat sangat basah yang semula seluas 350.489,6 pada periode *present* (1971-2000) luasannya sempat meningkat 16.297,8 ha atau meningkat 0,8 %, namun demikian untuk tingkat sangat basah, luasannya justru semakin menurun tajam dengan selisih luasan sekitar -350.489 ha atau menurun sekitar -17,39% dibanding periode *present* (1971-2000).

Dalam analisis kesesuaian agroklimat ada lima parameter yang diperhitungkan yaitu : data iklim meliputi curah hujan dan temperatur; data non iklim meliputi tekstur tanah, irigasi, kemiringan tanah, topografi dan jenis tanaman. Data curah hujan dan temperatur yang digunakan adalah data hasil *downscaling ECHAM.5MPI*. Analisis kelas kesesuaian agroklimat tanaman jagung dibagi kedalam tiga periode waktu yaitu periode *present* (1971-2000) sebagai informasi kondisi masa kini, periode *mid future* (2040-2069) untuk jangka menengah dan periode *future* (2070-2099), untuk jangka panjang. Selanjutnya untuk informasi spasial tentang gambaran kondisi kesesuaian agroklimat tanaman jagung pada masing-masing periode akan disajikan dalam bentuk peta kesesuaian agroklimat. Berikut ini adalah peta kesesuaian agroklimat tanaman jagung periode baseline (1971-2000).



Gambar 15. Peta kesesuaian agroklimat jagung (1971-2000)

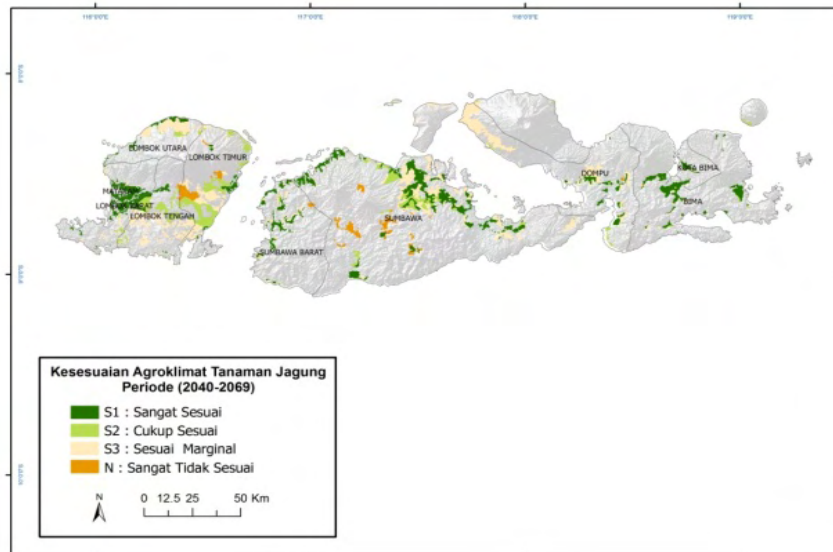
Tanaman jagung akan tumbuh dan berkembang dengan baik di NTB dan bisa dipanen hampir sepanjang tahun. Periode panen jagung yang optimal di NTB umumnya sekitar bulan Maret dan April (Swastika *et al.*, 2004). Khususnya jagung di daerah tropis yang bisa tumbuh dengan baik di daerah non tropis juga. Lingkungan yang dibutuhkan akan dihadapkan dengan jenis tanah. Namun demikian, untuk pertumbuhan yang optimal, jagung membutuhkan syarat dan pendukung khususnya yang baik seperti temperatur dan curah hujan. Tanaman juga membutuhkan air yang cukup pada saat masa pembungaan dan fase pengisian biji.

Swastika *et al.*, (2004) menerangkan bahwa jagung merupakan salah satu sumber pendapatan bagi provinsi Nusa Tenggara Barat. Jagung akan tumbuh dengan baik sepanjang tahun dengan rata-rata hujan bulanan sekitar 100-125 mm/bulan. Hasil analisis kesesuaian agroklimat untuk periode *present* (1971-2000) seperti pada Tabel 5. berikut :

Tabel 5. Kelas kesesuaian agroklimat jagung periode *present* (1971-2000)

Kelas	Luas sawah	
	%	Ha
S1 (Sangat Sesuai)	14,9	82.242,4
S2 (Cukup Sesuai)	40,4	223.229,4
S3 (Sesuai Marginal)	17,6	96.928,5
N (Tidak Sesuai)	27,1	149.798,7

Berdasarkan hasil analisis sebelumnya, dengan adanya perubahan curah hujan dan temperatur pada periode *mid future* (2040-2069), bahwa diprediksi terjadi perubahan curah hujan yang bervariasi, penurunan sekitar 30% dan kenaikan 10% dari rata-rata bulannya, sedangkan kenaikan temperatur berkisar 1,1°C–1,6°C, hal ini tentu akan berdampak pada kesesuaian agroklimat jagung untuk periode tersebut, gambaran klasifikasi kesesuaian agroklimat jagung di NTB untuk periode *mid future* 2040-2069 disajikan pada Gambar 16.



