

ESTIMASI WAKTU ULANG GEMPABUMI MENGGUNAKAN BESARAN STRESS DROP STATIS DAN STRAIN RATE

(Studi kasus : Gempabumi Mentawai 25 Oktober 2010)

ESTIMATION OF EARTHQUAKE RECURRENCE TIME USING STATIC STRESS DROP AND STRAIN RATES VALUES

[Case study : Mentawai Earthquake Oct 25, 2010]

Jaya Murjaya^{1*}, Prih Harjadi¹, Lilik Hendrajaya², Kirbani S.B³, Subagyo Pramumijoyo³

¹Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG), Jl. Angkasa I No.2 Kemayoran-Jakarta

²Institut Teknologi Bandung (ITB), Jl. Ganesha No. 10 Bandung

³Universitas Gadjah Mada (UGM), Jl. Bulak Sumur-Yogyakarta

*Email: jaya.murjaya@bmgk.go.id

Naskah masuk: 26 April 2012; Perbaikan terakhir: 16 Agustus 2012; Naskah diterima: 3 September 2012

ABSTRAK

Usaha untuk menentukan waktu perulangan (T) gempabumi telah banyak dilakukan dengan berbagai metode, namun sampai saat ini hasilnya masih kurang memuaskan. Pada studi ini penentuan T , dilakukan dengan menggunakan parameter karakteristik sumber gempabumi. T , diestimasi dengan menggunakan stress drop statis (σ) dari parameter sumber gempabumi dan seismogram. Parameter sumber gempabumi yang digunakan terdiri dari momen seismik (M_0), Slip rata-rata (panjang L dan lebar W) digunakan untuk mengestimasi T gempabumi Mentawai (M_w 7.7) tanggal 25 Oktober 2010. 6 (enam) lembar seismogram dari stasiun seismik PPI, PSI, KLI, KAPI, AAI dan JAY juga digunakan untuk menduga besaran σ untuk gempabumi tersebut. Menggunakan varian parameter sumber gempabumi pada model circular crack, didapatkan nilai σ sekitar 3,6 bar sampai 28,8 bar, sedangkan pada model dip slip sekitar 9,62 bar sampai 65,86 bar. Apabila digunakan nilai strain rata-rata berorde $10^{-15} s^{-1}$, akumulasi stress dapat diduga sekitar 7076 Pa/tahun. Dengan membandingkan kedua nilai σ yang dilepas oleh gempabumi Mentawai terhadap akumulasi stress, maka nilai T , didapat sekita 75 tahun sampai 930 tahun.

Kata kunci: stress drop, circular dan dip slip model

ABSTRACT

A lot of methods is used to determine of earthquake recurrence time (T) but the result was still insufficient. T , can be estimated by using the static stress drop (σ) from the earthquake source parameter (ESP) and seismogram. That parameters consist of seismic moment (M_0), Slip rate (length L and width W) is used to estimate of T of Mentawai earthquake (M_w 7.7) on Oct 25, 2010. Then the six seismograms from PPI, PSI, KLI, KAPI, AAI and JAY was used also to estimate of the σ . Using the variant of ESP above to the circular crack model, the σ was found around 3,6-28,8 bars, for dip slip model around 9,62- 65,86 bars. Then applied strain rate value with order $10^{-15} s^{-1}$, the stress accumulation can be estimated around 7076 Pa yr⁻¹. By comparing the σ values with stress accumulation, the T , is found around 75 yr until 930 yr.

Keywords: stress drop, circular and dip slip model

1. Pendahuluan

Gempabumi tektonik (M_w 7.7 SR) terjadi di wilayah pulau Pagai kepulauan Mentawai tanggal 25 Oktober 2010 membangkitkan tsunami yang besar dengan menelan korban jiwa kurang lebih 400 orang meninggal dunia. Data sejarah kegempaan di Indonesia yang ada

tergolong sangat singkat dan sedikit, sehingga sulit untuk menentukan waktu perulangan (recurrence time) secara probabilistik (statistik). Hasil penelitian gerakan lempeng yang dilakukan oleh Simmons, et. al [1] dan Prawirodirdjo, dkk [2] telah menjelaskan (arah dan

besar kecepatan) berdasarkan data *Global Positioning System* (GPS). Arah gerakan pulau Pagai-Siberut (dan Sumatera) ke timur laut dan utara-timur laut dengan kecepatan ± 50 mm/tahun. Demikian pula penelitian yang dilakukan Pararas [3] memperkirakan kecepatan gerakan subduksi di daerah Sumatera sekitar 60mm/tahun.

