

ISSN 2086-5589



megAsains

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

VOL. 4 NO. 3 / DESEMBER 2013



MEGASAINS © 2013
Stasiun Pemantau Atmosfer Global (GAW) Bukit Kototabang
Telp. (0752) 7446089 / Fax. (0752) 7446449
e-mail: stasaw.kototabang@bmkg.co.id
www.kototabang.com/megasains

ISSN 2086-5589



9 772066 558003



**STASIUN PEMANTAU ATMOSFER GLOBAL BUKIT KOTOTABANG
BADAN METEOROLOGI KLIMATOLOGI DAN GEOFISIKA**

megAsains

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

Vol. 4 No. 3 – Desember 2013

megAsains

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

Vol. 4 No. 3 – Desember 2013

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

Sugeng Nugroho, M.Si.

MITRA BESTARI

Dra. Nurhayati, M.Sc
Dr. Edvin Aldrian, B.Eng, M.Sc
Dr. Ir Dodo Gunawan, DEA
Dr. Wandono
Dr. Hamdi Rivai

EDITOR

Agusta Kurniawan, M.Si
Budi Satria, S.Si
Alberth Christian Nahas, S.Si
Yosfi Andri, ST
Aulia Rinadi, S.Si
Reza Mahdi, S.Kom
Harika Utri, S.Kom

SEKRETARIAT REDAKSI

Rudi Anuar Yudha TS, SP
Darmadi, A. Md
Yasri
Yosi Juita, A.Md
Rinaldi, A.Md
Dwi Lestari Sanur

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, 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 ketiga penerbitannya, MEGASAINS terus melakukan berbenah diri. Pembetulan 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, Desember 2013

Daftar Isi

| | halaman |
|---|-----------|
| Susunan Redaksi | iii |
| Dari Redaksi | iv |
| Daftar Isi | v |
| | |
| DETEKSI PERUBAHAN IKLIM DARI DATA CURAH HUJAN BULANAN DI KALIMANTAN BARAT <i>Leni Nazarudin</i> | 107 - 116 |
| | |
| HUBUNGAN ANTARA GEMPABUMI DENGAN ERUPSI GUNUNGAPI STUDI KASUS ERUPSI GUNUNG SINABUNG TAHUN 2010 DAN 2013 <i>Pande Komang Gede Arta Negara dan I Putu Dedy Pratama</i> | 117 - 123 |
| | |
| RASIO KOMPONEN UV, PAR DAN NIR TERHADAP RADIASI MATAHARI GLOBAL DI BUKIT KOTOTABANG TAHUN 2012 <i>Yosfi Andri</i> | 124 - 132 |
| | |
| KAJIAN HUBUNGAN ANTARA DISTRIBUSI GEMPA SUSULAN ACEH 26 DESEMBER 2004 TERHADAP DISTRIBUSI PERUBAHAN TEKANAN COULOMB (<i>COULOMB STRESS CHANGE</i>) <i>Sabar Ardiansyah</i> | 133 - 139 |
| | |
| TINJAUAN KEADAAN METEOROLOGIS PADA BANJIR BANDANG DI KECAMATAN SIMPATI - PASAMAN TGL 22 FEBRUARI 2012 <i>Andi Sulistiyono</i> | 140 - 147 |
| | |
| STUDI PENENTUAN ESTIMASI <i>STATIC STRESS DROP</i> PADA GEMPABUMI PADANG PANJANG 6 MARET 2007, Mw6.4 DAN Mw6.3 MENGGUNAKAN PARAMETER KARAKTERISTIK SUMBER GEMPABUMI <i>Furqon Dawam Raharjo, Tiar Prasetya, Andiansyah Z. Sabarani, Zeltriani</i> | 148 - 156 |

DETEKSI PERUBAHAN IKLIM DARI DATA CURAH HUJAN BULANAN DI KALIMANTAN BARAT

Leni Nazarudin

ABSTRACT

A study to detect climate change using monthly rainfall data from 59 observation points in West Kalimantan has been carried out. Mann-Kendall statistical tests and Sens methods were used in this study. The trend values were shown in the form of spatial maps using Inverse Distance Weighted (IDW) interpolation method. The results showed that West Kalimantan has a bimodal rainfall pattern (two peaks rain), with the first peak occurs in April, followed by the second peak in December. The annual rainfall in most areas of West Kalimantan showed a significant downward trend in the range of 1-70 mm/year. Rainfall in the dry months (June and July) increased significantly by 1-10 mm/month in most areas. Contrastingly, during the wet period (March, May and November to January), rainfall has significantly decreased in most regions, especially in the south and west part.

Keywords: *monthly rainfall, climate change, Mann-Kendall test, Sens method, West Kalimantan.*

PENDAHULUAN

Perubahan iklim yang sedang dan akan terus berlangsung berdampak terhadap berbagai bidang kehidupan. Sebagai negara kepulauan dengan penduduk yang cukup besar, tindakan antisipasi terhadap perubahan iklim merupakan suatu hal yang dirasakan sebagai kebutuhan mendesak bagi Indonesia. Oleh karena itu, perlu dilakukan analisis terhadap parameter-parameter iklim menggunakan data historis di wilayah Indonesia untuk mendeteksi apakah perubahan iklim sudah terjadi dan mengetahui seberapa besar perubahan yang terjadi. Informasi tersebut sangat diperlukan sebagai dasar penentuan langkah-langkah antisipasi seperti mitigasi dan adaptasi terhadap perubahan iklim. Langkah antisipasi yang dipilih akan berbeda untuk masing-masing wilayah tergantung besarnya perubahan yang telah terjadi.

Menurut IPCC (2007), perubahan iklim adalah keragaman yang secara statistik signifikan, baik rata-ratanya atau pun variabilitasnya, persisten selama periode yang panjang (dekade atau lebih lama). Perubahan iklim diakibatkan oleh proses internal maupun eksternal, atau perubahan antropogenik yang persisten dari komposisi atmosfer atau penggunaan lahan. Definisi ini dijadikan sebagai acuan dalam mendeteksi terjadinya perubahan iklim, apakah perubahan iklim sudah terjadi atau hanya terjadi variabilitas iklim.

Untuk mendeteksi perubahan iklim dibutuhkan rekam data iklim yang sangat panjang. Data dibutuhkan untuk melihat bagaimana kecenderungan (trend) parameter iklim dengan bertambahnya waktu. Untuk keperluan tersebut dilakukan analisis trend. Uji statistik ini dilakukan untuk mendeteksi adanya kecenderungan pada suatu rangkaian data iklim. Maksud dan tujuan dilakukannya uji *trend* adalah untuk mengetahui apakah nilai dari suatu peubah random secara umum meningkat atau menurun pada suatu periode tertentu (Hersel dan Hirsch dalam Onoz dan Bayazit, 2003). Uji statistik parametrik maupun non parametrik dapat digunakan untuk memutuskan apakah terdapat trend yang secara statistik signifikan. Uji Mann-Kendall merupakan uji non parametrik yang dibuat oleh Gilbert (1987) adalah uji non parametrik untuk menguji data *time series*. Uji ini sesuai untuk data yang tidak mengikuti distribusi normal. Tidak ada limit pada ukuran data dan hanya menguji lokasi monitoring individu tapi tidak secara grup. Tingkat level kepercayaan dapat ditentukan

sendiri oleh pengguna. Selain itu metode uji Mann-Kendall tidak sensitif terhadap *outlier* atau *single data errors* (Salmi *et al.*, 2002).

Salah satu parameter iklim yang penting adalah curah hujan karena keterkaitannya dengan ketersediaan sumber daya air di bumi. Di antara parameter iklim yang ada, curah hujan merupakan parameter iklim yang mempunyai variabilitas yang tinggi baik secara spasial maupun temporal. Oleh karena itu, analisis terhadap curah hujan membutuhkan data titik pengamatan yang banyak dan terdistribusi merata dan dengan series data yang panjang.

Propinsi Kalimantan Barat terletak di bagian barat Pulau Kalimantan. Secara astronomis terletak pada $2^{\circ}08' LU - 3^{\circ}05' LS$ serta $108^{\circ}0' - 114^{\circ}10' BT$. Kalimantan Barat tepat dilalui oleh garis khatulistiwa (garis lintang 0°), tepatnya di atas Kota Pontianak. Suhu rata-rata berkisar $22,6 - 33,8^{\circ}C$ dengan kelembaban rata-rata 85,20% dan penyinaran matahari 48% (Budiono, 2009). Curah hujan tahunan tinggi, berkisar antara 2500-4500 mm/tahun (Gambar 1). Curah hujan tahunan meningkat dari arah pantai barat menuju ke timur di Kapuas Hulu, yang mencapai puncak di wilayah pegunungan yang mengapit wilayah ini, yaitu Pegunungan Kalingkang/Kapuas Hulu di bagian Utara dan Pegunungan Schwaner di Selatan di sepanjang perbatasan dengan Provinsi Kalimantan Tengah.



Gambar1. Curah hujan tahunan di Kalimantan Barat (Stasiun Klimatologi Siantan, 2012).

Pemilihan Kalimantan Barat sebagai studi kasus penelitian ini didasarkan pada ketersediaan data historis yang cukup panjang (30 tahun atau lebih) dan titik pengamatan yang terdistribusi di lokasi penelitian. Pertimbangan lainnya karena faktor letaknya yang berada di ekuator mempunyai pola hujan yang spesifik. Hasil penelitian ini diharapkan bisa dijadikan acuan untuk wilayah ekuator lain di Indonesia.

Beberapa studi tentang analisis trend perubahan curah hujan dilaporkan telah dilakukan di Indonesia. Aldrian dan Djamil (2008) mengidentifikasi trend perubahan curah hujan secara spasial di Jawa Timur menggunakan uji Mannkendall. Egashira *et al.* (2003) menemukan adanya indikasi trend penurunan curah hujan di 7 lokasi di Sumatera dan Jawa.

Hasil penelitian ini bermanfaat dalam menerapkan langkah-langkah antisipasi dalam bentuk mitigasi dan adaptasi perubahan iklim.

Penelitian ini bertujuan: a. Untuk mengetahui ada atau tidaknya trend perubahan curah hujan bulanan di wilayah Kalimantan Barat; b. Untuk mengetahui trend spasial curah hujan tahunan di wilayah Kalimantan Barat.

METODOLOGI

Dalam penelitian ini digunakan data curah hujan bulanan dari 59 stasiun BMKG serta pos hujan yang tersebar di 13 kabupaten/kota di Kalimantan Barat dengan series data rata-rata dari tahun 1981- 2010 (Tabel 1), data koordinat stasiun/pos hujan dan peta dasar Indonesia dan peta administrasi Kalimantan Barat. Pada kegiatan ini digunakan peta administrasi sebelum pemekaran wilayah yaitu 9 kabupaten dan 2 kota. Alat yang digunakan adalah perangkat lunak ArcGis-10 untuk pembuatan peta spasial dan *Makesens Template* (Salmi *et al.*, 2002).

Kegiatan penelitian ini dilaksanakan dalam beberapa tahapan kegiatan. Tahapan pertama adalah penyiapan data untuk keperluan analisis trend. Dimulai dengan melakukan inventarisasi data curah hujan bulanan di wilayah Kalimantan yang berasal dari Stasiun Klimatologi Siantan. Tidak seluruh data stasiun digunakan, hanya stasiun yang mempunyai series data yang panjang. Data curah hujan bulanan masing-masing stasiun/pos hujan disusun dengan format yang sama untuk analisis trend curah hujan per bulan. Untuk keperluan analisis trend tahunan, data bulanan diakumulasi menjadi data curah hujan tahunan.

Tahapan berikutnya adalah analisis trend terhadap data curah hujan bulanan dan tahunan. Analisis trend menggunakan metode uji Mann-Kendall dan menggunakan metode non parametrik Sens untuk mengestimasi *slope* dari trend linier. Uji Mann-Kendall adalah uji non parametrik yang tidak membutuhkan data yang terdistribusi normal. Test ini digunakan untuk menganalisis signifikansi dari semua trend (Edvin dan Djamil, 2008). Dalam analisis ini, setiap titik pengamatan diuji signifikansi trendnya dengan m Uji Mann-Kendall. Analisis trend menggunakan *Makesens Template* yang disusun oleh Salmi *et al.* (2002). Dari analisis diperoleh nilai trend curah hujan bulanan dan tahunan serta level signifikansinya (10%, 5% dan 1 %).

Tabel 1. Stasiun dan pos hujan yang digunakan dalam penelitian.

| No | Nama stasiun/ pos hujan | Lintang | Bujur | Tahun data |
|----|-------------------------|---------|----------|------------|
| 1 | Sei Ambawang (273 f) | -0.0271 | 109.4137 | 1988-2010 |
| 2 | Kubu (273 d) | -0.4708 | 109.3915 | 1983-2010 |
| 3 | Stamet Supadio (273) | -0.1456 | 109.4067 | 1981-2010 |
| 4 | Sei Kakap (273 e) | -0.0660 | 109.2071 | 1984-2010 |
| 5 | Rasau Jaya (273 b) | -0.2423 | 109.3554 | 1986-2010 |
| 6 | Teluk Pakedai (273 h) | -0.3044 | 109.1817 | 1986-2010 |
| 7 | Terentang (273 d) | -0.3044 | 109.6500 | 1985-2010 |
| 8 | Staklim Siantan (273 i) | -0.0747 | 109.1864 | 1983-2010 |
| 9 | SMPK Anjungan (273 h) | 0.4200 | 109.1723 | 1985-2010 |
| 10 | Sei Pinyuh (272 e) | -0.2831 | 109.0621 | 1985-2010 |
| 11 | Sei Kunit (272 d) | 0.5173 | 108.9248 | 1985-2010 |
| 12 | Toho (272 c) | -0.4301 | 109.2743 | 1996-2010 |
| 13 | Mempawah Hilir (272 h) | 0.3639 | 108.9563 | 1982-2009 |
| 14 | Menjalin (272 e) | -0.4629 | 109.3323 | 1990-2010 |
| 15 | Karangan (272 f) | -0.5766 | 109.3839 | 1990-2010 |
| 16 | Mandor (272 a) | 0.3608 | 109.6500 | 1982-2010 |
| 17 | Pahauman | -0.3179 | 109.6642 | 1991-2010 |
| 18 | Ngabang (277) | -0.3840 | 109.9580 | 1984-2010 |
| 19 | Singkawang (271) | 0.9400 | 109.1200 | 1981-2010 |
| 20 | Stamet Paloh (270 f) | 1.7158 | 109.2881 | 1981-2010 |
| 21 | Pemangkat(272 b) | 1.1573 | 108.9837 | 1981-2010 |
| 22 | Tebas (270 a) | 1.2063 | 109.1224 | 1985-2010 |
| 23 | Sambas (270) | 1.4407 | 109.3280 | 1981-2010 |
| 24 | Sebawi | 1.2451 | 109.2236 | 1988-2010 |
| 25 | SMPK Semelagi | 0.9273 | 109.0559 | 1997-2010 |
| 26 | Sanggau (278) | 0.1216 | 110.5911 | 1981-2010 |
| 27 | SMPK Parindu (279 f) | 0.2560 | 110.3118 | 1988-2010 |

| | | | | |
|----|---------------------------|---------|----------|-----------|
| 28 | Balai Karang (274) | -0.5766 | 109.3839 | 1983-2010 |
| 29 | Sosok (276) | 0.2968 | 110.2364 | 1981-2010 |
| 30 | Batang Tarang (267 a) | 0.1465 | 110.1197 | 1988-2008 |
| 31 | Penyeladi (278 b) | 0.0604 | 110.6953 | 1988-2000 |
| 32 | Tayan Hilir (280) | 0.1325 | 110.1156 | 1982-2008 |
| 33 | Kembayan(275) | 0.6277 | 110.3684 | 1988-2009 |
| 34 | Bengkayang (271 a) | 1.8129 | 109.4904 | 1982-2010 |
| 35 | Sanggau Ledo (271 g) | 1.1376 | 109.6957 | 1988-2010 |
| 36 | Sei Duri (271 d) | 0.5667 | 109.6672 | 1985-2008 |
| 37 | Samalantan (271 c) | 0.7968 | 109.2045 | 1981-2010 |
| 38 | Sekadau Hilir (279 a) | -0.0556 | 111.0108 | 1981-2010 |
| 39 | Sekadau Hulu (279 d) | -0.3700 | 111.0969 | 1987-2010 |
| 40 | Nanga Taman (279 c) | -0.4153 | 110.9036 | 1981-2010 |
| 41 | Nanga Mahap (284 d) | -0.5828 | 110.9664 | 1981-2010 |
| 42 | Stamet Ketapang (285) | -1.8176 | 109.9658 | 1981-2010 |
| 43 | Sei Besar (285 h) | 0.0380 | 110.0966 | 1981-2010 |
| 44 | Kendawangan (285 d) | -2.3800 | 110.3300 | 1986-2010 |
| 45 | Nanga Tayap | -1.7767 | 110.6250 | 1986-2010 |
| 46 | Jelai Hulu (285 g) | 0.0138 | 110.7513 | 1988-2010 |
| 47 | Marau (285 f) | -2.0100 | 110.5800 | 1984-2010 |
| 48 | Teluk Melano (284 g) | -1.1536 | 110.0619 | 1983-2010 |
| 49 | Sukadana (284 f) | -1.1536 | 110.1769 | 1982-2010 |
| 50 | Seponti Jaya (284 k) | -0.9472 | 109.8572 | 1988-2010 |
| 51 | Sandai (285) | -1.1833 | 110.5500 | 1983-2005 |
| 52 | Stamet Sintang (281) | 0.0657 | 111.4744 | 1981-2010 |
| 53 | Banning (281 a) | 0.0610 | 111.5004 | 1983-2010 |
| 54 | Sepauk/Paoh (281 b) | -0.0500 | 111.1500 | 1988-2010 |
| 55 | Nanga Dedai(282 d) | -0.3167 | 111.5667 | 1988-2010 |
| 56 | Stamet NangaPinoh (283 c) | -0.3480 | 111.7625 | 1982-2010 |
| 57 | Kota Baru (284) | -0.8167 | 111.5667 | 1992-2010 |
| 58 | Stamet Putussibau | 0.8392 | 112.9489 | 1982-2010 |
| 59 | Jongkong (286 c) | 0.7014 | 112.2800 | 1990-2010 |

Uji Mann-Kendall dapat diaplikasikan bila nilai data *time series* x_i diasumsikan mengikuti model: $x_i = f(t) + \varepsilon$. Fungsi $f(t)$ adalah peningkatan atau penurunan yang kontinyu, diasumsikan ε berasal dari distribusi yang sama dengan rata-rata 0. Oleh karena itu diasumsikan varians dari distribusi konstan dengan waktu. Akan diuji hipotesis nol (H_0) bahwa tidak ada trend dan hipotesis alternatif (H_1) yang menyatakan terdapat trend peningkatan atau penurunan. Dalam perhitungan yang menggunakan *time series* dengan jumlah data kurang dari 10 digunakan uji S, dan untuk jumlah data 10 atau lebih digunakan statistik Z. Uji kecenderungan Mann-Kendall menggunakan beberapa level signifikansi yaitu 0,1(10%); 0,05 (5%); 0,01(1%) dan 0,001 (0.1%).

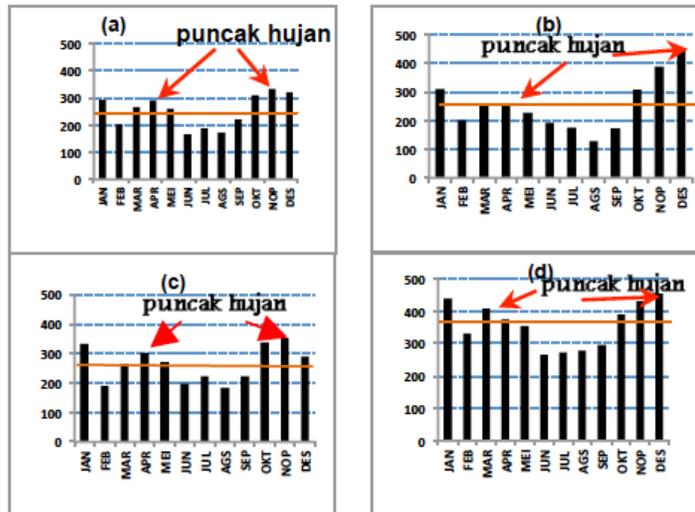
Tahapan berikutnya nilai trend curah hujan baik bulanan maupun tahunan diinterpolasi dan dipetakan. Peta dibuat pada level signifikansi 5%. Jika trend tidak signifikan pada $\alpha = 5\%$, artinya tidak ada trend sehingga nilai trend = 0. Pemetaan dilakukan dengan menggunakan Arc-Gis 10 dan menggunakan teknik interpolasi IDW (*Inverse Distance Weighted*). Peta trend ditumpangtindihkan (*overlay*) dengan peta administrasi Kalimantan Barat.

Metode *Inverse Distance Weighted* (IDW) merupakan metode deterministik yang sederhana dengan mempertimbangkan titik disekitarnya (NCGIA, 1997 dalam Pramono, 2008). Asumsi dari metode ini adalah nilai interpolasi akan lebih mirip pada data sampel yang lebih dekat daripada yang lebih jauh. Bobot (*weight*) akan berubah secara linear sesuai dengan jaraknya dengan data sampel. Bobot ini tidak akan dipengaruhi oleh letak dari data sampel. Hasil penelitian Sutanta dan Cahyono (2009) dalam pembentukan *Digital Terrain Model* dari peta topografi skala besar metode IDW lebih baik digunakan pada daerah datar-rapat.

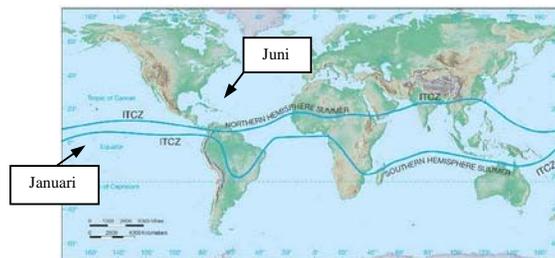
HASIL DAN PEMBAHASAN

Pola hujan

Sebagian besar Kalimantan Barat mempunyai pola hujan bimodal yaitu mempunyai dua puncak hujan (Gambar 2). Wilayah di lintang 0° (ekuator) umumnya dilalui garis ITCZ (Intertropical Convergence Zone) dua kali dalam satu tahun. ITCZ bergerak ke utara dan selatan mengikuti dengan pergerakan matahari dengan *lag time* beberapa bulan (Gambar 3). Daerah yang dilalui oleh ITCZ menjadi zona konvergensi yang ditandai curah hujan yang tinggi.



Gambar 2. Pola hujan bimodal (dua puncak hujan) di empat titik pengamatan curah hujan (a) Bengkayang, (b) Sei Besar, (c) Stamet Supadio, (d) Stamet Putussibau.



Gambar 3. Posisi Garis ITCZ pada bulan Januari dan Juni (Oliver dan Hidore, 1984).