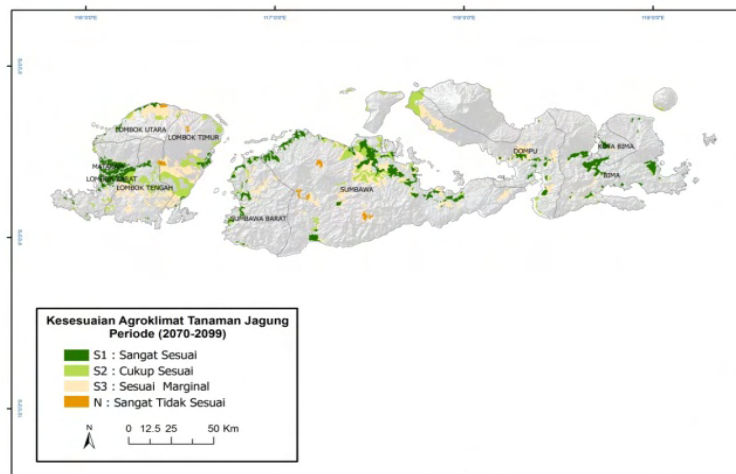
Gambar 16. Peta kesesuaian agroklimat jagung (2040-2069)

Dampak perubahan curah hujan dan temperatur pada periode *mid future* (2040-2069) terlihat dari hasil analisis kesesuaian agroklimat tanaman jagung, jika dibandingkan dengan periode *present* (1971-2000); hasil proyeksi menunjukkan terjadi penambahan luasan daerah yang sesuai untuk tanaman jagung di beberapa wilayah di provinsi Nusa Tenggara Barat. Pada periode *mid future* (2040-2069) diprediksi tingkat kesesuaian agroklimat jagung akan mengalami perubahan dibandingkan periode *present* (1971-2000) seperti terlihat pada Tabel 6, berikut :

Tabel 6. Kelas kesesuaian agroklimat jagung periode mid future (2040-2069)

Kelas	Luas	
	%	Ha
S1 (Sangat Sesuai)	28,6	149.199,7
S2 (Cukup Sesuai)	15,0	78.329,85
S3 (Sesuai Marginal)	45,0	234.989,6
N (Tidak Sesuai)	11,4	59.679,89

Hasil analisis agroklimat tanaman jagung periode *future* (2070-2099) ditunjukkan pada Gambar 17. Kelas kesesuaian agroklimat tanaman jagung di provinsi NTB pada periode tersebut jika dibandingkan dengan periode *present* (1971-2000), perubahan signifikan terlihat dengan semakin meluasnya daerah dengan kelas kesesuaian S3 (Sesuai *Marginal*) di wilayah NTB.

**Gambar 17.** Peta kesesuaian agroklimat jagung (2070-2099)

Pada periode *future* (2070 – 2099) terjadi penurunan luas daerah S1, S2 dan N. Sedangkan untuk tingkat kesesuaian S2 (cukup sesuai) mengalami peningkatan daripada sebelumnya. Secara tabular luas kesesuaian agroklimat tanaman jagung periode *future* (2070-2099) sebagaimana Tabel 7 berikut :

Tabel 7. Kelas kesesuaian agroklimat jagung periode future (2070-2099)

Kelas	Luas	
	%	Ha
S1 (Sangat Sesuai)	26,4	137.758,0184
S2 (Cukup Sesuai)	30,7	160.183,7423
S3 (Sesuai Marginal)	36,2	189.016,816
N (Tidak Sesuai)	6,7	35.240,42331

Berdasarkan hasil analisis terhadap kelas kesesuaian agroklimat untuk tanaman jagung, mengalami perubahan kelas kesesuaian yang variatif (mengalami peningkatan dan penurunan luasan kelas kesesuaian agroklimat).

Perubahan luas daerah jika dibandingkan periode *present* (1971–2000) untuk S1 (sangat sesuai) naik 5,3% pada periode *mid future* (2040-2069), namun kemudian pada periode *future* (2070-2099) justru menurun luasannya sekitar 2,8%, kemudian untuk kelas S2 (cukup sesuai) terjadi peningkatan 14,5% pada periode *mid future* (2040-2069) dan meningkat semakin tajam sekitar 74,8 %, sedangkan luas daerah S3 (sesuai marginal) sebesar - 10,5% dari periode *present* (1971-2000). Penurunan luas daerah N (tidak sesuai) pada

periode *future* (2070-2099) menurun luasannya sekitar 23,3% pada periode *mid future* (2040-2069) dan terus menurun 54,7% pada periode *future* (2070-2099).

Bervariasinya luasan kelas kesesuaian agroklimat tanaman jagung tentu sangat dipengaruhi oleh variasi curah hujan dan temperatur, dari segi anomali atau penyimpangan curah hujan, terlihat jelas bahwa tingkat kekeringan meteorologis kategori kering dan sangat kering disekitar kawasan Gunung Rinjani, Gunung Batu Lanteh dan sekitar Gunung Tambora sangat mempengaruhi pada kelas kesesuaian agroklimat jagung di masa depan.