Kanamori dan Allen [4] menyatakan bahwa waktu perulangan gempabumi yang terjadi pada suatu segmen patahan dikontrol oleh rata-rata beban tektonik (rata-rata *slip* dalam kurun waktu yang cukup lama), akumulasi *stress* (tekanan) dan mekanisme pelepasan pada bidang patahan. Waktu perulangan suatu gempabumi tektonik akan lebih lama, bila mempunyai *stress drop* statis yang lebih besar dan sebaliknya. Kanamori [5] juga menyebutkan bahwa periode interseismik ini bisa mencapai beberapa dekade sampai beberapa abad untuk kejadian sebuah gempabumi besar. Gerakan lempeng tektonik sebagai beban tektonik tersebut dapat menyebabkan terjadinya akumulasi *stress*, tetapi waktu (perulangan) pelepasan akumulasi *stress* tersebut masih sulit diperkirakan.

Pada tulisan ini akan dipelajari penentuan waktu perulangan gempabumi besar berdasarkan pendekatan model fisis dan matematis. Model ini dilakukan untuk mengatasi kelemahan metode probabilistik yang disebabkan oleh kekurangan data kejadian gempabumi tektonik. Studi ini mempelajari model dan parameter sumber gempabumi tektonik diantaranya besar momen seismik (M_0), luasan daerah patahan (*rupture area*) dan *stress drop* statis yang diperkirakan dilepas oleh gempabumi tektonik 25 Oktober 2010 di kepulauan Mentawai berdasarkan model fisis dan matematis. Selanjutnya dihitung laju akumulasi *stress* dari pendekatan *strain* rata-rata (*strain rate*) terhadap waktu akibat beban tektonik secara teoritis. Dengan membandingkan besarnya *stress drop* statis yang dilepaskan gempabumi tektonik tersebut terhadap laju *stress*, maka berdasarkan metode ini *recurrence time* secara teoritis dapat ditentukan. Tujuan dari studi ini untuk menentukan waktu perulangan kejadian gempabumi tektonik menggunakan besaran *stress drop* statis dan nilai *strain rate* di wilayah Sumatera.

1.1. Tatanan tektonik dan seismisitas di Pulau Sumatera

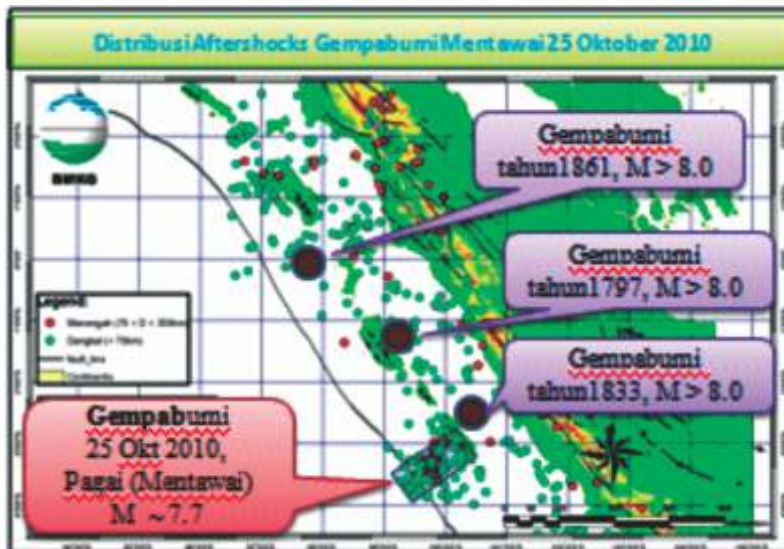
Pertemuan lempeng Indo-Australia yang menyusup di bawah lempeng Eurasia di sepanjang lepas pantai barat