Pola hujan di sebagian besar wilayah Kalimantan diwakili oleh empat titik pengamatan (Bengkayang di Kabupaten Bengkayang di sebelah utara, Sei Besar di Kabupaten Ketapang di sebelah selatan, Stamet Supadio di Kabupaten Kubur Raya di sebelah barat dan Stamet Putussibau di Kabupaten Kapuas Hulu di sebelah timur). Puncak hujan pertama umumnya terjadi pada bulan April (*lag time* satu bulan dari puncak penyinaran matahari) dan puncak hujan kedua terjadi pada bulan Nopember sampai Januari (*lag time* 2-3 bulan setelah puncak penyinaran matahari). Akibatnya, musim hujan dan musim kemarau tidak menunjukkan perbedaan yang jelas karena hampir sepanjang tahun terjadi hujan. Karena alasan tersebut, trend curah hujan dilakukan dengan pendekatan curah hujan tahunan dan bulanan tapi bukan curah hujan musiman.

Trend perubahan curah hujan tahunan

Dari hasil Uji Mann-Kendall dan Sens terhadap data curah hujan tahunan, diperoleh nilai trend curah hujan tahunan yang disajikan pada Tabel 2.

Tabel 2. Nilai trend (mm/tahun) curah hujan tahunan Kalimantan Barat.

| No | Nama stasiun | Trend | No | Nama stasiun | Trend |
|----|--------------------------|--------------------|----|------------------------|-------------------|
| 1 | Sei Ambawang (273 f) | 2.5 | 31 | Penyeladi (278 b) | -94.2 |
| 2 | Kubu (273 d) | -3.4 | 32 | Tayan Hilir (280) | 68.8 |
| 3 | Stamet Supadio (273) | 0.2 | 33 | Kembayan(275) | -0.7 |
| 4 | Sei Kakap (273 e) | 2.3 | 34 | Bengkayang (271 a) | -15.8 |
| 5 | Rasau Jaya (273 b) | 13.3 | 35 | Sanggau Ledo (271g) | 37.2 |
| 6 | Teluk Pakedai (273 h) | -12.4 | 36 | Sei Duri (271 d) | 17.7 |
| 7 | Terentang (273 d) | 55.0 ** | 37 | Samalantan (271 c) | 55.4* |
| 8 | Staklim Siantan (273 i) | -4 | 38 | Sekadau Hilir (279 a) | -27.8 |
| 9 | SMPK Anjungan (273h) | 3 | 39 | Sekadau Hulu (279d) | 18.3 |
| 10 | Sei Pinyuh (272 e) | 14.5 | 40 | Nanga Taman (279c) | -46.3* |
| 11 | Sei Kuyit (272 d) | 12.2 | 41 | Nanga Mahap (284d) | 53.3 ⁺ |
| 12 | Toho (272 c) | -39.3 ⁺ | 42 | Stamet Ketapang (285) | -12.9 |
| 13 | Mempawah Hilir (272 h) | 16.6 | 43 | Sei Besar (285 h) | 12.2 |
| 14 | Menjalin (272 e) | 1.7 | 44 | Kendawangan (285d) | 1.6 |
| 15 | Karangan (272 f) | 115.7*** | 45 | Nanga Tayap | 11.5 |
| 16 | Mandor (272 a) | 40.7 | 46 | Jelai Hulu (285 g) | -86.2 |
| 17 | Pahauman | -26.8 | 47 | Marau (285 f) | 103.1 |
| 18 | Ngabang (277) | -6.9 | 48 | Teluk Melano (284 g) | -68.3* |
| 19 | Singkawang (271) | -70.9* | 49 | Sukadana (284 f) | -10.5 |
| 20 | Stamet Paloh (270 f) | -8.2 | 50 | Seponti Jaya (284 k) | 101.3 |
| 21 | Pemangkat(272 b) | 0 | 51 | Sandai (285) | 6 |
| 22 | Tebas (270 a) | -14 | 52 | Stamet Sintang (281) | 1 |
| 23 | Sambas (270) | -6.6 | 53 | Banning (281 a) | -16.4 |
| 24 | Sebawi | -9 | 54 | Sepauk/Paoh (281 b) | 4.3 |
| 25 | SMPK Semelagi | 56.4 | 55 | Nanga Dedai(282 d) | 39.4 |
| 26 | Sanggau (278) | 2.7 | 56 | Stamet N Pinoh (283C) | 14.7 |
| 27 | SMPK Parindu (279 f) | -33.4* | 57 | Kota Baru (284) | 36.6 |
| 28 | Balai Karang (274) | 23.4 | 58 | Stamet Putussibau | -11 |
| 29 | Sosok (276) | -4.9 | 59 | Jongkong (286 C) | 159.9 |
| 30 | Batang Tarang (267 a) | -53.3* | | | |

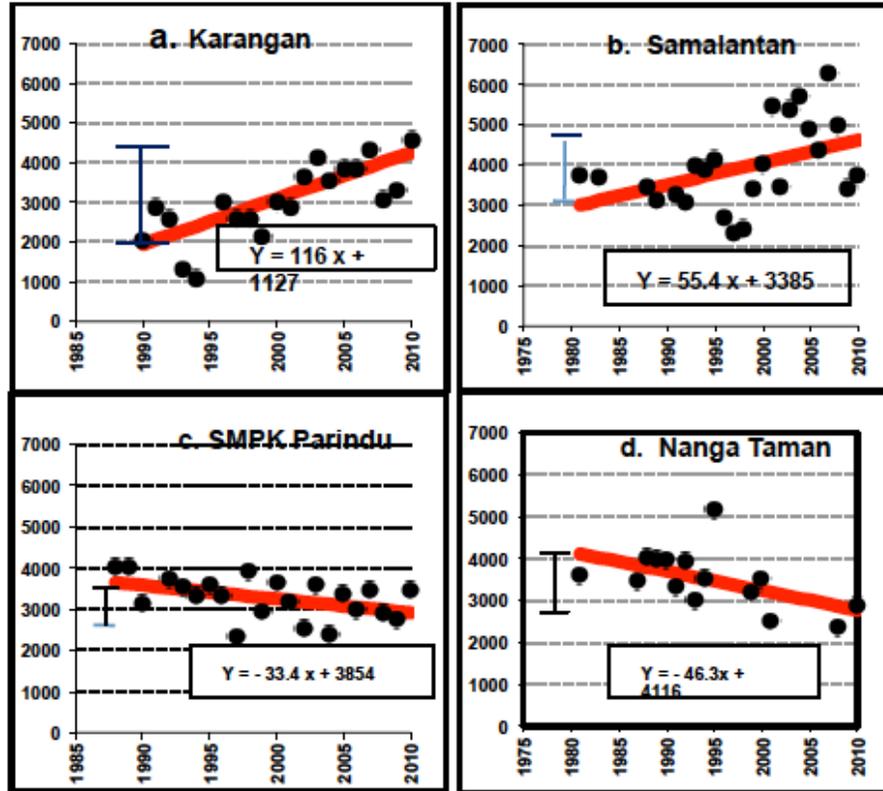
Keterangan: * signifikan pada $\alpha = 0.10$

* signifikan pada $\alpha = 0.05$

** signifikan pada $\alpha = 0.01$

*** signifikan pada $\alpha = 0.001$

Dari 59 titik pengamatan yang dianalisis trend curah hujan tahunannya, hanya 8 titik pengamatan yang mempunyai nilai trend yang signifikan pada level 5%. 51 titik pengamatan lainnya tidak menunjukkan adanya trend yang signifikan yang berarti secara statistik tidak ada perubahan jumlah curah hujan di lokasi tersebut (Tabel 2). Peningkatan curah hujan tahunan terjadi di tiga lokasi yaitu Samalantan (+55.4), Tarentang Pakedai (+55.0), Karang (+115.7). Nilai dalam kurung adalah besarnya trend curah hujan pertahun. Penurunan curah hujan tahunan terjadi di lima lokasi yaitu Batang Tarang (-53.3), SMPK Parindu (-33.4), Nanga Taman (-46.3), Teluk Melano (-68.3) dan Kota Singkawang (-70.9). Grafik trend peningkatan dan penurunan curah hujan dibebberapa titik yang signifikan secara statistik diberikan pada Gambar 4. Peta spasial trend curah hujan tahunan diberikan pada Gambar 5.



Gambar 4. Trend peningkatan dan penurunan curah hujan yang signifikan di beberapa titik pengamatan, tanda I menunjukkan besarnya perubahan curah hujan tahunan pada selang waktu data.



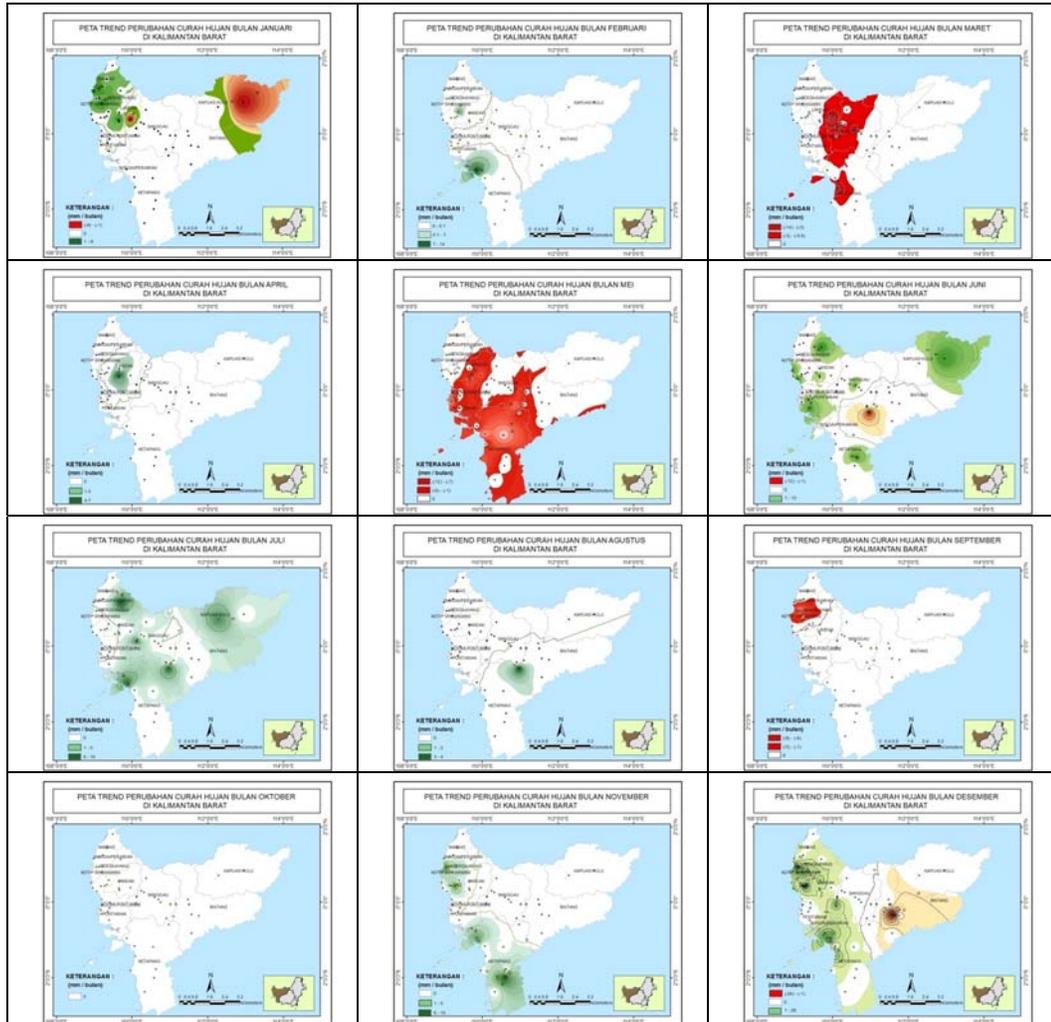
Gambar 5. Peta trend curah hujan tahunan di Kalimantan Barat.

Dari Gambar 5 diketahui bahwa sebagian besar wilayah Kalimantan Barat telah mengalami penurunan curah hujan tahunan dengan penurunan berkisar antara -1 sampai -70 mm per tahun. Penurunan terbesar terjadi di pantai barat Kabupaten Kayong Utara, sebelah selatan Kabupaten Sanggau dan Kota Singkawang. Hasil penelitian ini sejalan dengan hasil penelitian Runtuwuu dan Syahbuddin dalam Irianto (2010), telah terjadi penurunan curah hujan tahunan di beberapa wilayah Indonesia diantaranya adalah Kalimantan Barat. Sementara itu, dari hasil penelitian Aldrian (2007) menggunakan data dari tahun 1950-1997 diperoleh penurunan curah hujan yang signifikan antara 14 sampai 20 mm/tahun di tiga titik pengamatan di Kalimantan Barat yaitu Pontianak, Ketapang dan Nanga Pinoh. Sebagian

wilayah timur Kabupaten Landak dan Pontianak mengalami peningkatan curah hujan tahunan sebesar 1-115 mm/tahun.

Trend perubahan curah hujan bulanan

Hasil analisis uji Mann-Kendal dan Sens ditampilkan dalam peta spatial menggunakan interpolasi IDW Gambar 6 berikut.

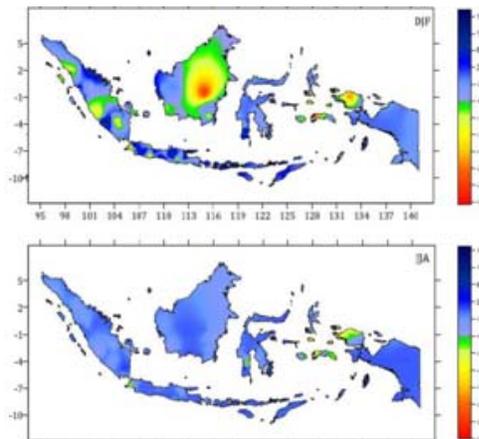


Gambar 17. Trend spasial curah hujan bulanan di Kalimantan Barat.

Periode puncak hujan pertama yaitu Maret dan Mei didominasi oleh penurunan curah hujan yang signifikan di bagian barat dan selatan serta sebagian utara Kalimantan Barat. Penurunan curah hujan yang terjadi pada bulan Maret dan Mei berkisar antara 1 sampai 14 mm per bulan. Pada bulan Maret hampir 20% di wilayah ini mengalami penurunan curah hujan. Pada bulan Mei penurunan curah mencakup kira-kira 45 % dari luas provinsi. Pada periode puncak hujan kedua, yaitu Nopember sampai Januari, terjadi penurunan curah hujan yang lebih rendah. Pada bulan Januari, penurunan curah hujan berkisar antara 1 sampai 9 mm sebulan di bagian barat khususnya di wilayah pegunungan di Kabupaten Kapuas Hulu yang memperoleh curah hujan tahunan tertinggi. Pada bulan Desember juga terjadi penurunan curah hujan dengan kisaran yang lebih rendah khususnya di sebagian wilayah Kabupaten Sintang, Melawi dan bagian barat Kabupaten Kapuas Hulu.

Pada bulan-bulan dengan curah hujan di bawah rata-rata, yaitu Juni dan Juli terjadi peningkatan curah hujan yang signifikan di hampir sebagian besar wilayah Kalimantan Barat. Pada bulan Juni peningkatan curah hujan berkisar antara 1 sampai 12 mm sebulan terutama di wilayah pegunungan di Kabupaten Kapuas Hulu yang mencakup luasan kira-kira 25% dari luasan provinsi. Pada bulan Juli luasan wilayah yang mengalami peningkatan curah hujan lebih luas daripada bulan Juni, tapi dengan kisaran kenaikan curah hujan yang lebih kecil. Pada bulan Juli sebagian besar wilayah Kalimantan Barat (kira-kira 70%) mengalami kenaikan curah hujan berkisar antara 1 sampai 10 mm.

Hasil penelitian ini relatif sejalan dengan hasil penelitian Boer et al dalam Irianto (2010) walau menggunakan pendekatan yang berbeda. Curah hujan di musim kemarau (Juni sampai Agustus), wilayah Kalimantan Barat mengalami peningkata sedangkan curah hujan di musim hujan (Desember sampai Januari), mengalami penurunan dengan kisaran antara 6 sampai 30 mm per triwulan.



Gambar 7. Trend perubahan curah hujan pada periode Desember-Februari (atas) dan Jun-Agustus (bawah) di Indonesia (Boer et al. dalam Irianto, 2010).

Dari hasil tersebut terlihat adanya trend pengurangan curah hujan yang signifikan pada bulan-bulan basah (curah hujan di atas rata-rata) yaitu Maret dan April dan Desember-Januari. Pada bulan-bulan kering (curah hujan di bawah rata-rata yaitu Juni dan Juli) terlihat adanya trend kenaikan curah hujan. Hal tersebut mengindikasikan bahwa telah terjadi perubahan iklim yang tercermin dari peningkatan dan penurunan curah hujan bulanan di Kalimantan Barat. Bulan-bulan lainnya (Februari, Mei, Agustus sampai Oktober) menunjukkan tidak adanya trend kenaikan atau pengurangan curah hujan yang signifikan. Bulan Oktober, seluruh Kalimantan Barat tidak mengalami perubahan curah hujan bulanan yang signifikan.

KESIMPULAN

Dari hasil penelitian dapat disimpulkan bahwa sebagian besar wilayah Kalimantan Barat mempunyai pola hujan bimodal (dua puncak hujan). Sementara itu, perubahan iklim di wilayah Kalimantan Barat yang tercermin dari perubahan (peningkatan dan penurunan) curah hujan bulanan dan tahunan yang signifikan secara statistik pada periode data yang panjang. Curah hujan tahunan di sebagian besar Kalimantan Barat mengalami penurunan dengan kisaran antara 1-70 mm/tahun. Curah hujan bulanan di bulan-bulan kering (Juni-Juli) mengalami peningkatan dengan kisaran yang bervariasi di sebagian besar wilayah Kalimantan Barat. Sedangkan di bulan-bulan basah (Maret dan Mei serta Desember-Januari) mengalami penurunan.



DAFTAR PUSTAKA

- Aldrian, E. 2007. Perubahan iklim global dan dampaknya terhadap iklim benua maritim di laut dan di daratan. Presentasi disampaikan pada acara Jurnal Club BMG. 30 Maret 2007.
- Aldrian, E dan Y.S.Djamil. 2008. Spatio-temporal climatic change of rainfall in east Java Indonesia. *Int. J. Climatol.* 28:435-448.
- Budiono, A. 2009. *Riset atmosfer dan iklim. Annual Report 2009.* LAPAN. www.lapan.go.id/annual/file_pdf/bab-06.pdf. Diakses tanggal 27 Februari 2012.
- Egashira, K, Y. Matsusita, P. Virakornphanich, Darmawan, A.Z. Moslehuddin, M.A. Almamun and D.U. Nguyen Hai. 2003. Features and Trends off Rainfall in Recent 20 years at Different Locations in Humid Tropical to Subtropical Asia. *J.Fac.Agr. Kyusshu Univ* 48(1-2): 219 – 225.
- Gilbert, R.O., 1987. Statistical methods for environmental pollution monitoring. Van Nostrand Reinhold, New York
- IPCC. 2007. Working Group I. Scientific Basis. Appendix I. Glossary <http://www.ipcc.ch/ipccreports/tar/wg1/518.htm>. Diakses tanggal 28 Februari 2012.
- Irianto, G. 2010. Road Map Strategi Sektor Pertanian Menghadapi Perubahan Iklim. <http://bbsdlp.litbang.deptan.go.id/index.php>. Diakses 14 Juni 2012.
- Oliver, J.E and J.J. Hidore. 1984. *Climatology: An introduction.* Charles E. Merrill Pbl. Comp.A Bell &Howell Comp. Columbus. Ohio.
- Onoz, B. and M. Bayazit. 2003. The power of statistical test for trend detection. *Turkish J.Eng.Env.Sci.* 27: 247-251.
- Pramono, G.H. 2008. Akurasi Metode IDW dan Kriging untuk Interpolasi sebaran sedimen tersuspensi di Maros Sulawesi Selatan. *Forum Geografi* 22(1): 145-158.
- Salmi, T, A. Maatta, P. Anttila, T.R Airola, T. Amnell. 2002. *Trends of Annual of Atmospheric Pollutants By Mann-Kendall Test and Sen's Slope Estimates. The Excel template Application. MAKESENS Manual.* Finnish Meteorological Institute, Helsinki.
- Stasiun Klimatologi Siantan. 2012. <http://staklimsiantan.net/cuaca.html>. Diakses tanggal 24 Februari 2012.
- Sutanta, H dan B. Kun Cahyono. 2009. *Perbandingan Beberapa Metode Interpolasi untuk Pembentukan Digital Terrain Model dari Peta Topografi Skala Besar.* <http://eprints.undip.ac.id/21789/1/63.pdf> diakses 27 Februari 2012.

ABSTRACT

Volcanic activity is inseparable from seismic activities and tectonic conditions in the surrounding area. The aim of this paper is to investigate the relationship between earthquakes and volcanic eruptions. The results indicate that after the Mw9.0 Aceh earthquake in 2004, followed by subsequent large aftershocks, has produced positive Coulomb stress changes in the region. Those changes have triggered the disruption of Mount Sinabung in 2010, which has been inactive for four centuries. The cross section that divided Mount Sinabung before the eruption in 2013 also showed positive changes in the Coulomb stress at the lower part of Mount Sinabung, up to a depth of 85 km with lobes up to 5×10^{-3} bars.

Keywords: *volcanic eruption, earthquake, Coulomb stress change, Mount Sinabung.*

PENDAHULUAN

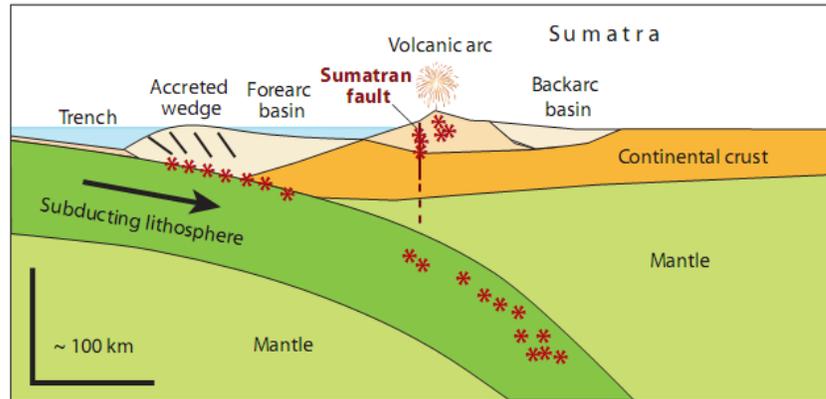
Erupsi Gunung Sinabung pada Agustus 2010 sangat mengejutkan bagi masyarakat yang tinggal di sekitar gunung tersebut. Hal ini dikarenakan gunung tersebut sudah tidak menunjukkan aktivitas kegunungapiannya lagi sejak erupsi terakhir tahun 1600 sehingga masyarakat di sekitar Gunung Sinabung belum memiliki pengalaman dari leluhur mereka yang masih hidup di Dataran Tinggi Karo berkaitan dengan erupsi gunung tersebut. Aktifitas Gunung Sinabung memiliki keunikan apabila ditinjau dari tipenya sehingga menarik untuk diteliti lebih jauh. Sebelumnya, Gunung Sinabung dikategorikan ke dalam tipe B. Tipe gunung ini berubah menjadi tipe A setelah erupsinya pada tahun 2010 (Sutawidjaja et al., 2013).