KESIMPULAN

Berdasarkan hasil proyeksi model iklim beberapa kesimpulan yang bisa diambil sebagai berikut :

1. Perubahan curah hujan di NTB terjadi penurunan sekitar 30%–40% dan kenaikan sekitar 10%-20% periode *mid future* (2040-2069) dan periode *future* (2070-2099) dengan peningkatan temperatur sekitar 1,1°C-1,6°C pada *mid future* (2040-2069) dan 2°C–3,2°C pada periode *future* (2070-2099).
2. Perubahan luasan wilayah yang mengalami tingkat kekeringan *mid future* (2040-2069) dari wilayah yang sangat kering meningkat 22%, dan semakin meluas periode *future* (2070-2099) naik 29,41% sementara itu wilayah yang mengalami tingkat sangat basah turun sekitar -17,39% dibanding periode *present* (1971-2000).
3. Kelas kesesuaian agroklimat untuk tanaman Jagung di NTB diproyeksikan mengalami perubahan signifikan dengan semakin menurunnya luas kelas kesesuaian S1 (sangat sesuai) dan S3 (sesuai Marginal) sebesar -10.5% dan N (tidak sesuai) sebesar -54.7% namun demikian terjadi pula peningkatan kelas S2 (cukup sesuai) sangat tajam sekitar 74.8% baik pada periode (2040-2069) serta pada periode (2070-2099) relatif terhadap periode baseline (1971-2000).

SARAN

1. Analisis kelas kesesuaian agroklimat jagung pada periode *mid future* (2040-2069) dan *future* (2070-2099) perlu dikaji lebih lanjut tidak hanya memperhitungkan unsur curah hujan dan temperatur saja, namun demikian juga perlu dikaji dengan memperhitungkan faktor pembatas lainnya.
2. Perlu dikaji *economic impact* dan *sosial impact* dari semakin meluasnya tingkat kekeringan meteorologis di masa depan, untuk menyiapkan strategi adaptasi.

DAFTAR PUSTAKA

- Aldrian, E. 2003. Simulations of Indonesian rainfall with a hierarchy of climate models. Ph.D. dissertation, Max Planck Institute for Meteorology, 172 p.
- BMKG, 2008. Peta Analisis Kelas Kekeringan dan Klasifikasi Iklim di Provinsi Nusa Tenggara Barat. PusPIKAM, BMKG Jakarta.
- Boer, R. dan Las, I. 2003. Sistem Produksi Jagung Nasional
- BPS NTB. 2011. NTB Dalam Angka. Badan Pusat Statistik Provinsi NTB.
- Butler, J., Kirono, D.G.C., Katzfey, J., and Nguyen, K. 2009. Climate Adaptation Strategies for Rural Livelihoods in West Nusa Tenggara Province. CSIRO AusAID report, 2009.
- Colls, K., and Whitaker, R. 1990. The Australian Weather Book. Child and Associates, Frenchs Forest, N.S.W, Australia, 175 p.
- Erawati Baiq T. R, Awaludin Hipi dan Andi Takdir M. 2011. Keragaan Beberapa Genotipe Jagung Hibrida Di Lahan Sawah Nusa Tenggara Barat, Seminar Serelia tahun 2011.
- FAO. 2004. A framework for land evaluation. FAO soils bulletin No 32, International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI), FAO of the United Nations, Netherland, 94 p.
- GTZ. 2010. Risk and Adaptation Assessment on Climate Change in Lombok Island, West Nusa Tenggara Province. Synthesis Report, 97 p.
- Handoko I, Sugiarto Y, Syaikat Y. 2008. Keterkaitan Perubahan Iklim dan Produksi Pangan Strategis : Telaah kebijakan independen dalam bidang perdagangan dan pembangunan. SEAMEO BIOTROP for Kemitraan partnership.
- Haryono dan Las I. Strategi Adaptasi dan Mitigasi Sektor Pertanian Terhadap Perubahan Iklim global . Proceedings Agriculture Meteorology Symposium 2011