Sumatera ditengarai sebagai konvergensi menyerong (*oblique*) dengan kemiringan (*dip*) yang landai [6]. Salah satu efek dari pertemuan kedua lempeng tektonik tersebut, muncul deretan kepulauan Mentawai. Sesar Mentawai (*Mentawai fault*) dan sesar besar Sumatera (*Sumatera fault*) juga disinyalir sebagai akibat konvergensi *oblique* tersebut. Berdasarkan analisis mekanisme sumber gempa (*mechanism focal*), kemiringan subduksi antara 10° sampai 30° dengan *dip* dominan di bagian barat wilayah Sumatera sekitar 20° [7]. Efek dari konvergensi miring ini juga menyebabkan tingkat kegempaan (sesimisitas) yang sangat aktif dan berpotensi terjadinya gempabumi tektonik besar di sepanjang segmen pertemuan kedua lempeng tersebut.

Suparka dalam Handayani [8]) menyebutkan terdapat 3 pembagian zona kegempaan di pulau Sumatera dan sekitarnya, yaitu zona kegempaan di sepanjang palung (*trench*), zona Sesar Mentawai dan zona Sesar Datar Sumatera (SDS). Kecepatan konvergensi kedua lempeng tektonik tersebut diperkirakan sekitar 5 cm/tahun sampai 6 cm/tahun dan kecepatan SDS di daratan Sumatera juga bervariasi [8].

Menurut sejarah kegempaan pada zona ini, gempabumi tektonik dengan magnitudo besar pernah terjadi tahun 1797, 1861, 1833 dan pada dekade awal abad 21 ini tercatat gempabumi tektonik besar tahun 2004, 2005 dan 2007 [9,10]. Gempabumi tektonik tahun 1797 di wilayah pulau Siberut, gempabumi tektonik tahun 1833 di selat Mentawai (antara pulau Pagai dan Sumatera) dan gempabumi tahun 1861 di sekitar pulau Nias mempunyai $M_w > 8.0$. Pararas [11] menyatakan bahwa gempabumi tektonik tahun 1797 diperkirakan mempunyai kekuatan $M_w \sim 8.4$, sedangkan Prawirodirdjo [12] memperkirakan kekuatan gempabumi tersebut $M_w 8.7 \sim 8.9$. Gempabumi tektonik tahun 1833 diperkirakan mempunyai kekuatan $M_w \sim 8.9$ [11]. sedangkan menurut Prawirodirdjo [12] memperkirakan kekuatan gempabumi tersebut $M_w 8.9 \sim 9.1$. Pada dekade awal tahun 2000-an yang lalu tercatat gempabumi tektonik besar tahun 2004 ($M_w 9.1$), 2005 ($M_w 8.5$) dan 2007 ($M_w 8.0$).

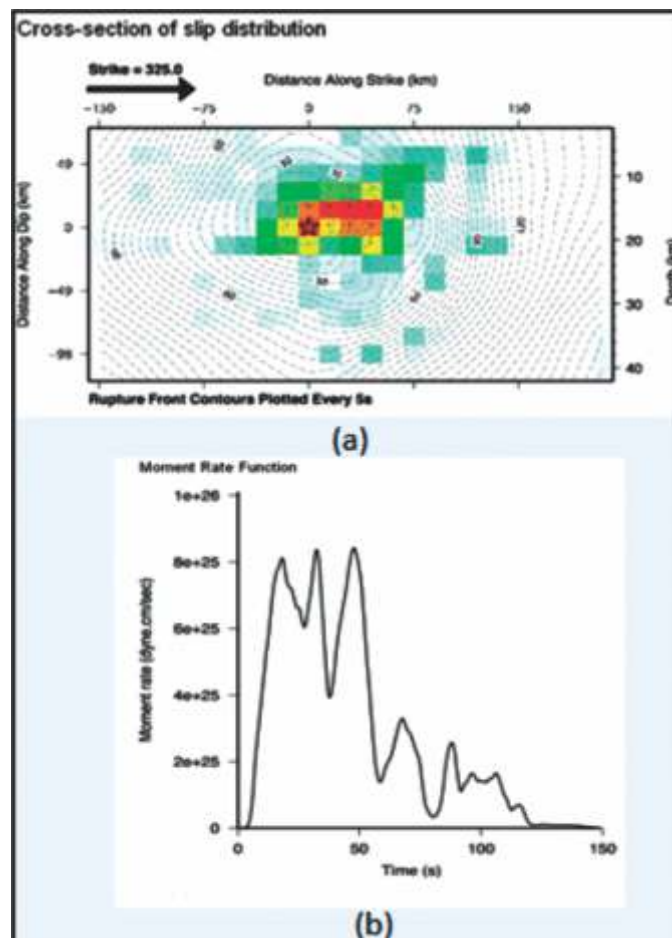
Gempabumi Mentawai tanggal 25 Oktober 2010 mempunyai gempabumi susulan (*aftershocks*) cukup banyak tersebar pada suatu luasan seperti terlihat pada Gambar.1.