Gunung Sinabung terletak di Kabupaten Karo, Sumatera bagian utara dengan koordinat $98,39^{\circ}$ BT dan $3,17^{\circ}$ LU. Gunung tersebut berjarak 30 km di sebelah timur Segmen Renun dengan panjang sekitar 215 km, yang merupakan bagian dari Sesar Besar Sumatera. Selain itu, di sebelah barat Pulau Sumatera terdapat zona subduksi lempeng Indo-Australia dengan lempeng Eurasia, yang memiliki tingkat seismisitas tinggi. Aktifitas tektonik yang tinggi setelah kejadian gempabumi Aceh 2004 membuat wilayah disekitarnya menjadi labil sehingga mempengaruhi tatanan tektonik maupun vulkanik wilayah tersebut.

Aktifitas gunungapi merupakan rangkaian dari aktifitas tektonik (Daryono, 2010). Jika aktivitas gempabumi memiliki pengaruh terhadap erupsi gunungapi, maka keaktifan gunungapi tidak terlepas dari kondisi seismisitas dan kondisi tektonik di sekitar daerah tersebut. Namun tidak setiap daerah memiliki potensi yang sama berkaitan dengan hubungan kausal antara gempabumi dengan gunungapi. Posisi gunung terhadap sesar, kondisi tektonik yang aktif, perubahan *Coulomb stress*, serta kecenderungan arah *rupture* dapat menjelaskan sejauh mana hubungan kausal tersebut.

Hubungan yang menyatakan pengaruh antara kejadian gempabumi dengan peningkatan aktifitas erupsi gunungapi telah didiskusikan dalam beberapa kejadian erupsi di beberapa negara pada tahun 1823, 1835, 1840, 1902, dan 1943 (Voight et al., 2000). Jika aktifitas gunungapi merupakan rangkaian dari aktifitas tektonik, apakah terdapat hubungan antara gempabumi besar yang terdapat di Sumatera bagian utara serta gempabumi lokal yang disebabkan oleh aktivitas Sesar Besar Sumatera terhadap erupsi Gunung Sinabung tahun 2010 dan 2013. Bagaimana hubungan tersebut menjelaskan pengaruh yang di timbulkan oleh gempabumi tektonik terhadap erupsi gunung api.

Daerah Sumatera bagian utara berdekatan dengan sistem subduksi lempeng Indo-Australia dengan lempeng Eurasia. Konvergensi lempeng Indo-Australia terhadap lempeng Eurasia tersebut menghasilkan proses penunjaman miring di sepanjang Pulau Sumatera. Penunjaman tersebut menghasilkan dua struktur utama, yaitu sistem sesar zona subduksi sepanjang palung laut Sumatera dan sistem sesar dekstral Sumatera (Natawidjaja dan Sieh, 1994).



Gambar 1. Skematik cross section dari batas lempeng Sumatera. Tanda bintang menunjukkan mayoritas sumber gempa bumi (Mc Caffery, 2009).

Penunjaman tersebut juga menghasilkan rangkaian busur pulau depan (*forearc islands*) yang bersifat non-vulkanik, dan rangkaian pegunungan Bukit Barisan dengan jalur vulkanik di tengahnya (Gambar 1). Selain rawan akibat gempa bumi yang disebabkan tumbukan lempeng, Sumatera bagian utara juga sangat rawan terhadap aktivitas sesar aktif yang terdapat pada sistem Sesar Besar Sumatera.

Coulomb stress merupakan penjumlahan *normal stress* dengan *shear stress*. Perubahan *Coulomb stress* yang disebabkan oleh gempa bumi utama (CFF) diberikan oleh persamaan 2.1.

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu(\Delta\sigma + \Delta p) \tag{1}$$

Dimana $\Delta\tau$ adalah shear stress yang diberikan oleh bidang patahan (positif dalam arah pergeseran), $\Delta\sigma$ adalah perubahan pada *normal stress* (positif apabila patahan tidak mengalami klem), μ adalah koefisien gesek *apparent* yang didapatkan setelah mempertimbangkan efek dari tekanan pori fluida yang biasanya direpresentasikan dengan μ^f dan Δp adalah perubahan tekanan pori, umumnya kurang dikenal namun sebanding dengan perubahan normal stress (Ge dan Stover, 2000; Cocco dan Rice, 2002).

Beberapa studi terdahulu pada umumnya menggunakan Persamaan 2 berikut dimana koefisien gesekan *apparent* (μ^f) sudah termasuk dalam Δp .

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu^f \cdot \Delta\sigma \tag{2}$$

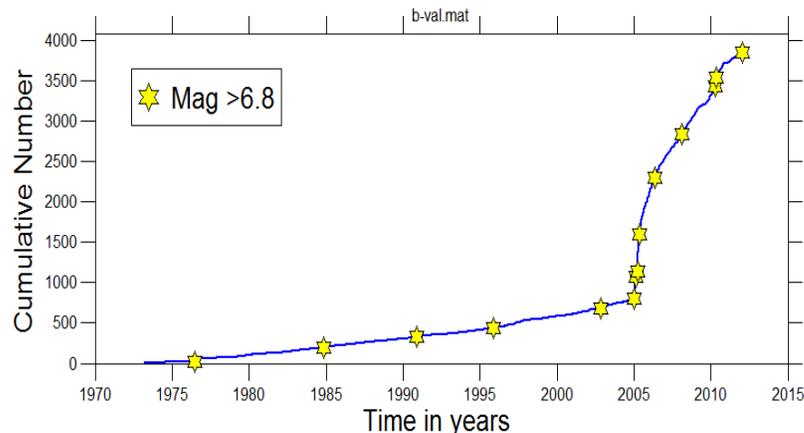
Koefisien gesekan *apparent* (μ^f) biasanya diasumsikan antara 0.4-0.8 untuk patahan yang memiliki akumulasi slip rendah atau cenderung kasar. Sementara itu, untuk patahan yang memiliki akumulasi slip tinggi atau tekanan pori tinggi diasumsikan dalam rentang nilai antara 0.0-0.4. Dalam tulisan ini diasumsikan μ^f yang digunakan adalah 0.4 sebagai nilai tengah dari rentang 0.0-0.8, dengan *poisson ratio* = 0.25 dan *shear modulus* = 3.2×10^5 bar (King et al, 1994). Terdapat dua pendekatan untuk mendapatkan perubahan *Coulomb stress*, yang pertama dengan mempertimbangkan geometri dan *rake* pada patahan, dan yang kedua dengan terkonsentrasi pada tektonik dan stres regional.

METODOLOGI

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data mekanisme fokal dan data seismisitas gempabumi di daerah Sumatera bagian utara. Data mekanisme fokal diunduh dari Global CMT selama periode 2004 – 2010 dan periode bulan April 2010 sampai Agustus 2013 sedangkan untuk data seismisitas gempabumi diunduh dari <http://earthquake.usgs.gov/earthquake/search> untuk periode 2004-2010 dan dari hasil pemantauan jaringan gempabumi Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) untuk periode bulan April 2010 sampai Agustus 2013. Lokasi penelitian terletak pada 0° LS - 18° LS dan 86° BT - 100° BT didasarkan pada lokasi episenter gempabumi dengan $M > 7.0$ SR di Sumatera bagian utara dan lokasi Gunung Sinabung. Penelitian ini meliputi tahap pengambilan (akuisisi) data, pengolahan (processing) data, dan interpretasi terhadap hasil pengolahan data.

HASIL DAN PEMBAHASAN

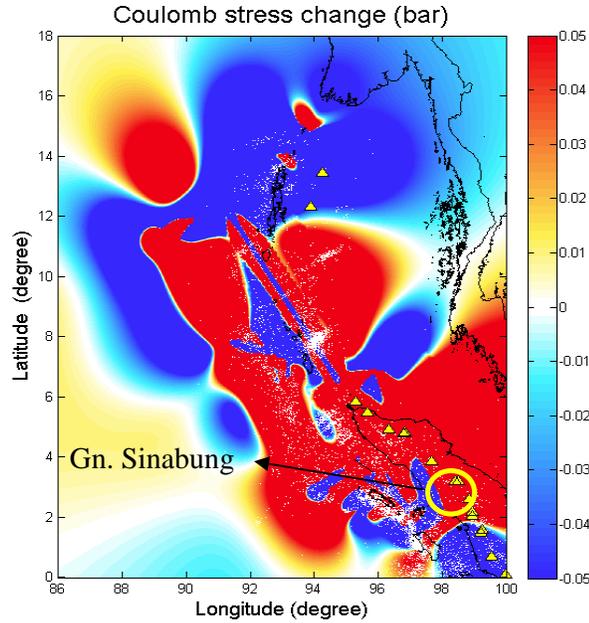
Hubungan gempabumi dengan aktivitas vulkanik gunungapi telah dikaji sebelumnya oleh beberapa studi (misalnya Nakahara *et al.*, 2005). Sebelum letusan Gunung Sinabung terjadi, dua kali gempabumi besar dalam rentang empat bulan, dengan magnitudo 7,1 SR pada 9 Mei 2010 dan 7,6 SR pada 6 April 2010 yang lokasinya berada pada daerah Segmen Renun yang merupakan bagian dari Sesar Besar Sumatera dengan arah Baratlaut-Tenggara. Peningkatan erupsi Sinabung yang didahului aktivitas kumulatif gempabumi tektonik (Gambar 2) ini mirip dengan erupsi serempak Gunungapi Karimsky dan Akademia Nauk (1996) di Semenanjung Kamchatka, Rusia serta erupsi Gunung Merapi (2010).



Gambar 2. Plot kumulatif gempabumi (Pratama *et al.*, 2012).

Sebuah gempabumi kuat ($M_w 7.1$) terjadi di Kamchatka di awal Januari 1996 yang lokasinya di jalur zona sesar aktif berarah Baratdaya-Timurlaut. Hanya dalam tempo dua hari pasca gempabumi tersebut, dua gunung api yang berjarak sekitar 10-20 kilometer dari pusat gempabumi sebuah serempak meletus (Walter, 2007). Kasus yang hampir sama juga terjadi di Yogyakarta. Menurut Daryono (2010), serangkaian gempabumi tektonik yang terjadi di Yogyakarta memicu terjadinya letusan Gunung Merapi dalam rentang waktu tiga bulan sejak Agustus 2010 Gempabumi yang mengguncang Daerah Yogyakarta dan sekitarnya adalah gempabumi tanggal 21 Agustus 2010 (5,0 SR) 3 September 2010 (5,0 SR), 11 Oktober 2010 (3,9 SR), 28 Oktober 2010 (4,0 SR), dan 28 Oktober 2010 (3,2 SR).

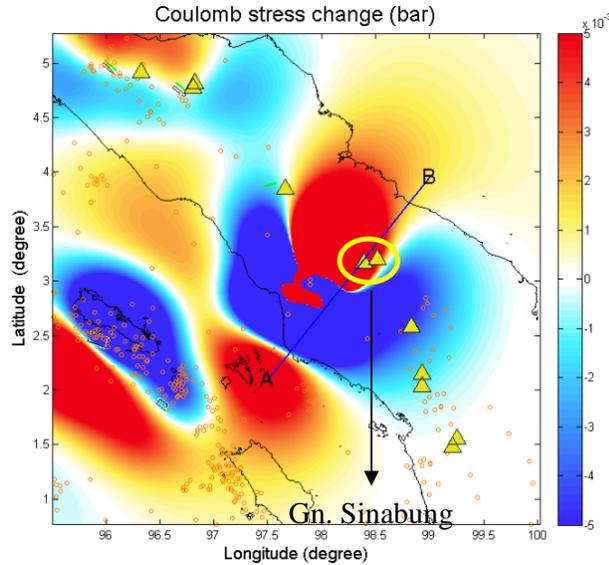
Sementara itu, perubahan *Coulomb stress* sebelum erupsi Gunung Sinabung yang ditimbulkan baik oleh gempabumi Aceh 2004 maupun gempabumi dengan magnitudo di atas 7 SR mengakibatkan beberapa daerah mengalami deformasi statis. Dari plot seismisitas, kebanyakan gempabumi terjadi pada daerah dengan perubahan *Coulomb stress* positif. Nilai *Coulomb stress* positif diduga memicu keaktifan pada daerah tersebut yang diakibatkan oleh gempabumi besar sebelumnya. Perubahan *Coulomb stress* positif juga terjadi pada daerah Gunung Sinabung yang memicu terjadi gangguan pada dapur magma Sinabung yang tertidur selama 400 tahun (Gambar 3).



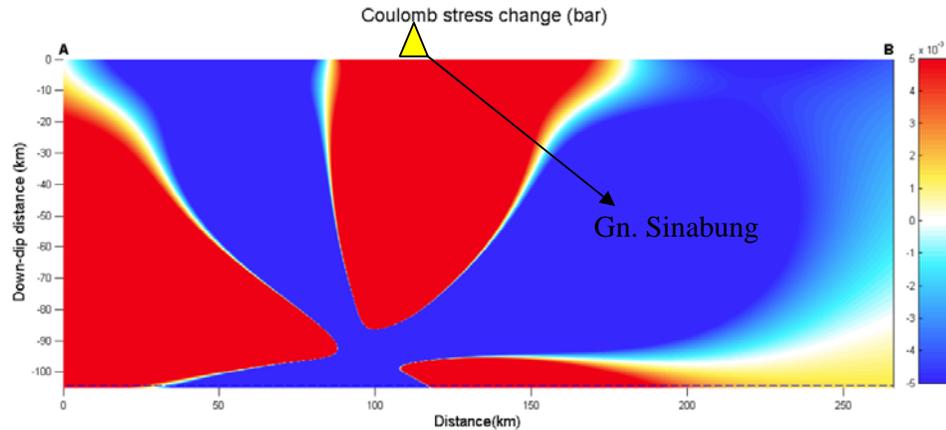
Gambar 3. Perubahan Coulomb stress setelah gempa bumi Aceh dan gempa bumi besar setelahnya.

Setelah Erupsi Tahun 2010

Setelah meletus di 2010, Gunung Sinabung kembali mengalami erupsi pada September 2013. Erupsi tersebut didahului oleh 4 kejadian gempa bumi tektonik dangkal yang diakibatkan oleh aktivitas Sesar Besar Sumatera di sekitar Gunung Sinabung dan 2 kejadian gempa bumi tektonik dengan kedalaman dangkal-menengah yang diakibatkan oleh zona subduksi. Lokasi gempa bumi tersebut relatif dekat dengan Gunung Sinabung dengan $M_w > 6.0$. Penujaman subduksi *megathrust* yang landai membuat dapur magma Sinabung berada pada kedalaman dangkal-menengah mengeluarkan erupsi freatik. Hal ini ditunjukkan dengan adanya dua kejadian gempa bumi kedalaman dangkal-menengah tersebut.



Gambar 4. Perubahan Coulomb stress sebelum erupsi Gunung Sinabung tahun 2013.



Gambar 5. Irisan melintang perubahan *Coulomb stress* sebelum erupsi tahun 2013.

Aktivitas tektonik tersebut menghasilkan perubahan stress positif pada daerah disekitar Gunung Sinabung (Gambar 4). Irisan melintang yang membelah Gunung Sinabung (Gambar 5) sepanjang 275 km juga menunjukkan perubahan *Coulomb stress* positif terdapat pada bagian bawah Gunung Sinabung hingga mencapai kedalaman 85 km dengan lobus mencapai 5×10^{-3} bar. Kondisi tekto-vulkanik yang masih labil mengakibatkan ekstrusi magma yang terus menerus mendapat tekanan yang menyebabkan dapur magma penuh dan menimbulkan tekanan naik. Ekstrusi magma baru ke permukaan ini akan memicu lebih banyak lagi magma yang naik ke atas sehingga Sinabung menjadi semakin aktif.

Hubungan Gempabumi Dengan Erupsi Gunungapi

Menurut Walter dan Amelung (2007), gempabumi tidak hanya dapat menentukan waktu erupsi tetapi juga dapat menentukan mekanisme struktur erupsi. Mekanisme yang menghasilkan magma bertekanan tinggi meliputi intrusi dan pencampuran magma yang dengan magma yang memiliki komposisi berbeda (Spark *et al.*, 1977). Munculnya erupsi freatik pada Gunung Sinabung sesuai dengan penelitian Eichelberger (1980) yang menemukan pelepasan sejumlah gas yang terjebak di dalam reservoir menyebabkan ekspansi volumetrik akibat guncangan oleh gempabumi.

Berkaitan dengan perubahan *Coulomb stress*, gradien warna menunjukkan perbedaan tekanan. Warna merah menunjukkan perubahan *Coulomb stress* positif yang mengindikasikan bahwa gaya tekan mengarah ke daerah tersebut, sedangkan warna biru menunjukkan perubahan stress negatif yang mengindikasikan bahwa di daerah tersebut tidak mengalami gaya tekan.

KESIMPULAN

Gempabumi Aceh dengan $M_w 9.0$ dan gempabumi dengan $M_w > 7$ yang menghasilkan perubahan *Coulomb stress* positif di daerah Gunung Sinabung dan sekitarnya memicu terjadinya erupsi dahsyat pada 27 Agustus 2010. Perubahan *Coulomb stress* positif juga dihasilkan oleh gempabumi dangkal-menengah dan gempabumi dangkal yang memiliki lokasi pusat gempa relatif dekat dengan Gunung Sinabung sebelum erupsi tahun 2013. Hasil tersebut menunjukkan bahwa perubahan *Coulomb stress* positif memiliki pengaruh terhadap aktifitas gunungapi.

Peningkatan seismisitas setelah gempabumi Aceh 2004 mengakibatkan kondisi tekto-vulkanik di daerah sekitarnya menjadi labil sehingga menyebabkan Gunung Sinabung aktif kembali setelah tertidur selama lebih dari 400 tahun. Tingginya aktifitas seismik pada daerah yang mengalami perubahan *Coulomb stress* positif mengindikasikan masih tingginya tegangan kerak bumi yang tersimpan di daerah Sumatera bagian utara.

Kondisi seperti ini perlu menjadi perhatian bagi masyarakat di daerah Sumatera bagian utara mengingat masih banyaknya gunungapi aktif. Perlu diwaspadai bahwa beberapa aktifitas seismik dapat membangunkan gunungapi yang tertidur selama ratusan tahun.

DAFTAR PUSTAKA

- Centroid Moment Tensor. <http://www.globalcmt.org>, diakses pada 27 November 2013.
- Cocco, M., and J. R. Rice. 2002. Pore Pressure and Poroelasticity Effects in Coulomb Stress Analysis of Earthquake Interactions. *J. Geophys. Res.*, 107(B2), 2030, doi:10.1029/2000JB000138.
- Daryono. 2010. Aktivitas Gempabumi Tektonik di Yogyakarta Menjelang Erupsi Merapi 2010. *Prosiding Scientific Journal Club BMKG 2011*.
- Eichelberger, J.C., 1980, Vesiculation of Mafic Magma During Replenishment of Silicic Magma Reservoirs: *Nature*, v. 288, p. 446–450, doi: 10.1038/288446a0.
- Eggert, S., T. R. Walter. 2009. Volcanic Activity Before and After Large Tectonic Earthquakes: Observations and statistical significance, *Tectonophysics xxx (2009) xxx–xxx*
- Ge, S., and S. C. Stover. 2000. Hydrodynamic Response to Strike And Dip Slip Faulting in a Half Space. *J. Geophys. Res.*, 105, 25,513–25,524, doi:10.1029/2000JB900233.
- King, dkk. 1994. Static Stress Changes and The Triggering of Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 84, pp. 935-953.
- Mc Caffrey, R. 2009. The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 37: 345-366.
- Miao, M., Shou-Biou, Z. 2012. A Study of the Impact of Static Coulomb Stress Changes of Megathrust Earthquakes Along Subduction Zone on the Following Aftershocks. *Chinese Journal of Geophysics Vol.55, No.5, 2012, Pp: 539–551*.
- Nishimura, dkk. 2005. Temporal Changes in Seismic Velocity of The Crust Around Iwate Volcano, Japan, as Inferred from Analyses of Repeated Active Seismic Experiment Data from 1998 to 2003. *Earth Planets Space*, 57, 491–505, 2005.
- Pratama, I Putu Dedy, dkk. 2012. Studi Analisa Perubahan Nilai-b untuk Prediksi Gempabumi Wilayah Sumatera Bagian Utara. *Prosiding Scientific Journal Club BMKG 2012*.
- Rollins, John C. and Stein, Ross S. 2010. Coulomb Stress Interactions Among $M \geq 5.9$ Earthquakes in The Gorda Deformation Zone and on The Mendocino Fault Zone, Cascadia Subduction Zone, and Northern San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, b12306, doi:10.1029/2009jb007117, 2010.
- Sieh K, Natawidjaja D. 1994. Neotektonik Sistem Sesar Sumatera. *Prosiding Hasil Penelitian Puslitbang Geotektonik LIPI*.
- Sutawidjaja, I. S. 2013. The August 2010 Pheratic Eruption of Mount Sinabung, North Sumatra. *Indonesian Journal of Geology*, Vol 8 No 1 March 2013: 55-61.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H., and Wilson, L. 1977. Magma Mixing; A Mechanism for Triggering Acid Explosive Eruptions: *Nature*, v. 267, p. 315–318, doi: 10.1038/267315a0.
- Toda Shinji, dkk. 2011. Using the 2011 $M=9.0$ Tohoku Earthquake to Test the Coulomb Stress Triggering Hypothesis and to Calculate Faults Brought Closer to Failure. *Earth Planets Space*, 63, 1–6, doi:10.5047/eps.2011.05.010, 2011.
- Ulandari. 2008. Pemodelan Seismotektonik Busur Sunda Wilayah Sumatera Dengan Analisa Coulomb Stress. *Skripsi ITB*.
- USGS. <http://earthquake.usgs.gov/earthquake/search>, diakses pada 28 November 2013
- Voight, B., E. K. Constantine, S. Siswawidjoyo, and R. Torley. 2000 .Historical eruptions of Merapi volcano, Central Java, Indonesia, 1768–1998. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 100(1– 4), 69– 138.



- Walter, T.R. 2007. How a tectonic earthquake may wake up volcanoes: Stress transfer during the 1996 earthquake–eruption sequence at the Karymsky Volcanic Group, Kamchatka, *Earth and Planetary Science Letters* 264 (2007) 347–359.
- Walter, T.R., Amelung, F., 2007. Volcanic Eruptions Following M9 Megathrust Earthquakes: Implications for the Sumatra–Andaman Volcanoes. *Geology* 35 (6), 539–542.
- Walter, T.R., Wang, M. Zimmer, H. Grosser, B. Luehr, and A. Ratdomopurbo. 2007. Volcanic activity influenced by tectonic earthquakes: Static and dynamic stress triggering at Mt. Merapi, Geoph. *Research Letters*, Vol. 34, L05304.
- Wegler, U., dkk. 2006. Increase of Shear Wave Velocity before 1998 Eruption of Merapi Volcano (Indonesia). *Geophysical Research Letter* vol. 33, L09303, doi:10.1029/2006GL025928, 2006.

ABSTRACT

This study discussed about the relationship between three components of solar irradiance (Ultra Violet (UV), Near Infra-red (NIR) and Photosynthetically Active Radiation (PAR)) and global irradiance measured at Bukit Kototabang in 2012. The relationship was carried out by calculating the ratio between global irradiance and each of the solar irradiance components, as well as by determining the correlation coefficient values. The results indicated that the approximation of global solar irradiance components is 5% UV, 55% NIR and 45% PAR. Also, the ratio between UV and global solar irradiance suggested that the water vapour content in Bukit Kototabang is relatively high.