- IPCC. 2007. *Climate Change: The Physical Science Basis*, Contribution of Working Group (WG) 1 to the Fourth Assessment Report of the (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, 273–313.
- Katzfey, J., McGregor M. 2010. *Dynamical Downscaling Techniques, Impacts on Regional Climate Change Signals*. World IMACS/MODSIM Congress, Cairns, Australia, 2009.
- Kirono, D.G.C., and Tapper, N. J. 1999. ENSO Rainfall Variability and Impacts on Crop Production in Indonesia. *Physical Geography*, 20, 508–519.
- Kirono, D.G.C., Hennessy, K., Freddie, M., and Kent, D. 2011. *Approaching for Generating Climate Change Scenarios for Use in Drought Projections-a Review*. CAWCR, Technical Report no.034.
- McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist 1995. Drought monitoring with multiple time scales. Ninth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Dallas TX, pp.233-236, Jan 15-20-1995
- Murdiyarso, D. 2000. *Adaptation To Climate Variability and Change, Asian Perspectives on Agriculture and Food Security*. Environmental Monitoring Assessment. 123-131. 2000.
- Paris, Q. 1992. The Von Liebig's Hypothesis, *American Journal of Agricultural Economic*, 74, 1019-1028.
- Patridge, I., J., Ma'sum, M. Winarso P.A., McBride J, Boer R. 2002. *Will It Rains*, Australian Centre For Agricultural Research - Qld-Australia..
- Putra A.C. Y.G. Bulu, S. Hastuti, K. Pusjagung dan A. Hipi, 2005. *Efisiensi Pemasaran Jagung di Pulau Lombok NTB*. Balai Pengkajian Teknologi Pertanian (BPTP) Nusa Tenggara Barat. Mataram.
- Putra Eka Tarwaca Susila dan Indradewa Didik. 2011. *Perubahan Iklim dan Ketahanan Pangan Nasional*, Artikel Kerjasama Panitia Lustrum 13 Fakultas UGM tahun 2011.
- Rahayu S. P., .2011. *Modul TOT Penyuluh Pertanian dalam rangka Peningkatan Kesadaran Petani Terhadap Isu-isu Perubahan iklim serta Mitigasi dan Adaptasinya*, Kerjasama Badan Litbang Pertanian dengan BMKG.
- Rauniyar, S. P., and Walsh, K. J. E. 2011. Scale Interaction of the Diurnal Cycle of Rainfall Over the Maritime Continent and Australia, Influence of the MJO. *Journal of Climatology*, 24, 325-348.
- Ripaldi, A. 2013. *Kajian Perubahan Iklim Terhadap Kesesuaian Agroklimat dan Produktivitas Padi Di prop NTB (2040-2069 dan 2070-2099)*, Tesis Pasca Sarjana Sains Kebumian FITB, ITB Bandung.
- Ritung, S., Wahyunto, Agus, F., dan Hidayat, H. 2007. *Buku Panduan Kesesuaian Lahan, Studi Kasus Kesesuaian Lahan Aceh Barat*, Balai Penelitian Tanah dan World Agroforestry Center (ICRAF) Indonesia.
- Suardji dan Tejowulan. 2002. : *Pertanian lahan kering di Provinsi NTB : Potensi , Prospek dan Kendala Pengembangannya*. Makalah Seminar Nasional Pengembangan Teknologi Pertanian, Universitas Mataram.
- Swastika, K.S. Dewa, F. Kasim, W. Sudana, R. Hendayani, K. Suhariyanto, V. Gerpacio, and P.L. Pingali. 2004. *Maize in Indonesia, Production Systems, Constraints, and Research Priorities*. CIMMYT.
- Trianasari, M. E. 2009. *Pola Kekeringan Pertanian Provinsi Nusa Tenggara Barat Tahun 2007-2008*, Tesis Magister Geografi Universitas Indonesia.

JEDA HUJAN (DRY SPELL) DAN CURAH HUJAN BERBASIS PROBABILITAS PADA TIPOLOGI LAHAN KERING DI LOMBOK

Mahrup¹, M.H. Idris², dan Suwardji²

ABSTRACT

Dry spells and the probability of precipitation are very essential for both rainfed and dry land agriculture. The parameters are important indicators of drought status and have relevance to crop risk in dry land areas. The research objective is 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 are 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 level one, using daily rainfall data of 16 years. Probability of precipitation was determined using the formula of transformation in order to meet the normal curve distribution properties. Drought-level assessment carried out based on the value of the standard precipitation index (Standard Precipitation Index, SPI) using growing season rainfall data of span 30 years. The results show, that the dry spells and probability-based rainfall varies spatially and temporally as well as influenced by variations in standard precipitation index; dry spells were longer getting to the east, and rainfall decreased. Dry spell is parabolic; always longer in the early (November) and the end of the growing season (April), and relatively short in between. Dry spell on SPI-negative was longer than the SPI-positive. The nature of the growing season tends to a dry nature, with level of mild drought.

Keywords: dry spell, the probability of precipitation, and dry land.

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, dan lahan kering.

¹) Pascasarjana Pengelolaan Sumberdaya Lahan Kering, Universitas Mataram

²) Staf Pengajar Pascasarjana Pengelolaan Lahan Kering Universitas Mataram

Email: Mahrup@yahoo.com

PENDAHULUAN

Latar Belakang

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 decade, 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 kearah 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 frekwensi jeda hujan tinggi, dan durasi yang panjang (Hachigonta, et al., 2006).

Jeda hujan merupakan suatu periode dimana cuaca kering (tanpa hujan) 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 (Hachigonta, 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 frekwensi jeda hujan (Lall, et al., 1996; Barron, et al., 2004), dimana frekwensi 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 2×2 , 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 sebagai berikut: 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 ?

Tujuan Penelitian

Penelitian bertujuan untuk mengetahui durasi jeda hujan (*dry spell*) dan curah hujan berbasis probabilitas di daerah tipe iklim D dan E pulau Lombok bagian selatan.