Gambar 1. Peta episenter gempabumi tektonik 25 Oktober 2010 (Mw7.7), lingkaran biru pada kotak merupakan sebaran *after Shock*. Tanda lingkaran coklat perkiraan lokasi gempabumi abad 18 dan 19 di Kepulauan Mentawai-Sumatera [13].

Luas bidang patahan sumber (*source rupture area*) hasil pemodelan dan fungsi waktu dari sumber gempabumi telah dipublikasikan oleh United States Geological Survey (USGS) [14] seperti terlihat pada Gambar 2. Dari Gambar 2(a) pada interval waktu antara 80 detik sampai

120 detik, luas bidang patahan sumber dapat diasumsikan mendekati model lingkaran (*cracks model*). Hal ini diperkuat pada Gambar 2(b) dimana dari grafik *source time function*, energi terbesar yang dilepas kira-kira sampai interval waktu 120 detik.



Gambar 2. (a) Model bidang patahan sumber gempabumi (*source rupture area*) dengan kontur waktu berinterval 5 detik. Sumbu datar menunjukkan jarak dan sumbu tegak menunjukkan kedalaman (km). Tanda bintang dan warna kotak merupakan hiposenter dan daerah *asperity*. (b) *Source time function* yang menghubungkan M_0 dan waktu (T) [13].

1.2. Teori Stress Drop Statis

Pada saat gempa bumi tektonik (*fracture*) terjadi pelepasan sejumlah energi tektonik yang dihasilkan dari akumulasi *stress* selama periode *interseismik*. Saat periode *coseismic* ini direpresentasikan adanya sejumlah *stress* yang terlepas (*stress drop*) setelah mencapai kondisi kritis (*critical stress*) sampai kembali pada kondisi awal (*initial stress*).

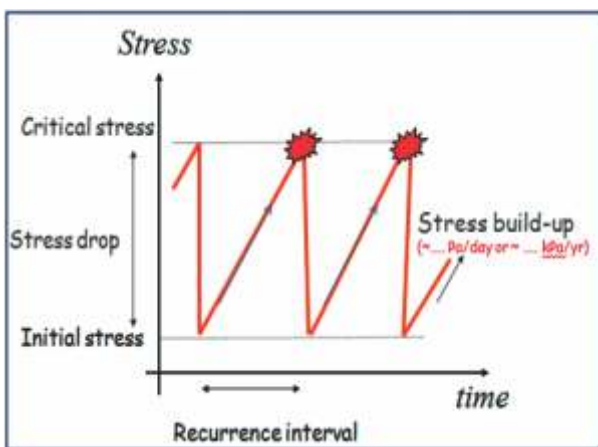
Hubungan perubahan *slip* (\bar{D}) dan *stress drop* statis () dinyatakan dalam hukum Hooke [15];

$$\Delta\sigma = c \mu \frac{\bar{D}}{L} \quad (1)$$

dimana:

- μ = rigiditas (kekakuan lentur) (SI)
- \bar{L} = karakteristik patahan (*rupture characteristic*, L dan W).
- L = panjang patahan (*rupture length*) dalam meter
- W = lebar patahan (*rupture width*) dalam meter
- C = faktor bentuk patahan, tidak berdimensi.

Gambar 3 merupakan ilustrasi hubungan *initial stress*, *critical stress* dan *stress drop* selama periode *coseismic*, serta waktu perulangan (*recurrence interval*) kejadian pelepasan *stress drop* (gempabumi) selama periode *interseismic*.