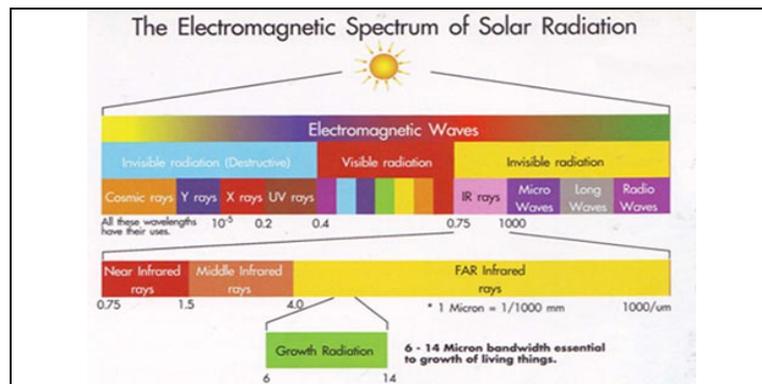
Keywords: solar irradiance, UV, NIR, PAR, Bukit Kototabang.

PENDAHULUAN

Radiasi Matahari adalah pancaran energi yang berasal dari proses thermonuklir yang terjadi di Matahari. Energi radiasi matahari berbentuk sinar dan gelombang elektromagnetik. Spektrum radiasi Matahari sendiri terdiri dari dua yaitu, radiasi gelombang pendek dan radiasi gelombang panjang. Radiasi gelombang pendek antara lain radiasi gamma, sinar X, dan ultraviolet. Sedangkan radiasi gelombang panjang adalah radiasi infra merah dll.

Terdapat 3 macam radiasi gelombang pendek utama dari matahari yang melewati atmosfer bumi. Pertama, radiasi ultaviolet (UV) dengan panjang gelombang (0.29-0.4 μm), radiasi ini bisa menyebabkan kanker pada kulit manusia. Kedua, radiasi matahari untuk fotosintesis tumbuhan hijau atau biasa disebut *Photosynthetically Active Radiation* (PAR) dengan panjang gelombang (0.38-0.7 μm). Radiasi ini digunakan oleh tumbuhan sebagai sumber energi pada proses fotosintesis dan sebagai bahan penelitian di bidang pertanian. Ketiga, radiasi matahari *near infra red* (NIR) dengan panjang gelombang (0.7-2.8 μm). Gelombang NIR diaplikasikan pada satelit untuk mengetahui total kolom uap air di atmosfer.

Saat ini, penelitian mengenai rasio antara radiasi matahari UV, NIR dan PAR terhadap radiasi matahari global masih sangat kurang. Dari rasio komponen radiasi matahari tersebut dapat membantu pada proses estimasi dan pemodelan. Gambar 1 berikut memperlihatkan berbagai spektrum radiasi matahari.



Gambar 1. Spektrum radiasi matahari.

Pemantauan radiasi matahari PAR di Indonesia belum dilakukan secara terus menerus. Untuk itu digunakan persamaan empiris untuk memperkirakan data dari masing-masing komponen radiasi matahari tersebut. Stasiun GAW Bukit Kototabang telah melakukan monitoring radiasi matahari Global dan NIR sejak tahun 1996, radiasi matahari UV dimulai pada tahun 2012 sedangkan untuk radiasi matahari PAR diperoleh dengan menggunakan persamaan empiris.

Adapun tujuan utama dari penelitian ini adalah untuk mengetahui rasio radiasi matahari NIR, UV dan PAR terhadap radiasi matahari Global di Stasiun GAW Bukit Kototabang pada tahun 2012.

METODOLOGI

Lokasi

Stasiun GAW Bukit Kototabang terletak di suatu bukit pada ketinggian 864.5 m dpl dengan posisi koordinat 0° 12' 0" LS dan 100° 19' 19" BT. 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 (Gambar 2).

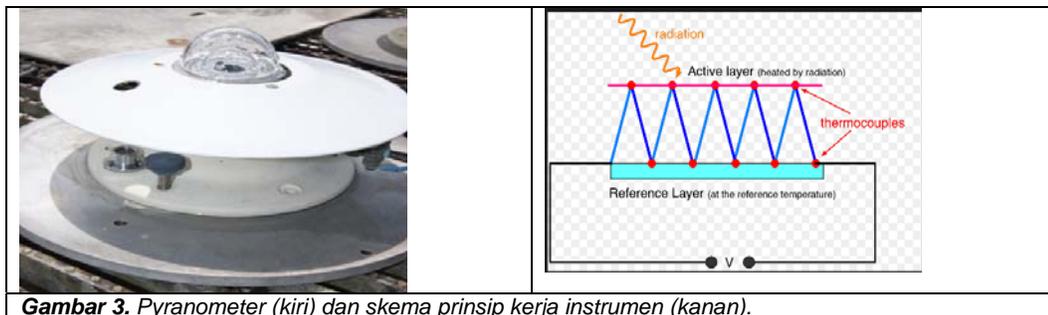


Gambar 2. Stasiun GAW Bukit Kototabang.

Instrumen

Pyranometer

Data radiasi matahari Global diperoleh dari alat pyranometer, cara kerja alat ini adalah dengan merubah energi panas menjadi energi listrik, lalu dikali dengan nilai sensitivitas alat sehingga didapat nilai radiasi matahari global, Pyranometer ini mengukur radiasi matahari pada panjang gelombang 0.280 – 3 μm. sensor yang dipakai pada alat ini yaitu thermocouple. 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. Berikut di bawah ini gambar alat pengukur radiasi matahari Global.



Gambar 3. Pyranometer (kiri) dan skema prinsip kerja instrumen (kanan).

Pyranometer RG8

Alat ini berfungsi untuk mengukur radiasi matahari NIR. Prinsip kerja alat ini sama dengan Pyranometer lainnya, hanya kubahnya berwarna lebih gelap agar dapat mengukur radiasi matahari pada panjang gelombang 0.695-3.0 μm . Gambar 4 berikut memperlihatkan pyranometer RG8 yang ada di Stasiun GAW Bukit Kototabang.



Gambar 4. Pyranometer RG8.

TUV Radiometer

Data radiasi matahari UV di Bukit Kototabang diperoleh dari monitoring alat TUV Radiometer (Gambar 5). Prinsip kerja alat ini sama dengan pyranometer tetapi kubahnya dilengkapi dengan filter sehingga dapat mengukur radiasi matahari UV.



Gambar 5. TUV Radiometer.

Detail mengenai spesifikasi alat pengukur komponen-komponen radiasi matahari dapat dilihat dari Tabel 1 berikut.

Tabel 1. Spesifikasi pyranometer berdasarkan tipe komponen yang diukur.

| Rincian | Global | Ultraviolet | Near Infrared |
|--------------------|--------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------|
| Manufaktur | Eppley | Eppley | Eppley |
| Faktor kalibrasi | 118.16 $\mu\text{V W/m}^2$ | 5.814 $\mu\text{V W/m}^2$ | 131.98 $\mu\text{V W/m}^2$ |
| Jangkauan spektrum | 0.280-3 μm | 0.29-0.385 μm | 0.695-3.0 μm |
| Waktu respon | <15 s | 1 ms | <15 s |
| Linieritas | $\pm 0.5\%$ (0-1400 W/m^2) | $\pm 2.0\%$ (0-70 W/m^2) | $\pm 0.5\%$ (0-1400 W/m^2) |

Pengolahan

Dengan menghitung koefisien korelasi dari masing-masing komponen radiasi matahari terhadap radiasi matahari global, dapat diketahui hubungannya. Selanjutnya dihitung rasio masing-masing komponen radiasi matahari tersebut terhadap radiasi matahari global.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Deret waktu radiasi global, UV, NIR, dan PAR

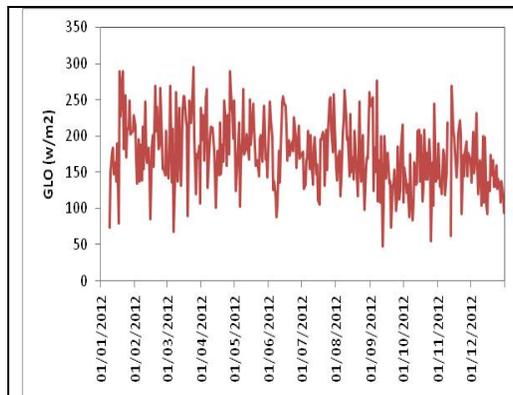
Di tahun 2012, rata-rata harian radiasi global sebesar 175 W/m², tertinggi 295 W/m² pada tanggal 25 Maret dan terendah sebesar 47 W/m² pada tanggal 12 September. Sementara itu, rata-rata harian radiasi UV sebesar 8 W/m², tertinggi terjadi pada tanggal 14 November sebesar 14 W/m² dan terendah sebesar 2 W/m² pada tanggal 2 September. Rata-rata harian radiasi NIR berkisar di 93 W/m², tertinggi pada tanggal 25 Maret sebesar 160 W/m² dan terendah sebesar 24 W/m² pada tanggal 24 Oktober.

Untuk mendapatkan radiasi matahari PAR pada tahun 2012 digunakan persamaan empiris :

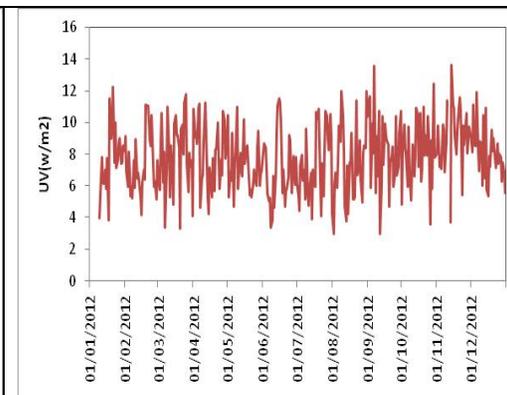
$$I_{PAR} = I_{GLO} - (I_{UV} + I_{NIR}) \tag{1}$$

Dimana: I_{PAR} = Radiasi Matahari PAR
 I_{GLO} = Radiasi Matahari Global
 I_{NIR} = Radiasi Matahari NIR

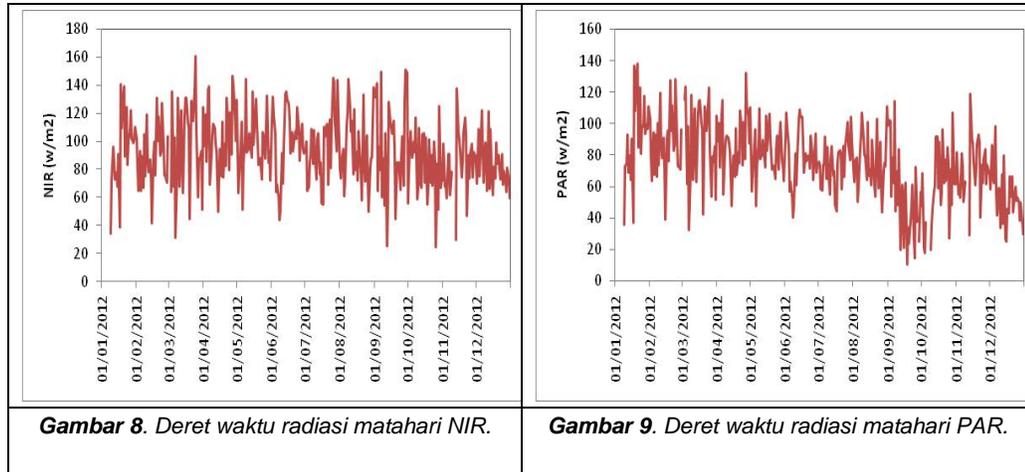
Dari persamaan empiris tersebut diperoleh radiasi matahari PAR rata – rata berkisar 75 W/m². Radiasi PAR tertinggi pada tanggal 21 Januari sebesar 137 W/m², terendah pada tanggal 18 September sebesar 10 W/m². Terdapat kemiripan pola harian setiap komponen radiasi matahari dengan radiasi matahari global. Gambar 6 s.d. 9 berikut memperlihatkan deret waktu radiasi global, UV, NIR, dan PAR di Bukit Kototabang pada tahun 2012.



Gambar 6. Deret waktu radiasi matahari global.

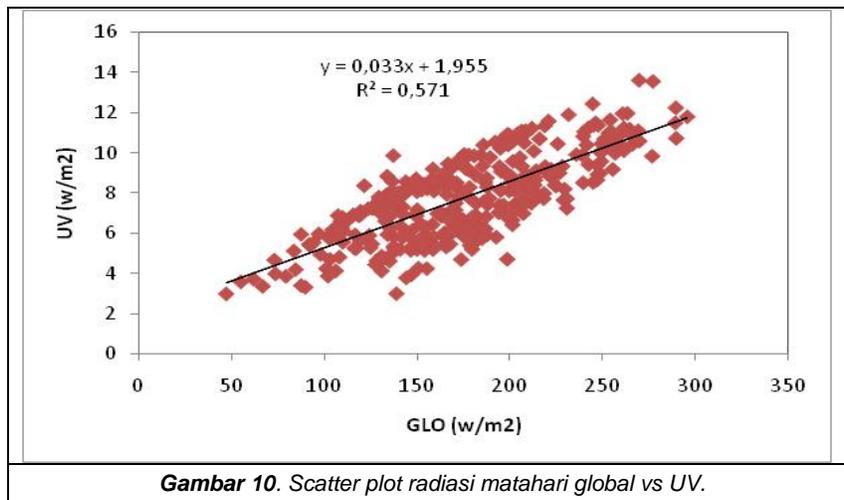


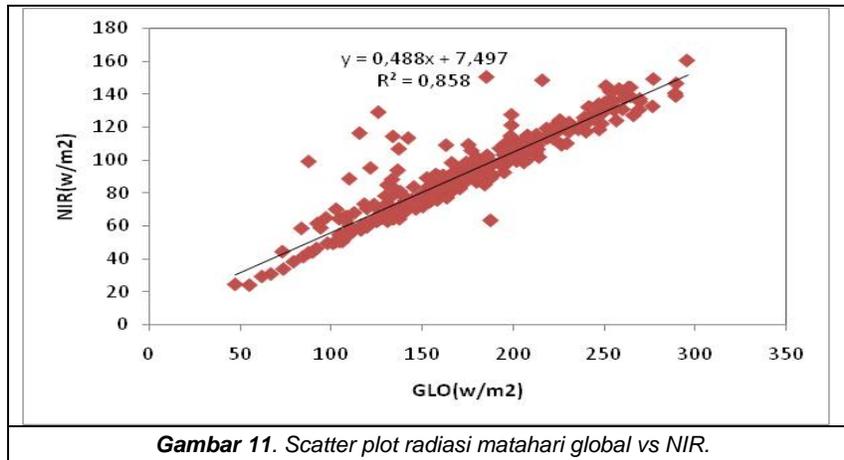
Gambar 7. Deret waktu radiasi matahari UV.



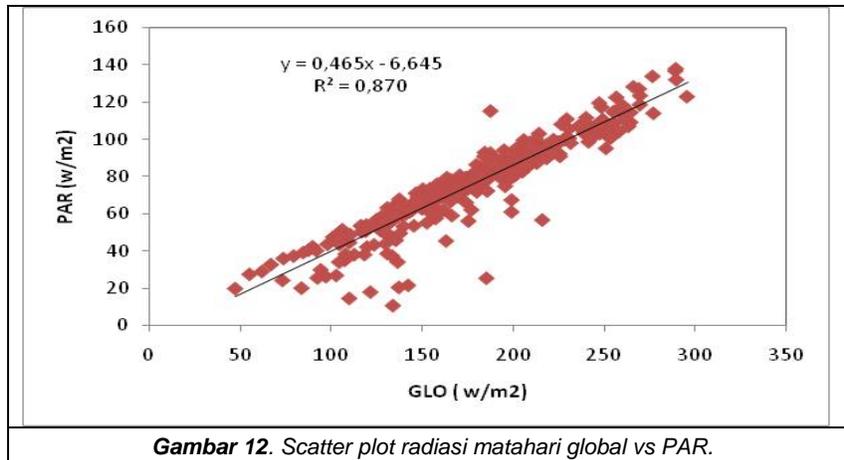
Korelasi antara radiasi matahari global dengan UV, NIR, dan PAR

Dengan menghitung nilai koefisien korelasi masing-masing komponen UV, NIR dan PAR terhadap radiasi matahari Global, maka didapati nilainya sebesar 0.76, 0.93, dan 0.93. Dari nilai tersebut diketahui adanya hubungan yang kuat antara masing-masing komponen radiasi matahari terhadap radiasi global.





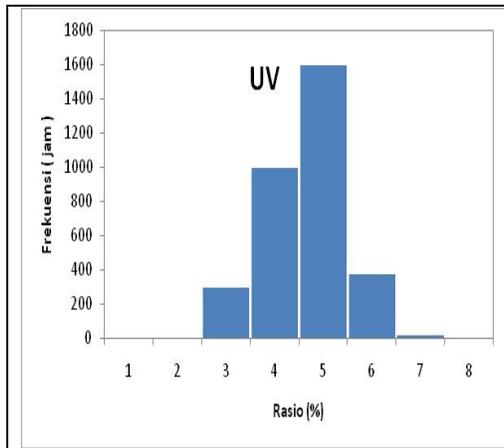
Gambar 11. Scatter plot radiasi matahari global vs NIR.



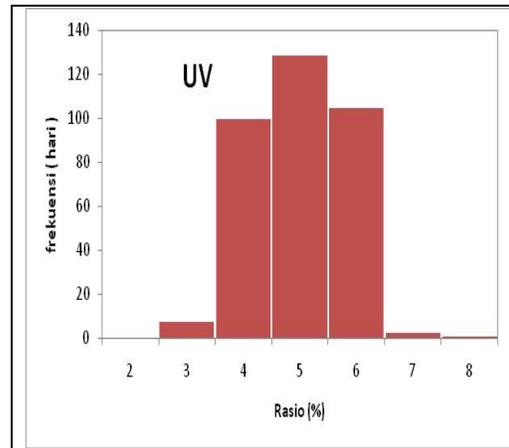
Gambar 12. Scatter plot radiasi matahari global vs PAR.

Rasio diurnal dan harian UV, NIR, dan PAR terhadap radiasi global

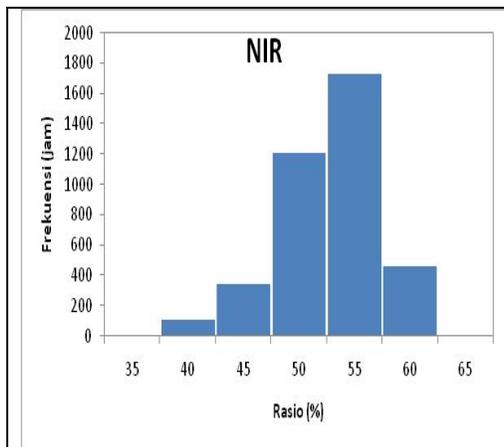
Dari data diurnal, rasio antara radiasi UV dan global di tahun 2012 berkisar antara 3% dan 7%, sebanyak 1498 jam berada pada rasio 5%. Sementara itu, rasio yang dihitung dari data harian berada antara 3% dan 8%, dimana sebanyak 127 hari berada pada rasio 5%. Rasio diurnal radiasi NIR terhadap global berkisar antara 40% dan 60%, sebanyak 1673 jam berada pada rasio 55%, sedangkan untuk rasio hariannya berada antara 44% dan 60%, dimana sebanyak 106 hari berada pada rasio 52%. Rasio diurnal antara radiasi PAR dengan global berkisar antara 30% dan 60%, sebanyak 1107 jam berada pada rasio 50%, sedangkan untuk rasio hariannya berada antara 34% dan 52%, dimana sebanyak 106 hari berada pada rasio 44%. Gambar 13 s.d. 18 berikut memperlihatkan perbandingan antara ketiga komponen radiasi dengan radiasi global.



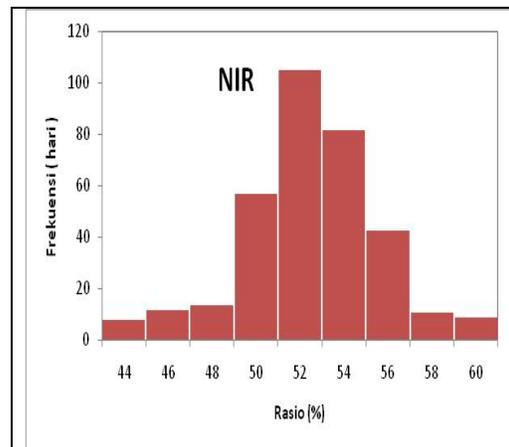
Gambar 13. Rasio diurnal UV dengan global.



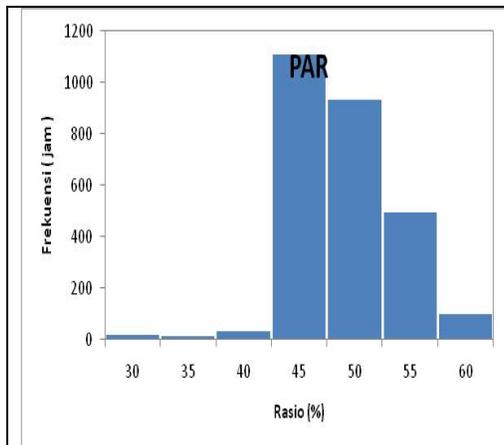
Gambar 14. Rasio harian UV dengan global.



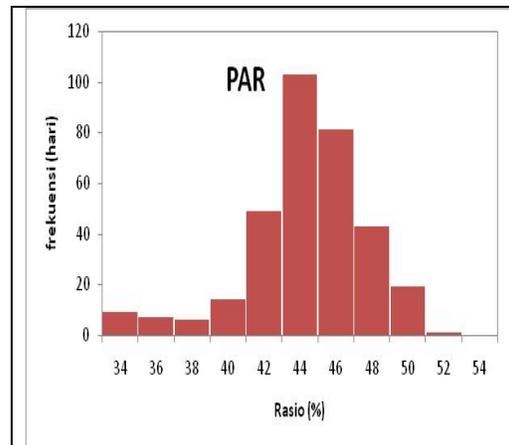
Gambar 15. Rasio diurnal NIR dengan global.



Gambar 16. Rasio harian NIR dengan global.



Gambar 17. Rasio diurnal PAR dengan global.



Gambar 18. Rasio harian PAR dengan global.

Rasio antara radiasi matahari UV dengan global yang cukup tinggi di Bukit Kototabang ($\pm 5\%$) jika dibandingkan dengan rasio di Valencia, Spanyol ($\pm 2.7\%$). Hal ini disebabkan Valencia merupakan daerah urban dimana di daerah subtropis, sehingga kelembaban di daerah ini rendah dan konsentrasi aerosolnya cukup tinggi. Diketahui bahwa uap air bersifat

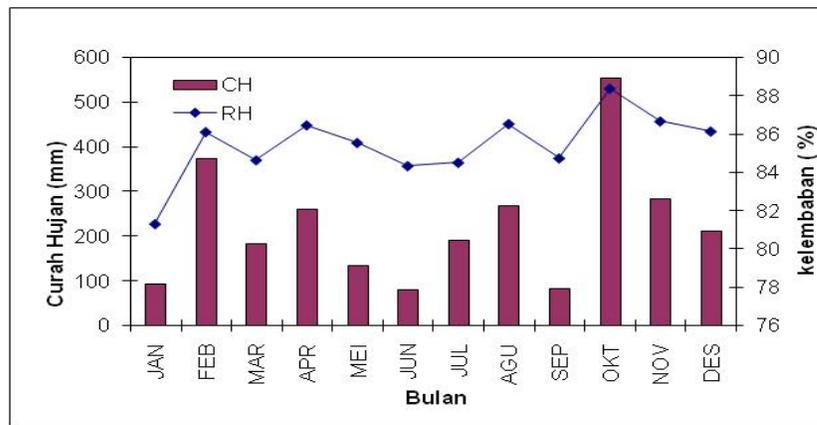
lebih banyak menyerap radiasi global dibandingkan UV dan aerosol bersifat mengurangi radiasi matahari UV dibandingkan global sehingga mempengaruhi nilai rasio UV dengan Global. Tabel 2 merangkum rasio ketiga komponen radiasi dengan radiasi global di tempat lain.