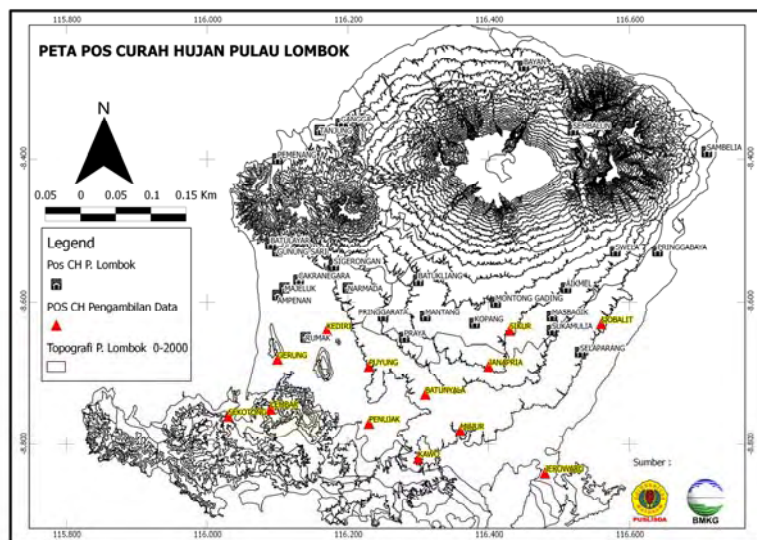
Manfaat Hasil Penelitian

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

Metodologi Penelitian

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 zone 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 – 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 Hidrologi 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:



Gambar 1. Penyebaran 13 Stasiun Curah Hujan sebagai Sampel Penelitian di Lombok Bagian Selatan



Ketigabelas stasiun tersebut, terdiri dari tiga stasiun mewakili zone musim Lombok Barat bagian selatan, yaitu: stasiun Sekotong, Lembar, Gerung dan stasiun Kediri. Enam stasiun mewakili zone musim Lombok Tengah bagian selatan, yaitu: stasiun Puyung, Penujak, Kawo, Batunyala, Mujur dan Janapria. Tiga stasiun mewakili zone musim Lombok Timur bagian selatan, yaitu: stasiun Sikur, Jerowaru dan Ijobalit.

Analisis Data

Analisis data curah hujan dilakukan dalam dua katagori, 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*).

Analisis Karakteristik Kekeringan Musim Tanam Periode 30 Tahun

Sifat kekeringan musim tanam selama 30 tahun ditetapkan melalui indeks presipitasi standar (*Standardized Precipitation Index, SPI*) dengan rumus (Al Asheikh, et al., 2013) sebagai berikut :

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

Dimana 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 – 0,99 (Agak kering, *mild drought*), -1,0 – 1,49 (Sedang, *Moderate drought*), -1,5 -1,99 (Parah, *Severe drought*) dan $SPI \leq -2$ (Ekstrim 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:

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

Dimana 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:

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

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

Dimana 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%. ($z = -1,64$)

Analisis Jeda Hujan (*dry spell*)

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:

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

Dimana: 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. Frekwensi setiap kode hari dihitung, dan jika nilai frekwensi untuk masing-masing kode tersebut di atas secara berurutan diberi notasi: a, b, c dan d,



dimana $a+b=n_0$, dan $c+e = n_1$, maka probabilitas transisi p_{01} dan p_{11} dapat dihitung (Mangaraj, *et al.*, 2013) sebagai berikut:

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

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

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

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

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

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

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

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

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:

$$Z = \frac{p_{01} - p_{11}}{\sqrt{p(1-p)(1/n_0 - 1/n_1)}} \dots\dots\dots [12]$$

Dimana $p = (n_0 p_{01} + n_1 p_{11}) / (n_0 + n_1)$ adalah standar eror 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).

Analisis Probabilitas Hujan

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

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

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

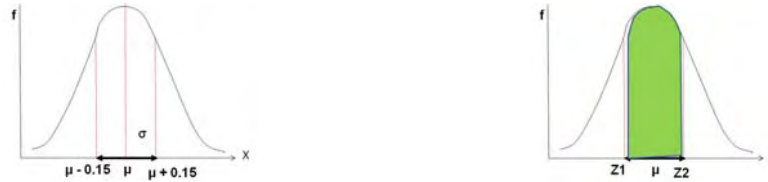
Semua variabel yang bersifat acak (*random variable*), termasuk data curah hujan dapat ditransformasi menjadi variabel acak normal, Z (*normal random variabel*), yang memiliki nilai rata-rata sama dengan nol (0) dan varian = 1. Rumus transformasi (Walpole, 1974) adalah:

$$Z = \frac{x - \mu}{\sigma} \rightarrow x = \mu + Z \cdot \sigma \dots\dots\dots [14]$$

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).

Rentang Kepercayaan (*confidence interval*) Curah Hujan

Sebagai referensi untuk menetapkan rentang kepercayaan (*confidence interval*) adalah sebaran curah hujan katagori 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 frekwensi kumulatif relatif (*commulative relative frequency*, CRF).