Gambar 3. Ilustrasi pelepasan stress saat gempa bumi terjadi (stress drop).

Konsep momen seismik statis ekuivalen antara dislokasi elastis dan gaya *double couple* [16] yang ditulis dalam persamaan :

$$M_0 = m_s \bar{D} \quad (2)$$

dimana :

- M_0 = momen seismik statis dalam Nm
- S = luas bidang patahan dalam m^2 .

Selanjutnya Kanamori [16], menyatakan besarnya faktor bentuk patahan pada persamaan (1) sama dengan $7/16$ untuk model *circular crack*. Untuk model yang sama, jari-jari bidang patahan dapat dinyatakan dalam bentuk kecepatan gelombang sekunder dan frekuensi sudut dengan rumus Madariaga sebagai :

$$r = \frac{k \beta}{f_c} \quad (3)$$

dimana :

- k = suatu konstanta yang gesarnya $2.34/2$
- = kecepatan gelombang S dalam ms^{-1}
- f_c = frekuensi sudut dalam hz.

Besarnya *stress drop* statis dinyatakan sebagai [16,17]:

$$\Delta\sigma = \frac{4(\mu + \lambda)}{\pi(2\mu + \lambda)} \mu \left(\frac{D}{W}\right) \quad (4)$$

dimana :

- = konstanta Lamé (berdimensi)
- μ = rigiditas (berdimensi)

2. Metode Penelitian

Seperti telah diulas pada pendahuluan bahwa metode yang digunakan didalam penelitian atau studi ini adalah membandingkan dan mensubstitusikan nilai *stress drop* statis berdasarkan hasil analisis dari parameter sumber gempa bumi dengan nilai *stress drop* teoritis. Nilai *stress drop* teoritis dihitung dengan mengambil nilai modulus Young yang biasa digunakan pada seismologi dan nilai *strain rate* wilayah Sumatera.

Besaran parameter sumber gempabumi Mentawai 25 Oktober 2012 yang digunakan berdasarkan publikasi oleh USGS adalah momen seismik, dan daerah luas patahan. Luas daerah patahan juga dianalisis berdasarkan data distribusi gempabumi susulan (*aftershocks*) hasil penentuan Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) di Jakarta setelah terjadinya gempabumi Mentawai tanggal 25 Oktober 2012 tersebut, dan 6 *seismogram* stasiun seismik.