Tabel 2. Rasio UV, NIR, dan PAR dengan global di tempat lain.

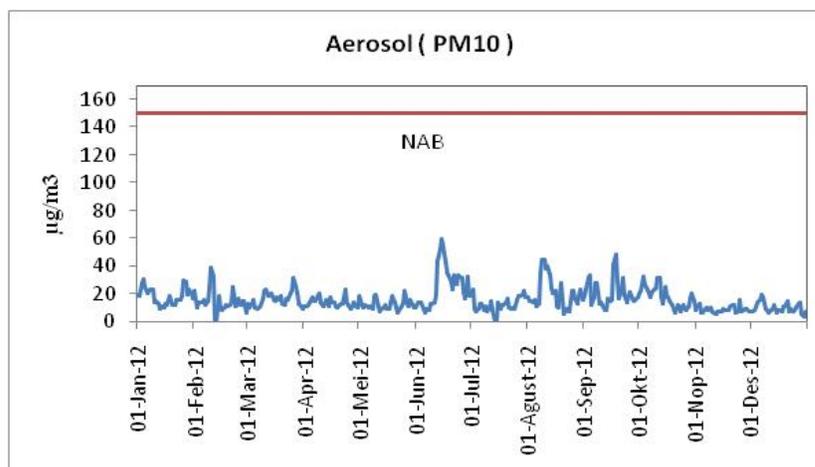
| Ultraviolet fraction of global | | | | |
|--|-----------------------|-------------------------------|------------------------------|--------------|
| Place | H_{UV}^d/H_G^d (%) | Land use | Latitude, Longitude (degree) | Altitude (m) |
| Valencia, Spain [32] | 2.7 | Urban (coastal ^a) | 39.48°N, 0.38°W | 40 |
| Valencia, Spain [33] | 3.0 | Urban (coastal ^a) | 39.48°N, 0.38°W | 40 |
| Athalassa, Cyprus [51] | 3.04 | Semi-urban | 35.25°N, 33.6°E | 165 |
| Botucatu, Brazil | 4.2 | Rural | 22.85°S, 48.45°W | 786 |
| Tibet Plateau, China [13] | 5.3 | Mountain | 29.68°N, 91.33°E | 3688 |
| Corvalis, USA [20] | 5.5 | Rural | 44.57°N, 123.23°W | 65.5 |
| Photosynthetically active radiation fraction of global | | | | |
| Place | H_{PAR}^d/H_G^d (%) | Land use | Latitude, Longitude (degree) | Altitude (m) |
| Athalassa, Cyprus [57] | 42.0 | Semi-urban | 35.25°N, 33.6°E | 165 |
| Athens, Greece [53] | 42.9 | Urban | 38°N, 24°E | 205 |
| Lusaka, Zambia [56] | 43.6 | Biomass burning | 15.4°S, 28.3°E | 1150 |
| Tibet, China [13] | 43.9 | Mountain | 29.68°N, 91.33°E | 3688 |
| San Joaquin Valley, USA [15] | 44.9 | Rural | 36.66°N, 119.5°W | 104 |
| Ilorim, Nigeria [17] | 45.5 | Rural | 8.53°N, 4.57°E | 375 |
| Corvalis, USA [20] | 45.7 | Rural | 44.57°N, 123.23°W | 65.5 |
| Guelph, Canada [14] | 47.0 | Urban | 43.55°N, 80.22°W | 334 |
| Athens, Greece [16] | 47.3 | Urban | 37.10°N, 23.72°E | 107 |
| Sede Moshe, Israel [55] | 47.1 | Rural | 31.62°N, 34.82°E | 130 |
| Jerusalem, Israel, [55] | 48.0 | Urban | 31.78°N, 35.22°E | 736 |
| Washington, USA [55] | 49.0 | Urban | 38.9°N, 77°W | 22 |
| Rockville, USA [55] | 49.0 | Urban | 39°N, 77.16°W | 90 |
| Botucatu, Brazil | 49.0 | Rural | 22.85°S, 48.45°W | 786 |
| Cambridge, England [24] | 50.0 | Semi-rural | 52°N, 0°E | 25 |
| Bet Dagan, Israel [55] | 52.1 | Urban | 32°N, 34.87°E | 35 |
| Near infrared radiation fraction of global | | | | |
| Place | H_{NIR}^d/H_G^d (%) | Land use | Latitude, Longitude (degree) | Altitude (m) |
| Botucatu, Brazil | 46.9% | Rural | 22.85°S, 48.45°W | 786 |
| Campinas, Brazil [12] | 49.7% ^b | Urban | 22.92°S, 47.08°W | 659 |
| Lhasa, China [13] | 51.8% | Mountain | 29.68°N, 91.33°E | 3688 |
| Thule, Northern Greenland [36] | 51.0% | Near ice cap | 76.40°N, 68.32°W | 0 |

^a Far sea.
^b Original value correct by factor 0.92.

Bukit Kototabang lokasinya dekat dengan garis khatulistiwa, beriklim tropis, memiliki kelembaban yang tinggi dan memiliki curah hujan pada tiap bulannya. Hasil pengukuran di tempat ini juga merupakan lokasi referensi udara bersih yang jauh dari aktivitas manusia. Konsentrasi aerosol (PM₁₀) yang terukur di Bukit Kototabang masih jauh dibawah nilai ambang batas (150 µg/m³). Hal tersebut terlihat dari perbandingan aerosol dan curah hujan di Bukit Kototabang tahun 2012 (Gambar 19 dan 20).



Gambar 19. Curah hujan dan kelembaban di Bukit Kototabang tahun 2012.



Gambar 20. Konsentrasi aerosol (PM₁₀) di Bukit Kototabang tahun 2012.

Kelembaban udara di Stasiun GAW Bukit Kototabang pada tahun 2012 rata – rata 85%, puncak curah hujan terjadi pada bulan Februari dan Oktober, sedangkan konsentrasi aerosol (PM₁₀) rata-rata 15.9 µg/m³, konsentrasi tertinggi terjadi pada bulan Juni berkisar 60 µg/m³. Kelembaban yang tinggi dan konsentrasi aerosol yang rendah mengakibatkan tingginya rasio antara radiasi matahari UV dengan global di Stasiun GAW Bukit Kototabang.

KESIMPULAN

Hasil analisis menunjukkan tidak ada perbedaan yang signifikan antara rasio radiasi matahari UV, NIR, PAR dengan global, baik untuk rata-rata diurnal maupun untuk data harian. Dari hasil perhitungan diperoleh bahwa radiasi matahari global pada tahun 2012 di Bukit Kototabang terdiri dari ±5% UV, 55% NIR dan 45 % PAR. Rasio antara komponen radiasi matahari UV, NIR, PAR dengan global suatu daerah berbeda dengan daerah lainnya. Rasio antara radiasi matahari UV dengan Global yang cukup tinggi di stasiun GAW Bukitkototabang disebabkan daerah ini memiliki kandungan uap air yang tinggi dan konsentrasi aerosol yang rendah.

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.
- Baldocchi, D., B. Hutchinson, D. Matt, and R. McMitten. 1984. Seasonal variations in the radiation regime within oakhickory forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 33:177-191.
- Martinez-Lozano J.A., A.J. Casanovas, and M.P. Utrillas. 1999. Ratio of UV to global broad band irradiation in Valencia, Spain. *International Journal of Climatology* 19:903-911.
- 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 to October. *Agricultural Meteorology* 102:207-212.

KAJIAN HUBUNGAN ANTARA DISTRIBUSI GEMPA SUSULAN ACEH 26 DESEMBER 2004 TERHADAP DISTRIBUSI PERUBAHAN TEKANAN COULOMB (COULOMB STRESS CHANGE)

Sabar Ardiansyah

ABSTRACT

During the last few years, scientists have been focusing on studying the interaction between the aftershocks distribution and the change of coulomb stress, as well as the interaction between one major earthquake and other earthquake events, which were closely located. The aim of this paper is to examine the distribution of aftershocks of Aceh earthquake on December 2005 from the changes of coulomb stress pattern. The main earthquake data, along with rupture parameters, were treated as the inputs for analyzing the coulomb stress change, with the help from a software package, Coulomb v3.3. The results showed that 49.8% of the aftershocks of the Aceh earthquake on 26 December 2004 is distributed on the areas where positive coulomb stress change were calculated, whereas the rest is located on the negative change.

Keywords: *Aceh earthquake, coulomb stress change, aftershocks.*

PENDAHULUAN

Beberapa tahun belakangan, banyak peneliti mempelajari atau memfokuskan penelitian terhadap peranan *static coulomb stress change* (ΔCFS) untuk mempelajari hubungan antara gempa utama terhadap distribusi gempa susulan serta interaksi antara gempa besar yang satu dengan gempa lain disekitarnya (Harris *et al.*, 1998; Stein *et al.*, 1999; King *et al.*, 2001; Freed *et al.*, 2005; Toda *et al.*, 2005; Shi *et al.*, 2010). King *et al.* (1994) menghitung ΔCFS yang disebabkan oleh gempabumi Landers tahun 1992 ($M_w = 7,3$) pada bidang patahan optimum dan patahan sekitarnya. Mereka menemukan bahwa sebaran distribusi gempabumi susulan pada area peningkatan stress yang menunjukkan aktivitas zona reduksi. Penelitian lain pada gempabumi Selatan California yang dimodelkan oleh Deng *et al.* (1997) untuk enam gempa bumi dengan kekuatan $7.0 < M < 7.5$ sampai gempabumi dengan kekuatan $M \geq 7.5$ rentang tahun 1812 – 1995. Sekitar 95% lokasi gempabumi untuk kekuatan $M \geq 6.7$ konsisten terletak pada area peningkatan *coulomb stress change* yang ditandai dengan nilai ΔCFS positif. Sedangkan gempabumi berkekuatan $M \geq 5.0$ sekitar 85% terletak pada area peningkatan *coulomb stress change*. Wan *et al.* (2000) mengeksplorasi masalah kompleks antara beberapa event yang saling memicu sejak tahun 1920 di area timur laut Qianghai-Tibeteau berdasarkan formula Okada. Hasilnya menunjukkan bahwa gempabumi Hoh Xil tahun 2001 merupakan hasil dari perubahan ΔCFS yang disebabkan oleh gempa bumi sebelumnya yaitu gempa Huashixia tahun 1937, gempa Dulan 1963, dan gempa Mani tahun 1973 dan 1997.

Serta masih banyak penelitian para ahli lain untuk melihat hubungan antara *coulomb stress change* baik terhadap distribusi gempabumi susulan maupun interaksi antara gempabumi yang satu dengan gempabumi yang lain. Melalui tulisan ini, penulis mencoba menganalisis hubungan antara pola *coulomb stress change* yang disebabkan oleh gempabumi dahsyat pada tanggal 26 Desember 2006 di Aceh terhadap distribusi gempa susulannya.

METODOLOGI

Data Penelitian

Data yang dipakai pada penulisan paper ini menggunakan data katalog USGS yang diambil dari website USGS (<http://usgs.gov/>). Data input untuk perubahan *Coulomb Stress Shange*

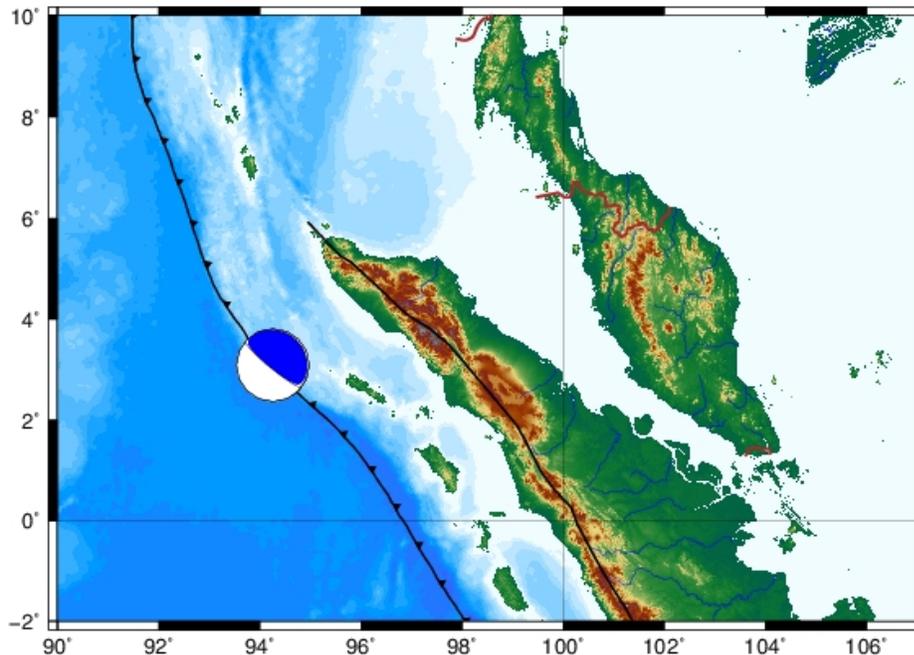
digunakan mekanisme sumber/parameter sesar dari data gempa bumi pada tanggal 26 Desember 2004 berkekuatan 9,1 Mw pukul 00:58:53 UTC.

Tabel 1. Data gempa tanggal 26 Desember 2004 (sumber: USGS).

| No | Tanggal | OT (UTC) | Lat | Long | Depth (km) | Magnitudo (Mw) |
|----|------------|----------|----------|-----------|------------|----------------|
| 1 | 26-12-2004 | 00:58:53 | 3.09° LU | 94.26° BT | 28.6 | 9.1 |

Tabel 2. Mekanisme sumber gempa tanggal 26 Desember 2004 (sumber: USGS).

| NO | Tanggal | Nodal 1 | | | Nodal 2 | | |
|----|------------|---------|-----|------|---------|-----|------|
| | | Strike | Dip | Rake | Strike | Dip | Rake |
| 1 | 26-12-2004 | 329° | 8° | 110° | 129° | 83° | 87° |



Gambar 1. Plot focal mekanisme gempa bumi Aceh 26 Desember 2004.

Konsep Kriteria Pembebanan Coulomb Stress

Meskipun informasi geometri mengenai gempa bumi dan patahan dapat dipecahkan oleh para ahli seismologi, geodesi, dan data geologi, gambaran lengkap mengenai mekanika gempa bumi tetap sulit dipahami. Kalkulasi perubahan stress statik oleh gempa bumi utama yang mempengaruhi gempa bumi berikutnya disajikan pada awal tahun 1970-an, tetapi tidak diadopsi oleh komunitas ilmiah dalam kajian bahaya gempa bumi (*assessment seismic hazard*). Perubahan sekitar 0,1 Mpa (1 bar) yang hanya sebagian kecil dari penurunan stress selama gempa bumi dianggap tidak signifikan, sedangkan hasil pada saat itu didominasi oleh hasil secara kualitatif. Dalam dua dekade terakhir, banyak penelitian yang dilakukan untuk mempelajari tegangan statik. Model yang banyak digunakan untuk menjelaskan interaksi patahan adalah perubahan tegangan Coulomb (*Coulomb stress change*).

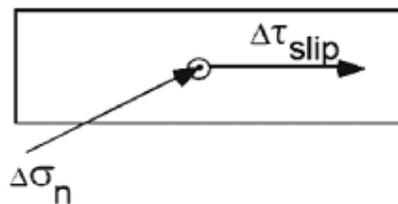
Ketika patahan menghasilkan gempabumi, patahan ini akan mendorong perubahan stress pada patahan di sekitarnya atau patahan di dekatnya. Untuk memperkirakan perubahan ini, yang disebut *Coulomb stress*, digunakan kalkulasi menggunakan model elastik setengah ruang (*elastic half space*) pada bidang persegi yang diasumsikan homogeny isotropi (Okada *et al.*, 1992).

Dengan mengasumsikan model friksi coulomb sederhana (*simple coulomb friction model*) untuk gempabumi, slip potensial akan meningkat atau menurun pada *coulomb failure stress*, (Okada *et al.*, 1992), yang didefinisikan sebagai :

$$\sigma_f = \tau - \mu(\sigma_n + P) \tag{1}$$

Di mana σ_f adalah *Coulomb failure*, τ adalah *shear stress*, σ_n adalah *normal stress*, P adalah tekanan pori (*pore fluid pressure*) dan μ adalah koefisien friksi. Slip potensial mengarah ke kanan atau ke kiri. Nilai dari σ_f dalam hal ini harus selalu positif, namun sebaliknya proses yang berlangsung dalam mencari nilai stress ke patahan dapat diberikan nilai positif maupun negatif bergantung pada *slip potensial* mengarah ke kanan atau ke kiri. Untuk koefisien friksi yang konstan, maka persamaan (1) dapat ditulis :

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n + \Delta P) \tag{2}$$



Nilai P merubah normal stress efektif sepanjang bidang patahan seperti ditunjuk persamaan (1). Ketika stress batuan berubah dengan cepat selanjutnya P berubah dalam aliran jalar. Nilai P dapat dihubungkan dengan *koefisien Skemptions B*, dimana nilainya bervariasi antara 0 dan 1. Koefisien friksi efektif dalam penelitian stress koseismik bervariasi antara 0,01 hingga 0,75, dengan nilai rata-rata $\mu = 0,4$. Persamaan (1) selanjutnya dapat ditulis dengan asumsi bahwa σ_f mewakili batasan stress seperti normal stress pada bidang. $\Delta\sigma_f$ diselesaikan pada bidang patahan pertama dan dalam arah slip pada bidang patahan kedua atau patahan penerima (*receiver fault*).

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau - \mu' \Delta\sigma_n \tag{3}$$

Di mana koefisien friksi efektif dinyatakan dengan $\mu' = \mu(1 - B)$. Selanjutnya jika $\Delta\sigma_f > 0$ *potensial slip* akan meningkat dan jika $\Delta\sigma_f < 0$ *potensial slip* akan berkurang. Kalkulasi $\Delta\sigma_f$ yang disebabkan oleh gempabumi bergantung kepada geometri dan distribusi *slip*, magnitudo, orientasi stress regional serta nilai dari asumsi koefisien friksi. Rasio dari amplitudo stress regional terhadap *stress drop* gempabumi hanya berdampak signifikan di dekat patahan, di mana ketidakpastian $\Delta\sigma_f$ dalam beberapa kejadian selalu didominasi oleh ketidakpastian distribusi *slip*.

ΔCFS (*Coulomb Failure Stress*) didefinisikan sebagai bidang *failure* spesifik atau sering disebut sebagai *receiver fault*, yang menyebabkan terjadinya gempabumi saat $\Delta\sigma_f > 0$. Meskipun perubahan ΔCFS menyebabkan gempa lebih kecil daripada akumulasi stress, banyak aktivitas seismik menunjukkan dengan kenaikan nilai *coulomb stress* lebih dari 0.01 MPa sudah cukup untuk membangkitkan satu kejadian (Harris, 1998; Ziv *et al.*, 2000). Selama penyelidikan interaksi gempabumi yang memicu, bisa kita definisikan orientasi bidang patahan optimal dengan nilai perubahan stress yang lebih besar daripada orientasi patahan pada tempat yang sama jika mekanisme fokal gempabumi susulan belum diketahui.

Ini bisa menjelaskan distribusi gempabumi susulan dan perkiraan spasial sebuah event gempabumi dimasa yang akan datang (King *et al.*, 1994; Stein *et al.*, 1983).

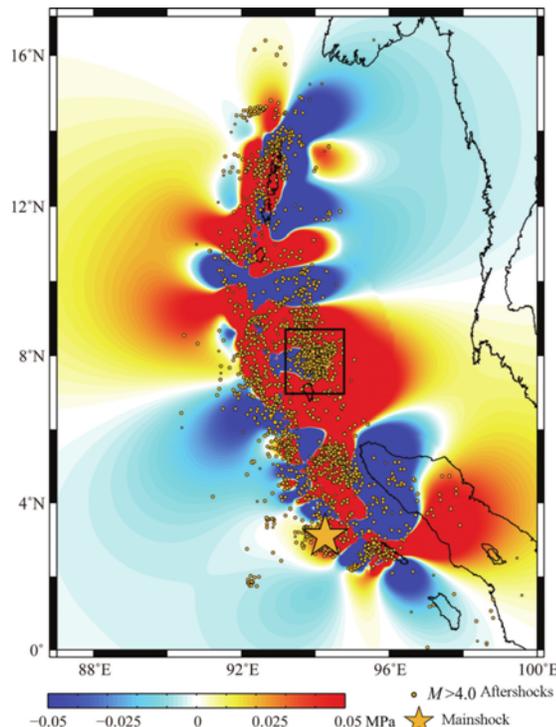
Pada prinsipnya jika $\Delta CFS > 1$ (bernilai positif), artinya patahan pertama dapat mendorong patahan kedua mengalami peningkatan stress, peluang terjadi *failure* pada patahan kedua lebih besar, sedangkan jika $\Delta CFS < 1$ (bernilai negatif), patahan pertama mendorong patahan kedua mengalami relaksasi peluang terjadinya *failure* semakin kecil, daerah ini disebut daerah *stress shadow*.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Gempabumi dahsyat Aceh 26 Desember 2004 berkekuatan $M_w = 9.1$ terjadi pada pukul 00:58:53 UTC. Gempabumi berpusat pada koordinat 3.09 LU 94.26 BT dengan kedalaman 28.6 km. Gempa ini memiliki solusi bidang sesar dengan *strike* atau arah jurus 329° , *dip* atau kemiringan sesar 8° , serta *rake* atau arah slip 110° . Gempabumi ini merupakan gempabumi terbesar dalam kurun waktu 40 tahun terakhir. Dengan panjang *rupture* mencapai 1200 km.

Pemodelan *dislokasi* yang dipakai berdasarkan publikasi yang pernah dimodelkan oleh Chich *et al.* (2007) yaitu merupakan pemodelan cukup kompleks. Pada perhitungan pemodelan ini slip maksimum mencapai 17 m di sekitar hiposenter dengan tiga sub patahan dengan *strike* masing-masing 5° , 342° , 315° dan *dip* masing-masing sub patahan 17° , 15° , 12° . Ketiga sub patahan ini membujur dari utara ke selatan pada zona patahan palung Andaman. Total slip mencapai 695 yang terdistribusi secara spasial yang tidak simetri serta *rupture* mencapai kedalaman 52.6 km.