HASIL DAN PEMBAHASAN

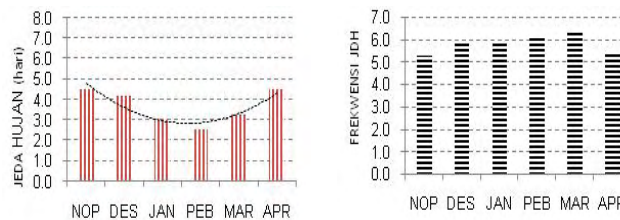
Keadaan Umum Daerah Kajian

Daerah kajian meliputi dua zone musim (ZOM) di pulau Lombok ($115^{\circ} 46'$ BT - $116^{\circ} 80'$ BT dan $8^{\circ} 12'$ LS - $9^{\circ} 02'$ 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 (D_3) Penujak (D_3), Kowo (D_3), Batunyala (D_3), Mujur (D_3), dan Janapria (D_4). ZOM 229 (Lombok Timur bagian selatan) diwakili 3 stasiun, yaitu Sikur (D_3), 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 adalah: 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). Secara lebih rinci data jeda hujan per zone musim secara berturut-turut di bawah ini. Data durasi dan frekwensi jeda hujan di ZOM Lombok Barat bagian selatan (Gambar 3).

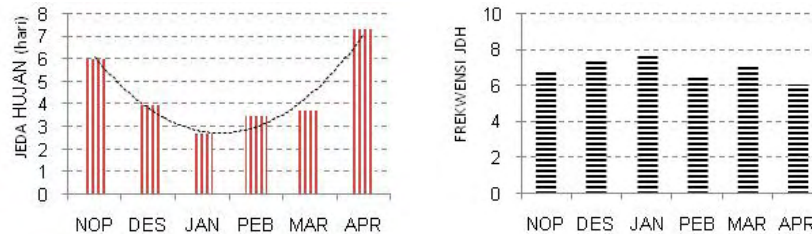


Gambar 3. Durasi (kiri) dan Frekwensi Jeda Hujan (kanan), Di Lombok Barat bagian Selatan

Jeda hujan di Lombok Barat bagian memperlihatkan pola parabolik; jeda hujan relatif panjang pada bulan awal dan akhir musim tanam. Pada Nopember dan Desember, jeda

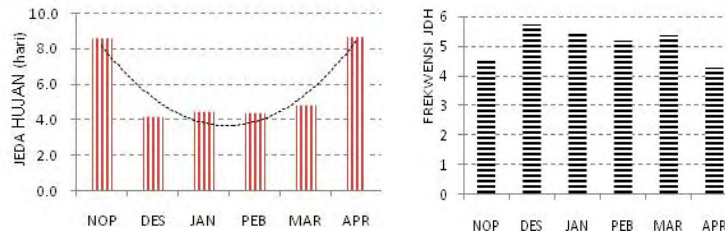
hujan rata-rata 4,5 hari dengan frekwensi 5,5 kali per bulan. Pada akhir musim tanam (April) indentik dengan jeda hujan awal musim. Durasi jeda hujan 2,5 - 3 hari terjadi pada periode Januari sampai Maret.

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 frekwensi 6 kali, sedangkan pada bulan Desember 4 hari dengan frekwensi 7 kali. Januari 3 hari dengan frekwensi 8 kali. Pada bulan Pebruari dan Maret 3,5 hari dengan frekwensi jeda 6 kali per bulan. Pada bulan April jeda hujan memuncak dengan durasi 7 hari dengan frekwensi 6 kali.



Gambar 4. Durasi dan Frekwensi Jeda Hujan Musim Tanam Lombok Tengah 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 frekwensi rerata 4 kali. Pada bulan Desember sampai Maret rerata durasi 4 hari dan frekwensi 5 kali; artinya hari hujan 10 hari per bulan.



Gambar 5. Durasi (kiri) dan Frekwensi Jeda Hujan (kanan) di Lombok Timur 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 bagi 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 (*cyclone*) di zone 10°S – 15°LS; Di Indonesia jeda hujan yang relative panjang pada awal musim, khusus pada kondisi SPI negatif memiliki korelasi dengan *factor gradient* temperatur permukaan laut antara pantai timur Afrika dan pantai barat Sumatra; jika pantai barat Sumatra 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 frekwensi bersifat terbalik, artinya frekwensi 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

Zone 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

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

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 ($1,3x n_1$) diikuti Lombok Tengah, 18,4 hari ($1,6x n_1$) dan Lombok Timur 20,1 hari ($2x n_1$). 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 terapannya 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.

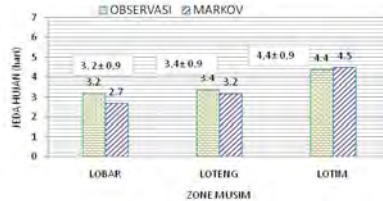
Prediksi durasi jeda hujan berdasarkan parameter Markov ditetapkan berdasarkan nilai ($1/p_{01}$), dengan demikian untuk Lombok bagian selatan rata-ratanya adalah 3,1 hari, dan bervariasi pada setiap wilayah. Lombok Barat 2,7 hari), Lombok Tengah 3,2 hari dan Lombok Timur (4,5 hari). Jika dibanding dengan 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. 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 $\pm 0,9$ (Gambar 6b). Sifat jeda hujan pun bervariasi spasial; semakin ke timur durasinya semakin panjang.



Gambar 6a Jeda Hujan Observasi vs Prediksi Markov, Periode Nopember-April



Gambar 6b. Jeda Hujan Observasi vs Markov Periode Desember – Maret

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. Dalam penelitian ini durasi hujan tidak disertakan, melainkan ditekankan pada probabilitas curah hujan. 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 (Anonin, 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-tes). Analisis Z-tes 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 zone 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 pembanding Z-tabel, $Z = +1,64$.

Tabel 2. Hasil Uji Deviasi Normal (Z-tes) terhadap Data Kejadian Hujan

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			

Keterangan: */ $z-\alpha$ -tabel = -1.645 untuk $p_0 < p_{11}$ dan $z-\alpha$ -tabel = +1.64 jika $p_{01} > p_{11}$. Batas daerah penerimaan (*critical region*) diperoleh dari Tabel A.4, halaman 309 (Walpole, 1974).

Lima stasiun memenuhi ketentuan secara statistik bahwa $p_01 < p_{11}$, yaitu: Penujak, Kawo, Batunyalu, 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.

Kekeringan dan Sifat Jeda Hujan

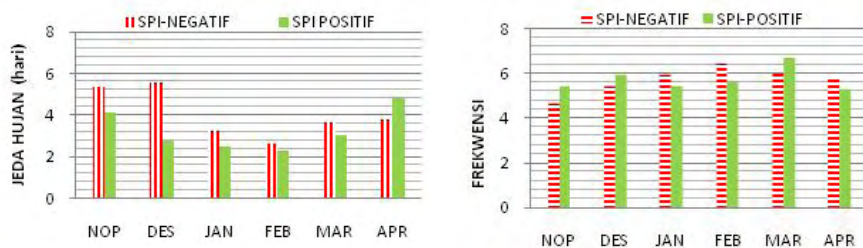
Data durasi jeda hujan pada SPI-positif atau SPI-negatif disajikan secara berturut-turut untuk Lombok Barat (Gambar 7), Tengah (Gambar 8) dan Timur (Gambar 9). Secara umum, jeda hujan semakin panjang pada musim tanam kering (SPI-negatif), dan frekwensi kejadiannya pun lebih banyak.

Durasi jeda dan atau frekwensi jeda hujan selalu lebih tinggi pada SPI-negatif. Relevan dengan temuan ini, dilaporkan oleh Lall, *et al.* (1996) bahwa variasi jeda hujan dipengaruhi secara langsung oleh fenomena *El Nino* maupun *La Nina*, dimana frekwensi 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.

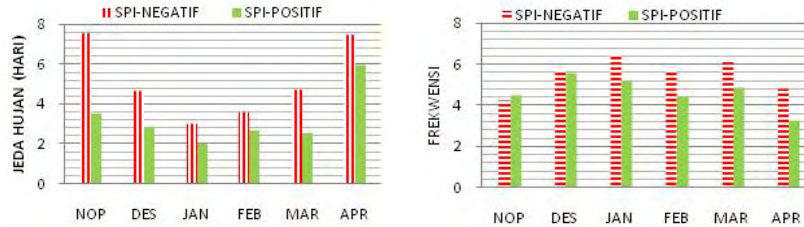
Durasi jeda hujan di Lombok Barat bagian selatan pada SPI-negatif bulan Nopember, dan Desember, rata-rata 5,4hari, frekwensi 5 kali per bulan (Gambar 7). Pada bulan yang sama tetapi SPI-positif durasi jeda rata-rata 3,4 hari, dengan frekwensi 4 kali per bulan.

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.



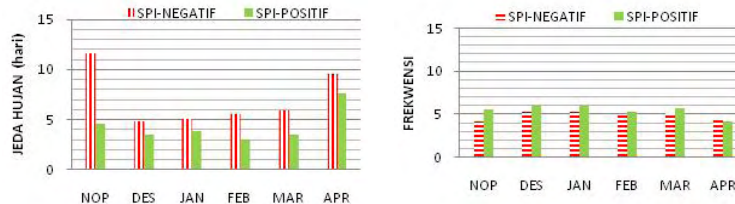
Gambar 7. Perbedaan Durasi Jeda Hujan dan Frekwensi pada SPI-Negatif dan SPI-Positif di Lombok Barat

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



Gambar 8. Jeda Hujan dan Frekwensi 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 frekwensi 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 frekwensi 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 Frekwensi 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 dimana telah terjadi tahun kering yang frekwensinya tinggi di Lombok bagian selatan. Musim tanan 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.