Pada perhitungan nilai coulomb stress, asumsi yang dipakai berdasarkan metode elastic setengah ruang (*elastic half-space*), Stein *et al.* (1994) Poisson's ratio 0.25, koefisien friksi efektif 0.4, dan modulus geser 3.3×10^4 MPa. Plotting distribusi gempabumi untuk gempa magnitudo $M > 4.0$ diambil dari website USGS.



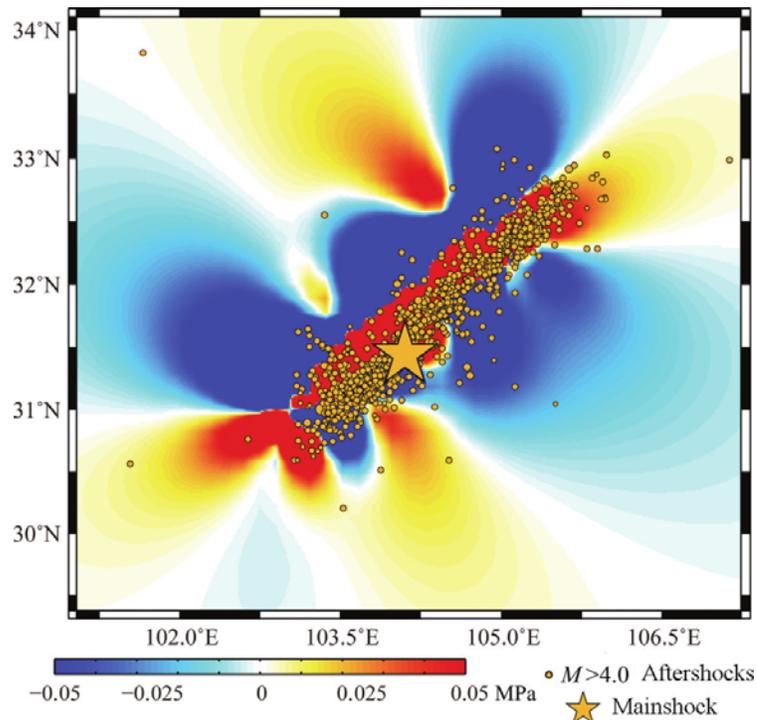
Gambar 2. Coulomb stress change gempa Aceh 26 Desember 2004 dan distribusi gempa susulannya, Miao *et al.* (2012).

Distribusi *Coulomb stress* dapat dilihat pada Gambar 2, secara umum terdistribusi membujur sepanjang arah barat-laut-tenggara mengikuti zona bidang patahan. Pada segmen bagian selatan patahan, dengan nilai ΔCFS berkisar 0.03 MPa, meskipun selama empat tahun terdapat lebih dari lima gempa besar ($M > 7.0$) setelah gempa utama, namun tiga diantara gempa $M > 7.0$ tersebut berada pada wilayah penurunan nilai ΔCFS atau wilayah nilai negatif. Ini menunjukkan bahwa pemodelan elastik setengah ruang tidak terlalu bagus untuk menggambarkan efek pemicu sebuah event (*triggering effect*).

Distribusi gempa susulan sepanjang bidang patahan pada palung Andaman (lihat kotak hitam pada Gambar 2), pada wilayah ini lebih dari 70% *aftershocks* berada pada kedalaman 30 km.

Gambar 2 memperlihatkan hubungan antara distribusi gempa susulan terhadap spasial nilai ΔCFS . Sekitar 49.8% gempa susulan terdistribusi pada area ΔCFS dengan nilai positif atau wilayah peningkatan stress, dengan 46% nya berada pada zona sumber bidang *failure*. Sedangkan pada area penurunan nilai stress yang ditunjukkan nilai ΔCFS negatif (-1 sampai -0.1 MPa) sekitar 60% gempa susulan terdistribusi pada area ini. Menurut Miao *et al.* (2012) pada wilayah zona mega trusht pemodelan distribusi *aftershocks* terhadap ΔCFS belum bisa menggambarkan hubungan yang baik.

Namun, distribusi gempa susulan masih konsisten berada pada wilayah perubahan ΔCFS positif untuk gempa-gempa pada zona *intraplate*. Seperti yang pernah ditulis oleh Toda *et al.* (2008), distribusi gempa susulan terhadap perubahan ΔCFS untuk gempa *intraplate* seperti yang diperlihatkan pada Gambar 3 untuk gempa *intraplate* Wenchuan tahun 2008 dengan kekuatan 7.9. Lebih dari 85% gempa susulan terdistribusi pada wilayah dengan perubahan ΔCFS positif dan membujur sepanjang patahan.



Gambar 3. *Coulomb stress change* gempa Wenchuan 12 Mei 2008 dan distribusi gempa susulannya (Miao *et al.*, 2012).

KESIMPULAN

Dari analisis di atas dapat disimpulkan bahwa distribusi gempa susulan Aceh 26 Desember 2004 terhadap perubahan ΔCFS hanya 49.8% saja yang berada pada wilayah ΔCFS positif atau area peningkatan stress. Sedangkan pada area penurunan stress, ΔCFS negatif, distribusi gempa susulan mencapai 60%. Hal ini menunjukkan bahwa pemodelan elastik setengah ruang (*elastic half-space*) untuk gempa zona interplate / mega thrust belum bisa menggambarkan hubungan yang baik. Namun, hubungan yang baik untuk perubahan nilai ΔCFS dan distribusi gempa susulan masih konsisten untuk gempa-gempa *intraplate*.

DAFTAR PUSTAKA

- Astra, IMKA. 2011. Coulomb Static Stress Change Dalam Interaksi Gempabumi Doublets 5.8 Mw dan 5.9 Mw 23 Januari 2007 dan Gempabumi 7.0 Mw 16 Juni 2010 di Wilayah Papua. *Jurnal Meteorologi Dan Geofisika* 12 (1), 103-109.
- Chlieh, M. 2007. *Tectonics Observatory at Caltech Slip History database: Sumatra Earthquake, Update 1*. (<http://www.tectonics.caltech.edu/sliphistory/2004sumatra/sumatra.html>).
- Deng, JS and LR Sykes. 1997. Evolution of the stress field in southern California and triggering of moderate-size earthquakes: a 200-year perspective. *J. Geophys. Res.*, 102(B5): 9859-9886.
- Freed, A M. 2005. Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33(1): 335-367.
- Harris, RA. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *J. Geophys. Res.* 103(B10): 24347-24358.
- King, CPG., RS Stein and J Lin. 1994. Static Stress Change And The Triggering of Earthquakes. *Bulletin Seismological Socoety America*.
- USGS. 2013. Rectangular Area Earthquake Search. USGS. (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_rect.php), diakses: 30 Oktober 2013.
- Shi, YL and JL Cao. 2010. Some aspects in static stress change calculation—case study on Wenchuan earthquake. *Chinese J. Geophys.* 53(1): 102-110.
- Stein, RS and M Lisowski. 1983. The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: control of aftershocks and postseismic deformation. *J. Geophys. Res.* 88(B8): 6477-6490.
- USGS. 2012. Source Parameter Search. USGS. (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/sopar/>), diakses: 29 September 2012.
- Toda, S, J Lin and M Meghraoui. 2008. 12 May 2008 M = 7.9 Wenchuan, China, earthquake calculated to increase failure stress and seismicity rate on three major fault systems. *Geophys. Res. Lett.* 35(17): L17305.
- Toda, S, RS Stein and K Richards-Dinger. 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *J. Geophys. Res.* 110(B5): B05S16.
- Parsons, T, RS Yeats, Y Yagi and A Hussain. 2006. Static stress change from the 8 October, 2005 M = 7.6 Kashmir Earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 33: L06304.



Wan, YG, ZL Wu and Zhou G W. "Stress triggering" between different rupture events in several earthquakes. *Acta Seismologica Sinica* 22(6): 568-576.

Ziv, A, AM Rubin. 2000. Static stress transfer and earthquake triggering: No lower threshold in sight? *J. Geophys. Res.* 105(B6): 13631-13642.

ABSTRACT

Local analysis of topographical conditions, as well as meteorological parameters such as wind and satellite images of cloud, has been done to study the rainfall-induced flood occurred on 22 February 2012 in Simpang Alahan Mati (Simpati) Regency, Pasaman District. In comparison to the 10-day rainfall average on 3 February 2012, the rainfall on this date was still on the normal range. The results showed that there is a correlation between topographical conditions and meteorological parameters in initiating a heavy precipitation condition. Furthermore, a local site observation has found that there are other factors that coupled the flood.

Keywords: *flood, satellite images, wind, Simpang Alahan Mati.*

PENDAHULUAN

Tercatat selama tahun 2012 mulai bulan Februari, Juli, Agustus dan Nopember 2012 telah terjadi banjir telah terjadi beberapa musibah berupa banjir di beberapa kecamatan di Kabupaten Pasaman. Secara umum terdapat kesamaan dari masing-masing bencana tersebut yaitu semua diawali adanya cuaca ekstrim berupa hujan lebat sehingga menjadikan banjir di beberapa wilayah Pasaman. Dari beberapa bencana banjir selama tahun 2012 di Kab Pasaman tersebut, bencana yang terjadi pada 22 Februari 2012 di Kec.Simpati sangat menyita perhatian karena kerugian dan korban jiwa yang ditimbulkannya sangat besar.

Pada Rabu petang, tanggal 22 Februari 2012, banjir bandang telah menerjang dua lokasi di Kabupaten Pasaman, Sumatera Barat. Lokasi bencana ada dua titik, yaitu di Kampung Maringgang, Jorong Bungo Tanjung, Nagari Malampah, Kecamatan Tigo Nagari, dan di Kampung Simpang 3, Marambuang Nagari Simpang, Kecamatan Simpang Alahan Mati (Simpati) (Suara Komunitas, 2012). Mekanisme bencana yang terjadi diawali dengan hujan lebat yang terjadi sejak Rabu siang. Banjir bandang yang diawali dengan terjadinya longsoran-longsoran tebing di bagian hulu sungai sehingga materialnya bersama batang-batang kayu menutup dan membendung aliran sungai. Akibat volume air yang terus bertambah menyebabkan bendung tersebut jebol. Air dalam volume cukup besar mengalir dan menggerus tebing-tebing sungai tersebut dan bercampur dengan material gerusan berupa material bongkahan batu dan pohon-pohonan mengalir menuruni lereng dan melanda perkampungan di bawahnya serta menghancurkan rumah-rumah dan lahan pertanian masyarakat (Suara Komunitas, 2012).

Ditinjau dari kondisi topografi wilayah Pasaman, terutama pada wilayah terjadinya bencana ini, tampak bahwa dominasi oleh adanya deretan perbukitan sehingga hujan besar di wilayah bukit akan memicu longsor dan banjir bandang wilayah bawahnya. Salah satu faktor yang mengakibatkan bencana ini adalah adanya cuaca ekstrem berupa hujan deras yang bersifat lokal (area sempit) pada suatu wilayah tertentu dimana perubahan fungsi lahan di wilayah tersebut telah terjadi sehingga memperburuk dampak dari cuaca ekstrim tersebut.

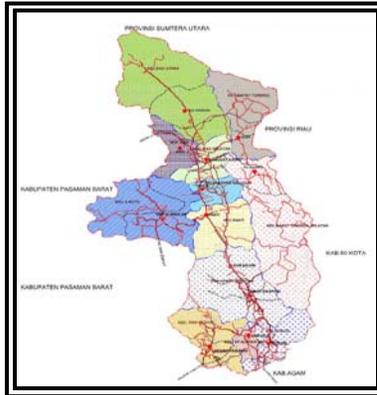
Kompleksnya pengaruh lokal terhadap keadaan meteorologi, mempersulit upaya untuk mengetahui dengan pasti kejadian hujan yang terjadi pada saat bencana. Salah satu data hujan yang lokasinya cukup dekat dengan lokasi kejadian adalah Pos Hujan Lubuk Sikaping yang berjarak \pm 20 km. Untuk melengkapi analisa studi bencana tersebut, maka perlu kiranya dilakukan kajian pemanfaatan data pendukung parameter meteorologi berupa data yang diambil dari satelit.

Salah satu data satelit yang digunakan sebagai bahan diskusi untuk estimasi curah hujan saat itu adalah dari data TRMM. Data TRMM adalah data estimasi presipitasi (hujan) yang diperoleh dari satelit meteorologi. TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) dengan sensornya PR (*Precipitation Radar*), TMI (*TRMM Microwave Imager*), dan VIRS (*Visible and Infrared Scanner*). TRMM merupakan misi kerjasama antara NASA (USA) dengan JAXA (Jepang) yang melakukan monitoring presipitasi (curah hujan) di wilayah tropis (dan sub tropis).

Kajian aspek lokal seperti topografi wilayah tempat terjadinya hujan dan lokasi bencana memberikan gambaran tentang aliran *run out* hujan yang merupakan aspek dari sumber bencana. Melalui analisis aspek cuaca akan memberikan gambaran kondisi dinamika atmosfer serta hujan pada saat terjadinya bencana. Dari perbandingan data hujan dasarian 2012 terhadap rata-rata klimatologi pada saat bencana, curah hujan dasarian Februari 3 tahun 2012 tidak se-ekstrem hujan dasarian pada waktu lain terjadinya banjir, dengan begitu ada aspek lain yang menjadikan bencana tanggal 22 Februari 2012 itu lebih hebat jika dibandingkan dengan bencana banjir selama kurun waktu tahun 2012 di Kabupaten Pasaman.

METODE PENELITIAN

Tinjauan Lokasi Bencana



Gambar 1. Lokasi Kecamatan Tigo Nagari dan Simpang Alahan Mati (Simpati), Pasaman.

Kecamatan Tigo Nagari dan Simpang Alahan Mati (Simpati) berada di Kabupaten Pasaman. Bagian barat dan selatan kecamatan ini berbatasan dengan Kabupten Agam, sedangkan bagian utara dan timur dengan Kecamatan Bonjol. Topografi wilayah ini sebagian besar berupa lereng dan perbukitan, dengan tata guna lahan berupa perkebunan, sawah dan area hutan yang masih luas. Akibat keadaan topografi ini, sebaran pola hujan dan tingkat bahaya hutan pada tiap wilayah Kabupaten Pasaman berbeda. Pola hujan wilayah kajian adalah ekuatorial dengan pengaruh lokal (topografi) sangat besar terhadap potensi kejadian hujan.

Data

Sebagai bahan analisis dan untuk melengkapi informasi cuaca guna keperluan analisa, perlu kiranya dilakukan kajian pemanfaatan data pendukung parameter meteorologi berupa data yang diambil dari citra satelit. Selain itu juga digunakan data pengukuran curah hujan didapatkan dari pos hujan terdekat dengan lokasi kejadian. Data dari citra satelit meliputi :

1. Data *streamline* medan angin untuk menggambarkan keadaan angin atas terkait bencana yang terjadi.
2. Data TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) untuk memberikan penjelasan waktu dan tentang estimasi curah hujan yang terjadi serta pergerakan awan yang terpantau dari data tersebut
3. Data citra awan IR untuk memberika gambaran tentang kondisi awan saat itu.

Data curah hujan yang digunakan sebagai informasi hujan untuk keperluan analisis kejadian bencana digunakan data curah hujan yang terukur dari pos hujan lubang sikaping dan bonjol.

Metode Analisis Data

Analisis streamline medan angin

Pola medan angin (*streamline*) digunakan untuk mengamati ada atau tidaknya keadaan pola angin yang dapat memicu terjadinya cuaca ekstrim. Mengingat bahwa energi terbesar pembentuk cuaca di wilayah Sumatera Barat adalah atmosfer perairan barat, maka pola medan angin yang membawa energi dari perairan tersebut menjadi landasan dalam analisis potensi pembentukan cuaca yang terjadi wilayah ini.

Analisis citra awan IR dan TRMM

Suatu cuaca ekstrem tidak lepas dari keadaan awan yang terjadi saat itu. Citra awan IR diambil dari <http://weather.is.kochi-u.ac.jp/> untuk dijadikan animasi guna menggambarkan pertumbuhan awan tiap satuan waktu pada saat sebelum kejadian bencana. Untuk data TRMM 3B41RT tiap jam sebagai estimasi curah hujan diambil dari <ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov/>.

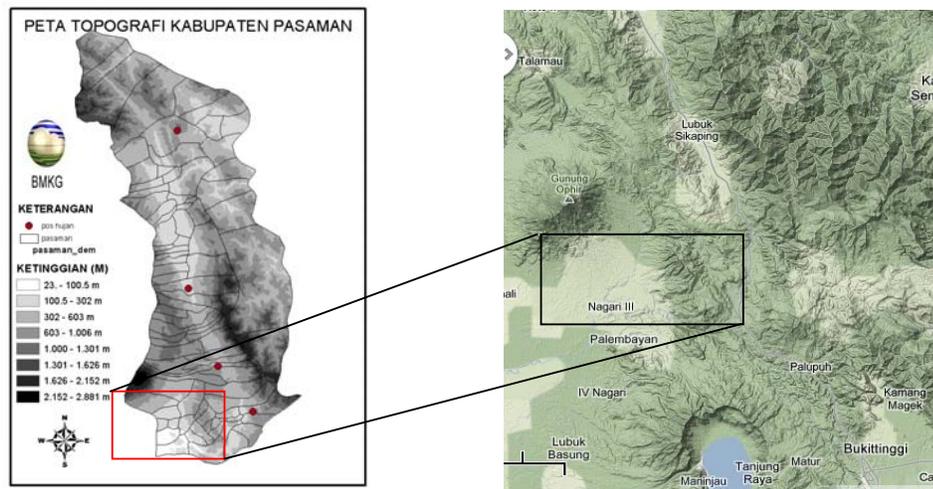
Data yang diperlukan selanjutnya dilakukan ekstrasi menjadi sebuah citra untuk luasan wilayah yang dikehendaki. Data TRMM ini selanjutnya diasosiasikan dengan keadaan awan. Citra tersebut selanjutnya dibuat menjadi animasi sehingga keadaan awan dan estimasi intensitas curah hujan dari data TRMM dapat diamati. Untuk membantu menggambarkan pertumbuhan awan maka digunakan piranti lunak (*software*) sehingga menjadi sebuah animasi pergerakan yang menggambarkan pertumbuhan awan dan hujan tiap jam.

Analisis Curah Hujan

Data curah hujan dasarian Pos Hujan Lubuk Sikaping dan Bonjol pada bulan Januari dan Februari 2013 dianalisis terhadap data rata-rata hujan per dasarian pada periode dasarian bulan itu. Selain, itu data curah hujan maksimal per dasarian yang pernah terjadi pada dasarian kedua periode tersebut dianalisis untuk menggambarkan tingginya curah hujan pada dasarian saat kejadian bencana.

HASIL DAN PEMBAHASAN

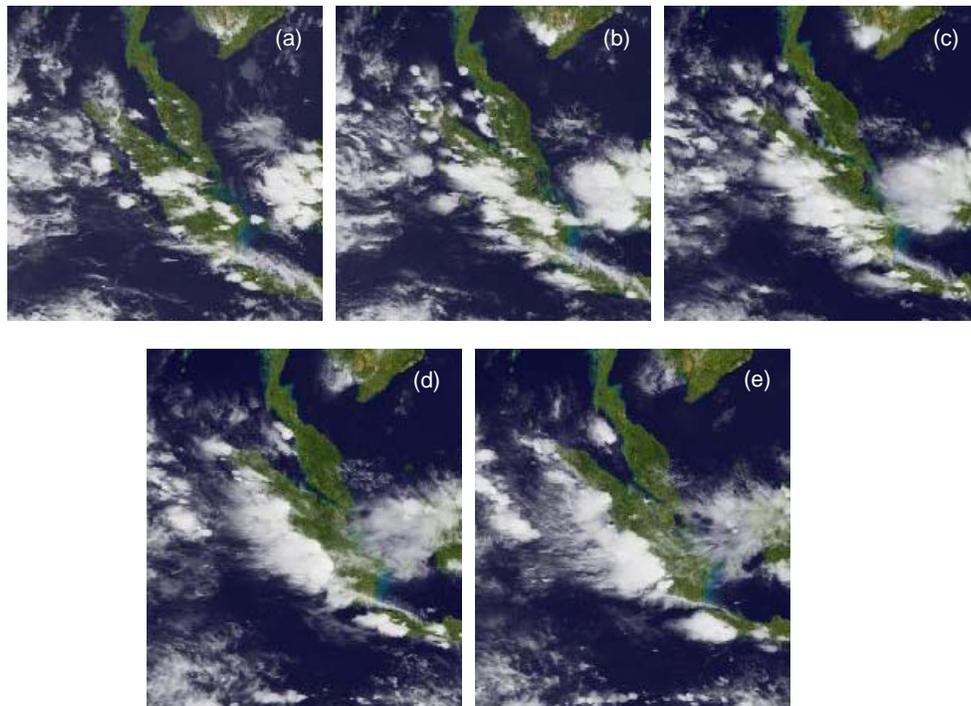
Kondisi Topografi Wilayah



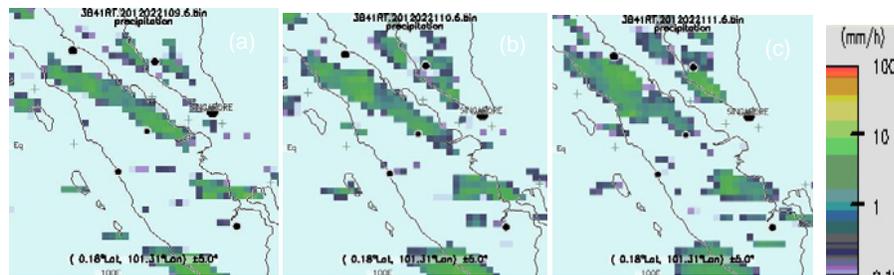
Gambar 2. Ketinggian lokasi (kiri) dan keadaan topografi (kanan) Kecamatan Tigo Nagari Simpang Alahan Mati (Simpati), Pasaman.

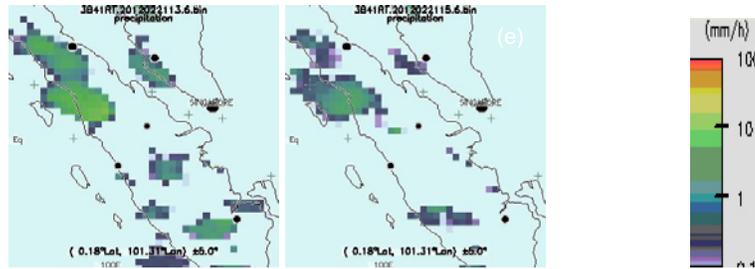
Dari Gambar 2 di atas, tampak bahwa wilayah Kecamatan Tigo Nagari dan Simpang Alahan Mati (Simpati) didominasi oleh lereng dan perbukitan bergelombang. Sementara itu, daerah Kecamatan Tigo Nagari dan Kecamatan Simpang Alahan Mati (Simpati) tampak bahwa lokasi tersebut merupakan dataran rendah dan lereng. Batuan penyusun daerah bencana berupa breksi vulkanik kompak dan lava yang sebagian terkekarkan menjadi bongkah-bongkah dan terlapukkan sehingga mudah hancur jika terbawa air. Dengan keadaan seperti ini maka keadaan wilayah kedua lokasi bencana lebih besar dipengaruhi keadaan lokal, yang dalam hal ini berupa topografi wilayah. Kejadian banjir yang terjadi membawa material yang mudah lapuk dari daerah yang dilalui.