Tabel 3. Hasil Analisis Run-test Sebagai Uji Sifat Berulang Nilai SPI

Parameter	STASIUN CURAH HUJAN												
	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 \geq 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	α 5% = -1.64												

Keterangan: n1: jumlah tahun yang SPI-positif, n2: 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- Batunyala, 9-Mujur, 10 Janapria, 11-Sikur, 12-Jerowaru, dan 13-Ijbalit.



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 katagori 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 kering, 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), Batunyala (MT 2009/2010), Janapria (MT 2009/2010) dan Jerowaru (MT2003/2004). Kasus kekeringan lain berada pada harkat agak kering sampai moderat. 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 dikatan sebagai bulan kering, sedangkan jika menerima 200% dari rerata bulanan dikatakan sebagai bulan basah, dan bulan normal berada diantara 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 indeks curah hujan standar (SPI) yang diperoleh dari 13 stasiun, secara berturut-turut adalah: Sekotong (1), Lembar (2), Gerung (3), Kediri (4), Puyung (5), Penujak (6), Kawo (7), Batunyala (8), Mujur (9), Janapria (10), Sikur (11), Jeroworu (12), dan Ijobalit (13).

Tabel 4. Parameter Keringan Berdasar Nilai Indeks Curah Hujan Standar (SPI) di Lombok Bagian Selatan Periode 1983-2013

Para-Meter	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

Nama Stasiun: 1-Sekotong, 2- Lembar, 3- Gerung, 4-Kediri, 5- Puyung, 6-Penujak, 7-Kawo, 8.Batunyala, 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; d/ jumlah tahun pengamatan 16 tahun

Periode kering terpanjang, adalah 8 tahun di Ijobalit, disusul Sikur, dan Gerung dengan periode kering 6 tahun; Penujak, Batunyala 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 Batunyala

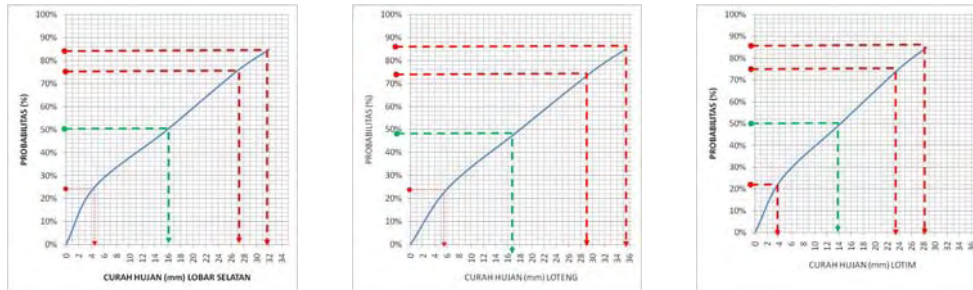
(Lombok Tengah), diikuti secara berurutan oleh Mujur, Penujak, dan Sikur. Jika dinilai berdasarkan rata-rata durasi tahun kering, maka yang paling panjang adalah Ijobalit (rata-rata 3 tahun), menyusul Batunyala (2,7 tahun).

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 zone 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 18a. 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: Lombok Barat (Kiri), Lombok Tengah (Tengah) dan Lombok Timur (Kanan)

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% ≤ 5 mm, p 50 % adalah ≤ 16 mm, p 75% adalah ≤ 27 mm, dan p 84 % adalah ≤ 32 mm. Ekspektasi curah hujan maksimum di Lombok tengah bagian selatan pada setiap level probabilitas secara berturut-turut adalah: p 25% ≤ 6 mm, p 50 % adalah ≤ 16 mm, p 75% adalah ≤ 29 mm, dan p 84 % adalah ≤ 36 mm. Ekspektasi curah hujan maksimum pada setiap level probabilitas secara berturut-turut adalah: p 25% ≤ 4 mm, p 50 % adalah ≤ 14 mm, p 75% adalah ≤ 23 mm, dan p 84 % adalah ≤ 28 mm.

KESIMPULAN DAN SARAN

Kesimpulan

Berdasarkan data hasil penelitian dan analisis statistik, maka dapat dikemukakan beberapa kesimpulan sebagai berikut:

1. Sifat jeda hujan dan curah hujan berbasis probabilitas bervariasi secara spasial, dan temporal serta dipengaruhi oleh variasi indeks presipitasi standar (SPI): jeda hujan semakin ke timur, lebih panjang, sedangkan curah hujan berkurang.
2. 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.



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

Saran-Saran

Lingkup kajian penelitian ini masih terbatas pada kajian sifat kualitatif variasi jeda dan curah hujan berbasis probabilitas, serta sifat kekeringan berbasis SPI untuk wilayah zone musim di pulau Lombok bagian selatan. Perlu dilakukan kajian yang sama untuk zone 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. *Nasional 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 Asheikh, 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.
- As-Syakur, A.R., 2009. Evaluasi Zone 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. Pemutakhiran Peta Agroklimat Klasifikasi Oldeman di Pulau Lombok dengan Aplikasi 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. Balai 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.
- Krishnamutri, 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 rainfed 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. Climatol. 23: 1103–1118 (2003)

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