Analisis Citra Awan Satelit dan TRMM



Gambar 3. Keadaan awan melalui satelit cuaca tanggal 22 Februari 2012 pada pukul (a) 15.00 WIB; (b) 17.00 WIB; (c) 19.00 WIB; (d) 21.00 WIB; dan (e) 23.00 WIB.





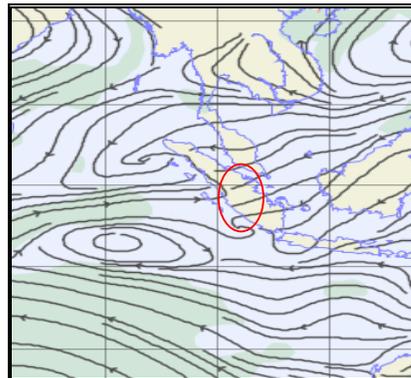
Gambar 4. Keadaan TRMM tanggal 22 Februari 2012 pukul (a) 16.00 WIB; (b) 17.00 WIB; (c) 18.00 WIB; (d) 20.00 WIB; dan (e) 22.00 WIB.

Dari citra awan IR di atas, diketahui bahwa pertumbuhan awan telah terjadi pada pukul 15.00 WIB sedangkan puncak dari pertumbuhan awan terjadi sekitar pukul 19.00 WIB. Dari citra awan berturut-turut pertumbuhan awan terjadi ketika masuk wilayah Sumatera Barat. Perkembangan awan itu sendiri tampaknya tidak mencapai wilayah perairan barat. Dengan demikian ada berupa energi dari perairan barat sehingga menyebabkan perkembangan awan terjadi membujur di daratan.

Gambar data TRMM atau citra estimasi curah hujan puncak (intensitas terbesar) terjadi sekitar pukul 18.00 s/d 20.00 Wib dengan intensitas 15 hingga 40 mm/jam. Citra di atas memperlihatkan bahwa awal pertumbuhan awan terjadi sekitar pukul 14.00 WIB. Pola pergerakan awan telah terpantau dari sore hari pada pukul 16.00 Wib dan terus berkembang dan bergerak hingga pukul 20.00 WIB.

Dari citra awan IR dan TRMM diperoleh kesamaan bahwa berturut-turut tampak pertumbuhan atau pergerakan awan berasal dari sebelah timur dan terakumulasi pada wilayah Sumatera Barat, yang dalam hal ini Kabupaten Pasaman dan Pasaman Barat pada pukul 20.00 WIB. Estimasi curah hujan pada periode tersebut ± 40 mm/jam. Kategori ekstrim secara meteorologi, curah hujan yaitu > 20 mm/jam telah tercapai dengan data TRMM sehingga dengan curah hujan yang terjadi pada saat itu cukup untuk memicu terjadinya banjir.

Analisis Pola Medan Angin

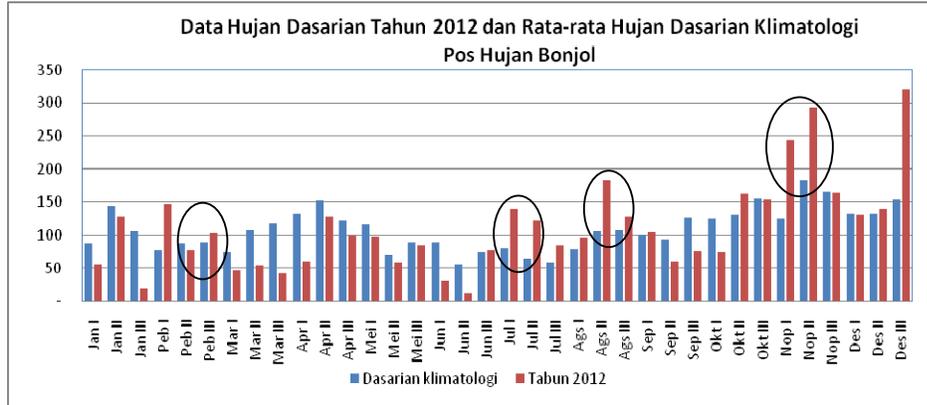


Gambar 5. Medan angin 850 mbar tanggal 22 Februari 2012.

Dari Gambar 5 di atas, tampak bahwa terjadi pempunan/konvergensi (pertemuan massa udara) membujur sepanjang barat wilayah sumatera barat. Massa udara dari barat (Samudera Hindia) yang membawa massa uap air dari perairan dan massa udara dari sebelah timur dari laut cina selatan bertemu sepanjang wilayah bagian barat sumatera barat. Aspek cuaca yang ditimbulkan adalah pembentukan awan konvektif yang menghasilkan hujan lebat yang terjadi di sepanjang daerah pertemuan angin ini. Karena pengaruh keberadaan bukit barisan, maka pola konvergensi ini seakan dibelah menjadi dua bagian. Selain itu karena efek orografik maka konvergensi (penumpukan massa uap air) tersebut menyebabkan pertumbuhan awan hujan yang lebat di wilayah bukit dan lereng dari pegunungan.

Analisis Curah Hujan Pos Hujan

Data curah hujan dasarian dari Pos Hujan Bonjol selama tahun 2012 dan rata-rata dasarian secara klimatologis disajikan pada Gambar 6 berikut:

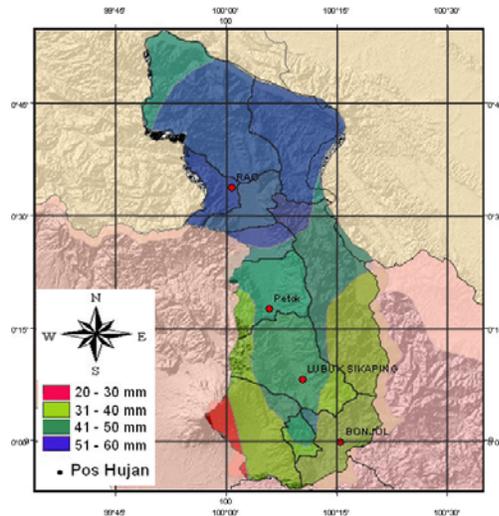


Gambar 6. Rata-rata hujan dasarian dan curah hujan dasarian tahun 2012 Pos Hujan Bonjol

Dari Gambar 6 di atas dapat dilihat bahwa selama tahun 2012 terjadi beberapa keadaan dimana curah hujan dasarian yang terjadi jauh lebih besar jika dibandingkan dengan rata-rata hujan klimatologinya. Beberapa kejadian itu adalah pada dasarian Juli 1, Juli 2, Agustus 2, Nopember 1 dan Nopember 2. Dari informasi yang dihimpun terkait hujan dasarian tahun 2012 yang jauh lebih besar dari rata-ratanya adalah bahwa pada saat-saat tersebut telah terjadi bencana berupa banjir di beberapa wilayah di Kab Pasaman. Pada saat terjadi banjir tersebut, selisih curah hujan dasariannya terhadap rata-ratanya sekitar 50 mm atau lebih, sedangkan untuk kejadian banjir bandang yang terjadi di Simpati Pasaman pada dasarian Februari 3 dengan selisih terhadap rata-ratanya sebesar 20 mm. Dari sini dapat diketahui bahwa hujan pada Februari 3 tahun 2012 tidak se-ekstrim hujan dasarian pada Bulan Juli, Agustus maupun Nopember 2012 dan masih dalam keadaan normalnya.

Tabel 1. Data curah hujan harian (dalam mm) dari beberapa pos di Kab Pasaman pada tanggal 22 dan 23 Februari 2012.

| Pos Hujan | Februari 2012 | |
|----------------|---------------|--------|
| | Tgl 22 | Tgl 23 |
| Bonjol | - | 31 mm |
| Lubuk Sikaping | - | 43 mm |
| Petok | 30 mm | 41 mm |
| Rao | 4 mm | 55 mm |



Gambar 7. Sebaran hujan Kab Pasaman tanggal 23 Februari 2012

Keadaan topografi Kec Simpanti menjadikan curah hujannya berbeda terhadap pos hujan Bonjol yang berjarak \pm 10 km. Isohyet distribusi curah hujan harian tanggal 23 Februari 2012 memperlihatkan curah hujan di kecamatan Simpanti berkisar antara 40-50 mm. Jumlah curah hujan ini sama dengan curah hujan hasil pantauan TRMM yang mana potensi hujan tersebut terjadi sekitar pukul 18.00 Wib.

Dari data curah hujan harian beberapa pos hujan menerangkan bahwa tidak ada curah hujan yang terukur pada tanggal 22 Februari 2012 kecuali di Petok yang lokasinya cukup jauh dari Kec Simpanti. Dengan memperhatikan hal tersebut serta dengan hasil analisis citra dari TRMM mengindikasikan bahwa hujan deras yang terjadi dalam skala lokal dan berasal dari awan konvektif. Curah hujan terukur pada tanggal 23 Februari 2012 berada pada kisaran intensitas hujan sedang. Secara klimatologi, curah hujan yang terukur pada saat itu belum sebagai kategori ekstrim (masih dalam sifat Normal) tapi ternyata keberadaannya telah menjadi bencana di wilayah Kecamatan Simpang Alahan Mati (Simpanti).

KESIMPULAN

Dengan data curah hujan baik hasil pengukuran ataupun TRMM dan citra satelis GMS serta didukung oleh pola medan angin, menerangkan bahwa hujan deras yang terjadi pada sore hari tanggal 22 Februari 2012 di Kec Simpanti merupakan produk awan konvektif dan bersifat local. Perbandingan hujan dasarian Februari 3 tahun 2012 terhadap rata-rata klimatologi masih dalam keadaan normal. Yang membuat banjir bandang di kecamatan Simpanti menjadi lebih parah dari banjir yang terjadi selama tahun 2012 adalah karena hujan deras secara local yang jatuhnya di bukit. *Run off* hujan tersebut membawa material bahan dari yang dilaluinya beserta batuan yang telah lapuk sebagai meterial gerusan menuruni bukit dan menjadikan Galodo pada daerah dibawahnya (Kec Simpanti).

Dari hasil analisis terhadap bencana di Kecamatan Simpanti Kabupaten Pasaman, diperoleh adanya hubungan aspek topografi wilayah jatuhnya hujan dan aspek dinamika atmosfer berupa hujan deras terhadap terjadinya banjir bandang pada tanggal 22 Februari 2012. Jika ditinjau jumlah curah hujan yang terukur pada saat kejadian belum sebagai kategori ekstrim secara klimatologi (>50 mm/hari) tapi ternyata keberadaannya telah menjadi bencana di wilayah Kecamatan Simpang Alahan Mati (Simpanti).

**DAFTAR PUSTAKA**

- Bureau of Meteorologi. 2012. <http://www.bom.gov.au/australia/charts/>. Diakses 04 Juli 2012.
- Hermawanto, A. 2012. *Pemanfaatan Data TRMM untuk Informasi Curah Hujan Wilayah Perairan*. Modul Diklat Teknis Analisa & Pemodelan Iklim. BMKG, Jakarta.
- Japan Meteorological Agency. 2012. <http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>. Diakses 23 Juni 2012.
- Kliksumbar. 2012. *Banjir Bandang dan Longsor Hantam Pasaman*. <http://www.kliksumbar.com/berita-2346-banjir-bandang-dan-longsor-hantam-pasaman.html>. Diakses tgl 23 Juni 2012.
- NASA. 2012. <ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov/>. Diakses 27 Juni 2012.
- Puslitbang BMKG. 2008. *Kajian Cuaca Ekstrem di Wilayah Indonesia*. Laporan Penelitian, Pusat Penelitian dan Pengembangan. BMKG, Jakarta.
- Suara Komunitas. 2012. *Laporan singkat Bencana Banjir Sumatera Barat*. <http://suarakomunitas.net/baca/21625/laporan-singkat-bencana-banjir-sumatera-barat.html>. Diakses 23 juni 2012.
- Thamrin, M. 2012. *Banjir Bandang Terjang Pasaman, Sumatera Barat*. <http://www.tnol.co.id/info-bencana/12818-banjir-bandang-terjang-pasaman-sumatera-barat-.html>. Diakses 23 Juni 2012.
- Tjasyono, B. 1999. *Klimatologi Umum*. ITB, Bandung.

STUDI PENENTUAN ESTIMASI *STATIC STRESS DROP* PADA GEMPABUMI PADANG PANJANG 6 MARET 2007, Mw6.4 DAN Mw6.3 MENGGUNAKAN PARAMETER KARAKTERISTIK SUMBER GEMPABUMI

Furqon Dawam Raharjo^{1*}, Tiar Prasetya¹, Andiansyah Z. Sabaranif²,
Zeltriani³

ABSTRACT

Two major earthquakes, with the magnitude of 6.4 and 6.3, hit the region of West Sumatra on 6 March 2007. Significant earthquakes, such as these two, has a relatively large static stress drop ($\Delta\sigma$), which is concentrated in the area around the mainshock. $\Delta\sigma$ is the state of stress change before and after the rupture. In this study, estimation of $\Delta\sigma$ is determined using a number of characteristic parameters of the earthquake sources, which consist of seismic moment (M_0), length (L) and width (W) of the ruptured fault, total area of fault surface deformation (A) and average fault dislocation (D). These parameters were calculated using the dimensionless constant from the surface strike slip model. The results showed that the estimated $\Delta\sigma$ values, with the assumption that the shear modulus at the earth's crust is homogen at 3×10^{11} dyne/cm², were 6.06 bars for the Mw6.4 quake and 5.63 bars for the Mw6.3 quake. The $\Delta\sigma$ values for both earthquakes are relatively large due to the fact that $\Delta\sigma$ depends on the parameters of the earthquake sources. The larger the parameters, the greater the $\Delta\sigma$ values.

Keywords: *static stress drop*, earthquakes, parameters, Padang Panjang.

PENDAHULUAN

Pada saat gempabumi tektonik (*fracture*) terjadi pelepasan sejumlah energi tektonik yang dihasilkan dari akumulasi stress selama periode *interseismik*. Saat periode *coseismik* ini direpresentasikan adanya sejumlah stress (*stress drop*) setelah mencapai kondisi kritis (*critical stress*) sampai kembali pada kondisi awal (*initial stress*). Akumulasi stress yang terjadi dalam batuan kerak bumi dapat mengakibatkan batuan tersebut patah (Murjaya, 2012).

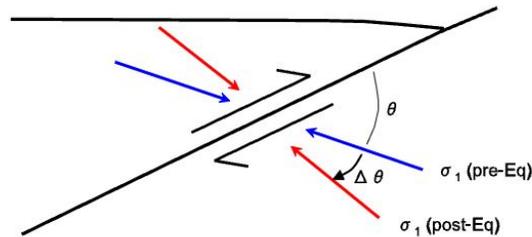
Pada peristiwa gempabumi akan memberikan informasi parameter gempabumi, salah satunya adalah informasi parameter karakteristik sumber gempabumi. Informasi parameter karakteristik sumber gempabumi sangatlah penting untuk para seismologis, karena untuk mengetahui proses terjadinya gempabumi. Informasi parameter karakteristik sumber gempabumi terdiri dari momen seismik (M_0), panjang (L) dan lebar (W) bidang patahan setelah mengalami *rupture*, *static stress drop*, *rupture velocity*, *slip velocity*, *rupture duration*, *slip duration*, dan *slip velocity function* (Mai, 2000). Pada peristiwa gempabumi menghasilkan *static stress drop*/tekanan di sekitar area bidang patahan, oleh sebab itu *static stress drop* sangatlah penting untuk parameter gempabumi.

Static stress drop ($\Delta\sigma$) merupakan keadaan perubahan stress/tekanan ketika patahan sebelum mengalami *rupture* atau sesudah mengalami *rupture* (Venkataraman dan Kanamori, 2007) atau *static stress drop* merupakan suatu besaran ukuran yang sangat sederhana yang menggambarkan pengukuran dan penambahan keadaan shear stress pada bagian bidang patahan yang mengalami pergeseran "*slip*" (Ruff, 1999). *Static stress drop* juga dapat diartikan sebagai tekanan yang terjadi di pusat bidang patahan. *Static stress drop* juga tergantung pada bentuk permukaan *rupture* dan tipe pergerakan bidang patahan, *rigidity* batuan, *dislocation* (pergeseran) bidang patahan, panjang dan lebar patahan setelah mengalami *rupture*. *Static stress drop* sebagai parameter proses gempabumi yang terjadi disekitar bidang patahan yang dihitung dari fungsi *dimension* atau ukuran geometri bidang patahan.

1. Stasiun Geofisika Padang Panjang.
e-mail: furqondawamraharjo@yahoo.co.id
2. IISEE, Tsukuba-Ibaraki, Jepang
3. Institut Teknologi Bandung



Static stress drop / tekanan pada gempabumi terkonsentrasi didaerah dekat pusat *rupture* atau disekitar area pada gempabumi utama. Menurut Hardebeck dan Hauksson (2001) *static stress drop* yang terjadi di dekat pusat *rupture* atau di sekitar area pada gempabumi utama merupakan keadaan dimana 2 dimensi pada bidang patahan yang berhubungan dengan sudut perputaran σ_1 axis dengan area gempabumi utama, yang mana sudut perputaran $\Delta\theta$ bidang patahan tergantung dari 2 parameter : yaitu θ (sudut) yang berorientasi di bidang patahan pada gempabumi utama yang relatif ke sudut σ_1 axis sebelum terjadi gempabumi utama dan rasio pada gempabumi utama.



Gambar 1. Static stress drop /tekanan pada gempabumi terkonsentrasi di daerah dekat pusat *rupture* atau di sekitar area pada gempabumi utama, yang mana static stress drop berhubungan dengan sudut perputaran σ_1 axis dengan area gempabumi utama (Hardebeck and Hauksson, 2001).

Secara umum *static stress drop* dipusat bidang patahan yang telah mengalami *rupture* ditunjukkan oleh persamaan sebagai berikut :

$$\Delta\sigma = C \pi^{1.5} \mu \frac{D}{\sqrt{A}} \tag{1}$$

- Dimana :
- $\Delta\sigma$: static stress drop (Mpa)
 - C : konstanta dimensional bidang patahan
 - μ : rigidity batuan atau shear modulus (Dyne/cm²)
 - D : pergeseran bidang patahan ketika *rupture* (dislocation) (Cm)
 - A : Luas deformasi permukaan bidang patahan ketika *rupture* (Cm²)

Dari persamaan di atas *static stress drop* tergantung oleh beberapa parameter sumber gempabumi pada bidang patahan, seperti pergeseran (*dislocation*), luas permukaan deformasi (*rupture area*), momen seismik (Mo), panjang dan lebar patahan setelah *rupture*. Kemudian untuk konstanta “C” merupakan konstanta *non-dimensional* yang tergantung pada bentuk permukaan *rupture* dan tipe pergerakan patahan

Tabel 1. Beberapa tipe konstanta “C” non-dimensional berdasarkan tipe pergerakan patahan (Kanamori and Anderson, 1975).

| “C” konstanta dimensional | Tipe pergerakan patahan |
|-------------------------------------|-------------------------------------|
| $\frac{7}{16} \pi^{1.5}$ | Circular crack (Eshelby, 1952) |
| $\frac{4}{\pi} \frac{L^{1.5}}{W}$ | Burried strike slip (Knopoff, 1958) |
| $\frac{2}{\pi} \frac{L^{1.5}}{W}$ | Surface strike slip (Knopoff, 1957) |
| $\frac{16}{3\pi} \frac{L^{1.5}}{W}$ | Burried dip slip (Starr, 1928) |

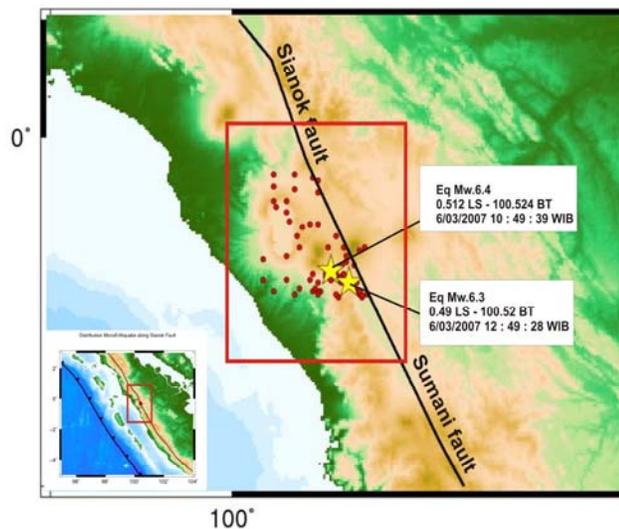
Menurut Boore dan Dunbar (1977), konstanta "c" dapat dihitung dari perbedaan kedalaman dan dari aspek perbandingan $\frac{L}{W}$, dimana L = panjang patahan dan W = lebar patahan. Kemudian *static stress drop* juga tergantung oleh momen seismik dan luas permukaan *rupture* dengan persamaan :

$$\begin{aligned}
 Mo &= \mu s D \\
 &= \frac{16}{7} \Delta\sigma a^3 \\
 \Delta\sigma &= \frac{Mo 7\pi^2}{16 s^3}
 \end{aligned}
 \tag{2}$$

dimana : $\Delta\sigma$ = *static stress drop* (Mpa)
 Mo = momen seismik (dyne.cm)
 S = luas permukaan deformasi patahan setelah *rupture* (cm²)

Untuk menentukan *static stress drop*, membutuhkan parameter sumber gempabumi seperti ukuran *seismic momen*, estimasi luas deformasi permukaan patahan setelah mengalami *rupture*, beberapa karakteristik *fault dimension*, panjang dan lebar patahan. Untuk menentukan parameter sumber gempabumi pada bidang patahan dapat menggunakan beberapa persamaan empiris seperti persamaan menurut Hanks dan Kanamori (1977), maupun menurut Wells dan Coopersmith, (1994).

Gempabumi ganda Padang Panjang terjadi pada tanggal 6 Maret 2007. Gempabumi pertama terjadi pada pukul 10 : 49 : 39 WIB dengan lokasi epicenter 0.512 LS – 100.524 BT (USGS) dengan magnitudo momen Mw6.4 kedalaman 10 km, Wilayah 14 km tenggara Padang Panjang (USGS), kemudian pada gempabumi kedua terjadi pada pukul 12 : 49 : 28 WIB dengan lokasi epicenter 0.49 LS – 100.52 BT dengan magnitudo momen Mw6.3 kedalaman 10 km, wilayah 13 km tenggara Padang Panjang (USGS). Kedua gempabumi tersebut berpusat didarat yang bersumber dari sistem patahan besar Sumatera, tepatnya pada sistem patahan segmen Sumani. Gempabumi ganda tersebut terjadi akibat pergeseran patahan besar Sumatera yang bergerak secara geser ke arah barat laut atau termasuk *strike slip fault*. Pergeseran patahan tersebut dipengaruhi oleh sistem penunjaman lempeng Indo-Australia yang bergerak secara miring dan menabrak lempeng Eurasia.

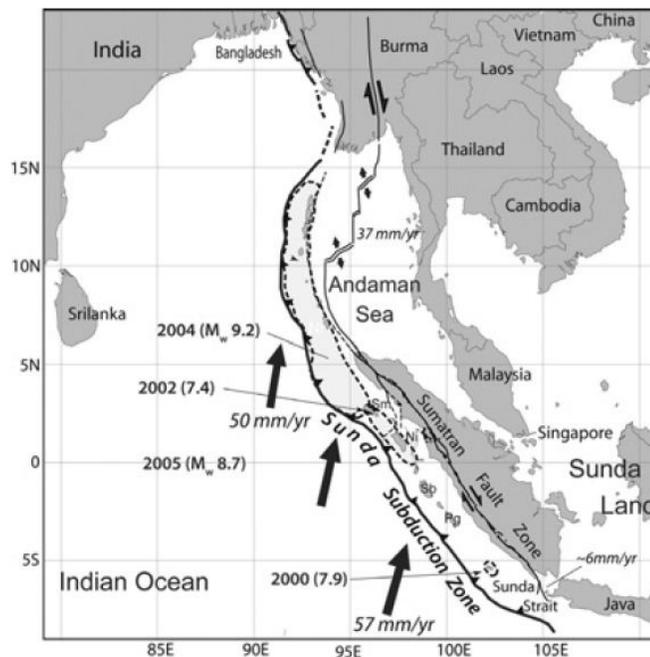


Gambar 3. Peta gembabumi Padang Panjang 6 Maret 2007 dengan Mw 6.3 dan 6.4. Bintang kuning merupakan lokasi epicenter gempabumi utama dan sebaran gempabumi susulan.

Studi ini akan membahas estimasi penentuan *static stress drop* berdasarkan parameter karakteristik sumber gempa bumi berdasarkan pendekatan model matematis. Studi ini juga akan mempelajari model dan parameter karakteristik sumber gempa bumi tektonik diantaranya besarnya momen seismik (M_0), panjang (L) dan lebar (W) patahan setelah mengalami *rupture*, luas deformasi permukaan bidang patahan (A) dan pergeseran rata-rata bidang patahan (D).

Tujuan dari penulisan ini adalah untuk mengetahui seberapa besar *static stress drop*/tekanan yang dilepas oleh gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007 dengan $M_w 6.4$ dan $M_w 6.3$ dengan menggunakan informasi parameter karakteristik sumber gempa bumi dengan menggunakan beberapa persamaan empiris.

Lempeng Hindia menabrak bagian barat Sumatera secara miring, sehingga tekanan dari pergerakan ini terbagi menjadi dua komponen. Pertama adalah komponen yang tegak lurus dengan batas lempeng atau palung. Komponen ini sebagian besar diakomodasi oleh zona subduksi seperti diuraikan diatas. Kedua adalah komponen gerakan horizontal yang sejajar dengan arah palung dan menyeret bagian barat Sumatera ke arah barat laut. Karena adanya kedua gaya ini maka terbentuklah patahan bumi besar disepanjang punggung pulau, yakni dikenal sebagai patahan besar Sumatera (*the Great Sumatran Fault*). Bidang kontak pada zona patahan Sumatera tegak lurus membelah dua bumi pulau Sumatera. Struktur utama dari Sumatera merentang pada arah Tenggara – Barat laut dimulai dari Sunda trench diselatan Jawa Barat, *forearc ridge*, *forearc basin*, pegunungan bukit barisan dan terakhir Neogene *foreland basin* yang meliputi sebagian besar timur laut Sumatera (Hamilton, 1979). Kenampakan topografi yang paling jelas dari Sumatera yaitu sesar geser Sumatera yang terletak di sepanjang Bukit Barisan dan memanjang sejajar dengan *trench* dan barisan gunung api aktif Sumatera.



Gambar 4. Zona patahan besar Sumatera (*the Great Sumatran Fault*) yang sejajar dengan palung Sunda atau Sunda subduksi zone, yang mana patahan besar ini berjenis sesar geser manganan (Larsson et al., 1997; Natawidjaja and Triyoso, 2007).

Kecepatan tunjaman lempeng Australia bervariasi sekitar 60 – 75 mm/thn, dengan arah 65 – 80 derajat dari timur ke utara, sehingga tidak tegak lurus terhadap arah *trench*. Apabila diasumsikan bahwa patahan Sumatera mengakomodasikan komponen paralel dari tumbukkan lempeng, maka dapat diperkirakan kecepatan dari patahan Sumatera yaitu 40 – 60 mm/thn.



Sistem patahan Sumatera merupakan patahan yang sangat aktif, dan sudah banyak menghasilkan gempa bumi besar. Sejak tahun 1890'an sudah sebanyak terjadi 21 kali gempa bumi besar yang terjadi di sepanjang patahan Sumatera (Natawidjaja, 2007), salah satu gempa bumi terbesar yaitu gempa Liwa (Mw7.0) tahun 1994, gempa Kerinci (Mw7.0) tahun 1995 dan dua gempa Solok (Mw6.4) dan (Mw6.3) tahun 2007.

METODOLOGI

Data

Data yang digunakan dalam studi ini adalah data parameter gempa bumi yang terdiri dari : waktu terjadinya gempa, besar gempa bumi (Mw), garis lintang dan bujur, serta kedalaman. Dalam studi ini, data parameter gempa bumi diambil dari *United States Geological Survey* (USGS). Data parameter gempa bumi ganda Padang Panjang 6 Maret 2007 dengan Mw6.4 dan Mw6.3 disajikan dalam Tabel 2 berikut.

Tabel 2. Data parameter gempa bumi Padang Panjang 6 Maret 2007 dengan Mw 6.4 dan 6.3.

| No | Waktu (WIB)(WIB) | Mw | Epicenter | | Kedalaman (km)(km) | Lokasi |
|----|------------------|-----|-----------|-------|--------------------|------------------------------------|
| | | | Long | Lat | | |
| 1. | 10 : 49 : 39 | 6,4 | 100,524 | 0,512 | 10 | 14 km tenggara kota Padang Panjang |
| 2. | 12 : 49 : 28 | 6,3 | 100,520 | 0,490 | 10 | 13 km tenggara kota Padang Panjang |

Analisis

Metode penelitian yang digunakan untuk menentukan estimasi *static stress drop* pada kejadian gempa bumi yaitu berdasarkan info parameter karakteristik sumber gempa bumi. Info parameter karakteristik sumber gempa bumi yang dibutuhkan untuk menentukan estimasi *static stress drop* antara lain pergeseran (*dislocation*) bidang patahan, panjang/lebar patahan ketika *rupture*, luas deformasi permukaan bidang patahan, dan momen seismik (Mo).

Pergeseran (*dislocation*) bidang patahan

Untuk menentukan pergeseran bidang patahan ketika *rupture* yaitu menggunakan persamaan :

$$D = \frac{M_o}{\mu A} \tag{3}$$

- dimana : D = pergeseran (*dislocation*) bidang patahan (cm)
- Mo = momen seismik (dyne.cm)
- μ = *shear modulus* di kerak bumi (dyne.cm)
- A = luas permukaan deformasi bidang patahan (cm²)

dengan melihat persamaan di atas pergeseran bidang patahan tergantung oleh momen seismik, *shear modulus* dan luas permukaan deformasi bidang patahan (A). Oleh karena itu, sebelum menentukan pergeseran bidang patahan kita tentukan terlebih dahulu momen seismik (Mo) dan luas permukaan deformasi bidang patahan (A) dan untuk *shear modulus* di kerak bumi homogen kita asumsikan $\mu = 3.10^{11}$ dyne.cm (Hanks dan Kanamori, 1977).

Momen Seismik

Momen seismik merupakan suatu besaran fisis yang menunjukkan besarnya energi yang terlepas dari sumber seismik. Momen seismik didefinisikan dari teorema pergeseran bidang patahan ketika *rupture* yang sama dengan sumber *double couple* pada bidang patahan (Burridge dan Knopoff, 1969). Seismik momen digambarkan sebagai hubungan antara



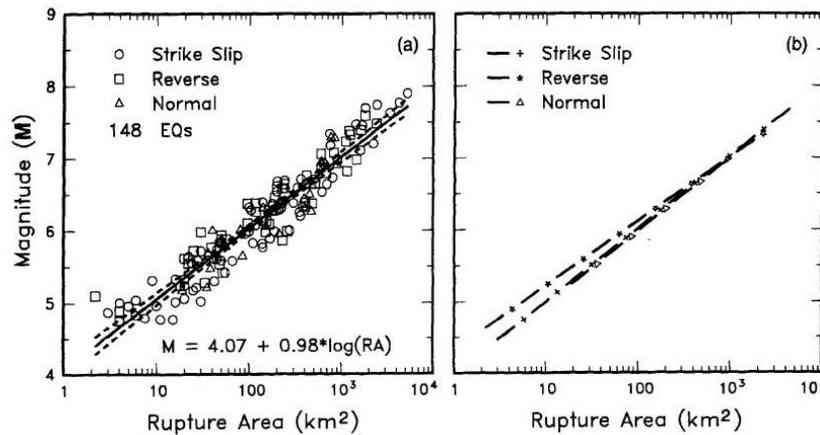
pergeseran bidang patahan ketika *rupture* dengan luas permukaan deformasi bidang patahan (Madariaga, 1979). Pada studi ini, menentukan seismik momen menggunakan persamaan Hanks dan Kanamori (1977) dengan input magnitude momen (M_w) :

$$\log M_o = 1.5 M_w + 16.1 \tag{4}$$

dimana : M_o = momen seismik (dyne/cm²)
 M_w = magnitude momen

Luas permukaan deformasi bidang fault (A)

Luas permukaan deformasi bidang patahan yang terjadi pada kejadian gempa bumi meliputi panjang patahan dan lebar patahan. Dalam studi ini, untuk menentukan luas permukaan deformasi bidang patahan setelah *rupture* menggunakan persamaan empiris yang dikemukakan oleh Wells dan Coopersmith, 1994 yang menggambarkan hubungan antara magnitude momen dan luas permukaan deformasi bidang patahan (A).



Gambar 7. merupakan hubungan korelasi dan empiris antara luas permukaan deformasi bidang patahan setelah *rupture* (A) dengan momen magnitude (M_o) (Wells dan Coopersmith, 1994).

Persamaan empiris (Wells dan Coopersmith, 1994) untuk menentukan luas permukaan deformasi bidang patahan setelah *rupture* (A) :

$$M_w = 3.98 + 1.02 \log R_a \tag{5}$$

dimana: M_w = magnitude momen (M_w)
 R_a = *rupture area* (cm²)

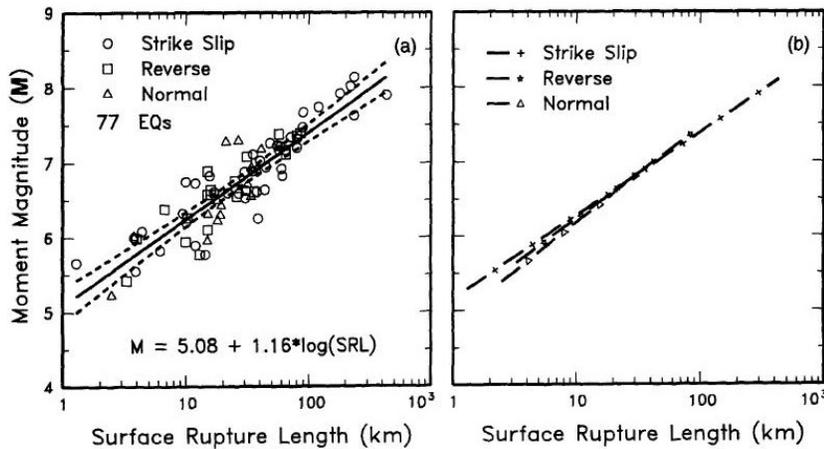
Panjang dan lebar bidang patahan setelah *rupture*

Panjang permukaan bidang patahan (*surface length rupture*) didefinisikan sebagai hubungan antara tektonik *rupture* selama bagian patahan *rupture* memotong permukaan tanah (Wells dan Coopersmith, 1994). Untuk menentukan panjang permukaan bidang patahan dapat menggunakan persamaan empiris Wells and Coopersmith (1994), persamaan tersebut dituliskan sebagai berikut :

$$M_w = 5.16 + 1.12 \log SRL \tag{6}$$

dimana : M_w = magnitude momen
 SRL = *surface rupture length* (km)

Persamaan di atas ditentukan dari hubungan rata-rata pergeseran permukaan dan panjang permukaan bidang patahan dari magnitudo, dengan menggunakan semua data gempa bumi dan tipe pergerakan patahan.



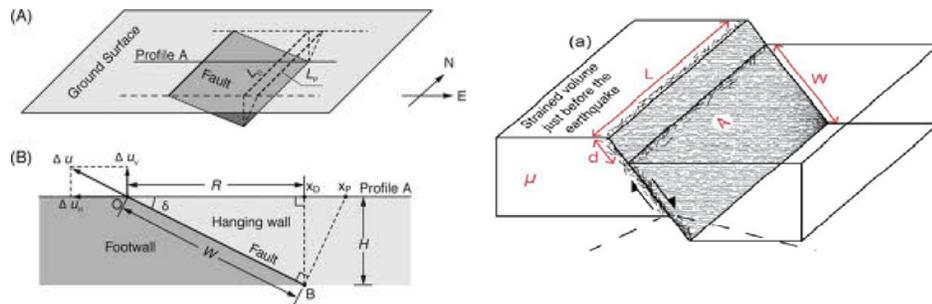
Gambar 8. merupakan regresi atau hubungan antara panjang permukaan bidang patahan dengan magnitudo (Wells dan Coopersmith, 1994)

Kemudian untuk menentukan lebar permukaan bidang patahan (*surface width rupture*) dapat menggunakan persamaan :

$$\log R_w = -0.76 + 0.27 M_w$$

(7)

dimana: R_w = *rupture width* (km)
 M_w = *magnitude momen*



Gambar 9. merupakan ilustrasi yang menggambarkan bidang dan geometri patahan yang terdiri dari panjang bidang patahan (L), lebar bidang patahan (w), pergeseran bidang patahan (D), dan luas permukaan deformasi bidang patahan (A). (Burridge dan Knopoff, 1969).

HASIL DAN PEMBAHASAN

Pada tanggal 6 Maret 2007 telah terjadi dua kejadian gempa bumi darat di dekat Padang Panjang, tepatnya di dekat danau Singkarak dengan masing-masing magnitudo $M_w6.4$ dan $M_w6.3$. Kedua kejadian tersebut memiliki mekanisme gempa bumi yang sama, yaitu *right lateral strike slip fault* (sesar geser menganan) yang diakibatkan oleh pergeseran sistem patahan besar Sumatera, tepatnya pada segmen Sianok. Dalam studi ini digunakan model



kerak bumi homogen pada bidang patahan untuk mengestimasi *static stress drop* pada kedua kejadian gempabumi tersebut. Nilai momen seismik untuk kedua event gempabumi diperoleh dengan menggunakan persamaan empiris menurut Hanks dan Kanamori (1977). Dengan menggunakan persamaan (4) diperoleh nilai seismik momen untuk masing-masing kejadian gempabumi secara berurutan adalah sebesar 5.01×10^{25} dyne/cm dan 3.54×10^{25} dyne/cm . Kemudian dengan menggunakan persamaan (6) dan (7), estimasi nilai panjang (L) permukaan bidang patahan (*surface length rupture*) pada kedua kejadian gempabumi tersebut secara berurutan adalah 12.79 km dan 10.39 km. Sementara lebar bidang patahan (*width rupture*) yang dihasilkan secara berurutan adalah 9.28 km dan 8.72 km. Selanjutnya dengan menggunakan rumus empiris menurut Wells dan Coopersmith (1994) pada persamaan (5) luas permukaan deformasi bidang patahan setelah rupture (A secara berurutan adalah 3.37×10^{12} cm² dan 2.67×10^{12} cm². Selanjutnya dengan memasukkan nilai momen seismik dan modulus geser (μ) ke dalam persamaan (3), estimasi nilai pergeseran (*dislocation*) bidang patahan pada kedua kejadian gempabumi tersebut secara berurutan sebesar 49.55 cm dan 44.19 cm. Dari hasil tersebut dapat diestimasi nilai *static stress drop* untuk masing-masing kejadian gempabumi tersebut secara berurutan dengan menggunakan model konstanta *non-dimensional* berdasarkan tipe pergerakan patahan *surface strike slip* dengan memasukkan nilai panjang (L) dan lebar (W) permukaan bidang patahan, luas permukaan deformasi bidang patahan setelah rupture (A), dan pergeseran (*dislocation*) bidang patahan (D) secara berturut-turut, maka nilai *static stress drop* pada gempabumi dengan Mw6.4 sebesar $\Delta\sigma = 6.06$ bars, dan pada Mw6.3 diperoleh besarnya *static stress drop* sebesar $\Delta\sigma = 5.63$ bars

Tabel 2. estimasi *static stress drop* dan beberapa parameter sumber gempabumi. Pada gempabumi Padang Panjang 6 maret 2007 dengan Mw6.4 dan Mw6.3

| No | Magnitude (Mw) | Lon | Lat | Depth (km) | Mo (dyne/cm) | L (km) | W (km) | D (cm) | A (cm ²) | $\Delta\sigma$ (bars) |
|----|----------------|--------|-------|------------|-----------------------|--------|--------|--------|-----------------------|-----------------------|
| 1. | 6.4 | 100.52 | 0.512 | 10 | 5.01×10^{25} | 12.79 | 9.28 | 49.55 | 3.37×10^{12} | 6.06 |
| 2. | 6.3 | 100.52 | 0.490 | 10 | 3.54×10^{25} | 10.39 | 8.72 | 44.19 | 2.67×10^{12} | 5.63 |

Nilai estimasi *static stress drop* yang dihasilkan pada kedua gempabumi tersebut cukup besar. Hal ini terjadi karena magnitude dan momen seismik yang dihasilkan cukup tinggi. Seperti telah diketahui, besar kecilnya nilai estimasi *static stress drop*/tekanan gempabumi tergantung dari magnitude, momen seismik, dan juga dipengaruhi oleh beberapa karakteristik parameter sumber gempabumi. Semakin besar magnitude dan momen seismik yang dihasilkan, maka nilai estimasi *static stress drop* akan menjadi lebih besar. Kemudian nilai *static stress drop* juga tergantung dari rata-rata pergeseran bidang patahan dan luas deformasi permukaan bidang patahan. Oleh sebab itu, semakin besar rata-rata pergeseran bidang patahan dan luas deformasi permukaan bidang patahan yang terjadi, maka nilai *static stress drop* yang dihasilkan akan menjadi lebih besar. Sebaliknya pada gempabumi mikro yang memiliki magnitude dan momen seismik yang rendah, maka nilai estimasi *static stress drop* yang dihasilkan akan rendah. Dengan nilai *static stress drop* sebesar 9.46 bars dan 9.05 bars yang dihasilkan pada gempabumi Padang Panjang sudah cukup membuat bidang fault mengalami *failure* (retak).

KESIMPULAN

Pada studi ini info parameter karakteristik sumber gempabumi seperti momen seismik (Mo), pergeseran (*dislocation*) bidang patahan setelah *rupture* (D), luas deformasi permukaan bidang patahan (A), panjang (L) dan lebar (W) patahan setelah *rupture*, dapat menentukan nilai *static stress drop*. Pada peristiwa gempabumi Padang Panjang 6 Maret 2007 dengan Mw6.4 dan Mw6.3 menghasilkan nilai estimasi *static stress drop* masing-masing sebesar



6.06 bars dan 5.63 bars. Nilai estimasi *static stress drop* yang dihasilkan pada kedua kejadian gempabumi tersebut cukup besar, hal ini dipengaruhi oleh magnitude gempabumi dan info parameter karakteristik sumber gempabumi. Oleh karena itu, penentuan nilai estimasi *static stress drop* sangat dipengaruhi oleh magnitude dan info parameter karakteristik sumber gempabumi; semakin besar magnitude dan info parameter sumber karakteristik gempabumi, semakin besar nilai estimasi *static stress drop* yang dihasilkan.

DAFTAR PUSTAKA

- Baltay, A., I. Satoshi., P. German and B. Gregory. 2011. Variability in Earthquake Stress Drop and Apparent Stress. *Geophysical Research Letters*, 38, 1029.
- Bailey, I.W. and Y. Ben-Zion. 2009. Statistics of Earthquake Stress Drops on a Heterogeneous Fault in an Elastic Half – Space. *Bulletin of the Seismological of America*, 99, 1786 – 1800.
- Donald, W.L. and K.J. Coppersmith. 1994. New Empirical Relations Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84. 974 – 1002
- Griffith, W.A., G. Di Toro, G. Pennacchiani, D.D. Polland and S. Nielsen. 1999. Static Stress Drop Associated With Brittle Slip Events on Exhumed Faults. *Journal Of Geophysical Research*, 98, 2594-2598.
- Hasegawa A., K. Yoshida and T. Okada. 2011. Nearly Complete Stress Drop in the 2011 Mw9.0 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planet Space*, 63, 703-707.
- Luttrell, K.M., X. Tong, D.T. Sandwell, B.A. Brook and M.G. Bevis. 2011. *Estimates of Stress Drop and Crustal Tectonic Stress From the 27 February 2010 Maulr, Chile Earthquake : Implication for Faulth Length*, 116, 1000 – 1029.
- Natawidjaja, D.H. and W. Triyoso. 2007. The Sumatran Fault Zone From Source To Hazard. *Journal of Earthquakes and Tsunami*, 1, 27-47.
- Ruff L.J. 1999. Dynamic Stress Drop of Recent Earthquakes Variations Within Subduction Zone. *Pure App. Geophysics*. 154 , 409-431.
- Sato, R. 1972. Stress Drop for A Finite Fault. *Journal Physics Earth*, 20, 397 – 407.

BIODATA PENULIS

Leni Nazarudin. Lahir di Padang, 5 Juni 1972. Menyelesaikan pendidikan Strata 2 dari Universitas Andalas, Padang dan memperoleh gelar Magister Pertanian. Saat ini bekerja sebagai staf pada Sub Bidang Analisa dan Informasi Perubahan Iklim.

I Putu Dedy Pratama. Lahir di Bali, 29 Desember 1989. Saat ini sedang melaksanakan program Tugas Belajar Diploma IV Geofisika di Sekolah Tinggi Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Jakarta dari Stasiun Geofisika Sanglah, Bali.

Yosfi Andri. Lahir di Padang, 16 Oktober 1983. Pendidikan terakhir yang ditempuh Strata 1 dari Universitas Muhammadiyah Sumatera Barat tahun 2010, dengan jurusan Teknik Elektro. Saat ini bekerja sebagai staf di Stasiun Pemantau Atmosfer Global Bukit Kototabang, Sumatera Barat.

Sabar Ardiansyah. Lahir di Taja Mulya, 03 Juni 1988. Menamatkan Pendidikan Diploma Tiga Geofisika, dari Akademi Meteorologi dan Geofisika pada tahun 2010. Dari tahun 2010 hingga sekarang menjabat sebagai staf fungsional PMG di Stasiun Geofisika Kepahiang, Bengkulu.

Andi Sulistiyono. Lahir di Pati, 26 November 1979. Menyelesaikan Pendidikan di jenjang Strata 1 dari Universitas Negeri Padang pada tahun 2008, jurusan Fisika. Penulis menjalankan tugas sebagai staf fungsional PMG di Stasiun Klimatologi Sicincin, Sumatera Barat.

Furqon Dawam Raharjo. Lahir di Jakarta, 8 Februari 1988. Lulus dari Pendidikan Diploma III Akademi Meteorologi dan Geofisika, Jurusan Geofisika Tahun 2009. Dalam kesehariannya bekerja sebagai Staf di Stasiun Geofisika Klas I Padang Panjang., Sumatera Barat.