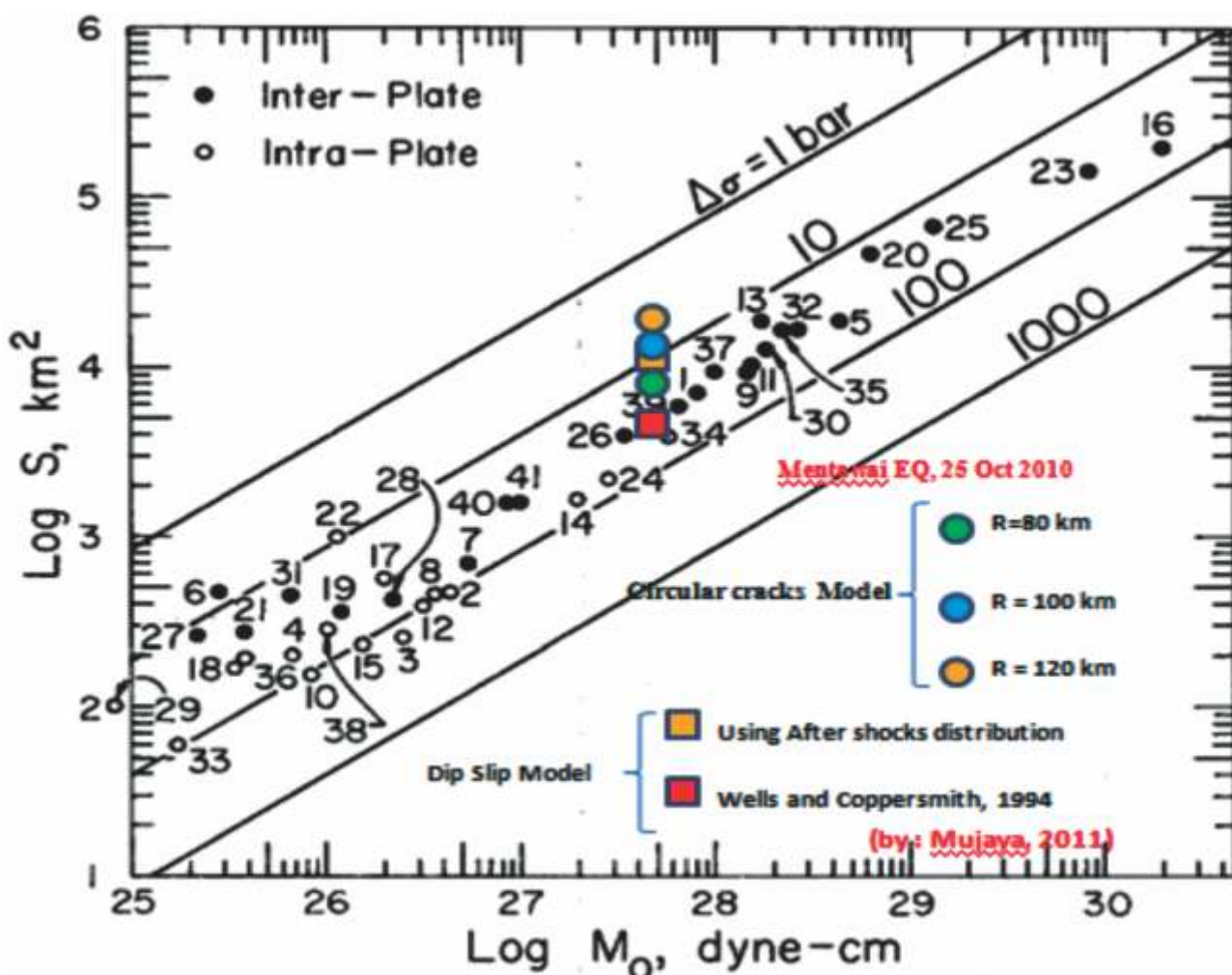
3. Hasil dan Pembahasan

Dengan mengestimasi luas daerah sebaran *after shocks* $L=120$ km dan $W=70$ km seperti terlihat pada Gambar 1 diatas, dan nilai $M_0 = 6,6 \times 10^{20}$ Nm yang dimasukkan pada persamaan (2) dan (4), didapatkan nilai σ sekitar 9.16 bars, jika menggunakan pendekatan empiris [18], dan

nilai $M_0=6,6 \times 10^{20}$ Nm serta menggunakan persamaan yang sama, didapatkan nilai σ sekitar 65.86 bars.

Pada model *circular cracks* diasumsikan besarnya radius (r) antara 80 km sampai 120 km seperti terlihat pada Gambar.2 diatas. Dengan menggunakan persamaan (1), (2), nilai faktor bentuk patahan [16], dan memasukan nilai r berturut-turut 80 km, 100 km dan 120 km secara simultan, didapatkan nilai σ 17.87 bars, 9.14 bars dan 5.29 bars.

Selanjutnya nilai-nilai σ hasil analisis dari model dip slip, empiris [18] dan model *circular cracks* dibandingkan dengan nilai parameter sumber yang dikemukakan Kanamori dan Anderson [16] seperti terlihat pada Gambar 4. Bila melihat hasil pengeplotan pada Gambar 4, nilai σ dari model *dip slip* berdasarkan distribusi *after shocks* dan model *circular cracks* dengan r 100 km, hasilnya cukup baik/konsisten.



Gambar 4. Hubungan Luas daerah patahan (S) dan Momen seismik statis (M_0). Garis lurus menyatakan hubungan untuk Model *Circular Cracks* dengan *stress drop* konstan (*courtesy*: Kanamori and Anderson, 1975). *Stress drop* statis untuk gempabumi Mentawai 25 Oktober 2010 dihitung dengan menggunakan model *Circular Cracks*, dan *Dip slip* (menggunakan sebaran *after shock*, dan empiris [18]).

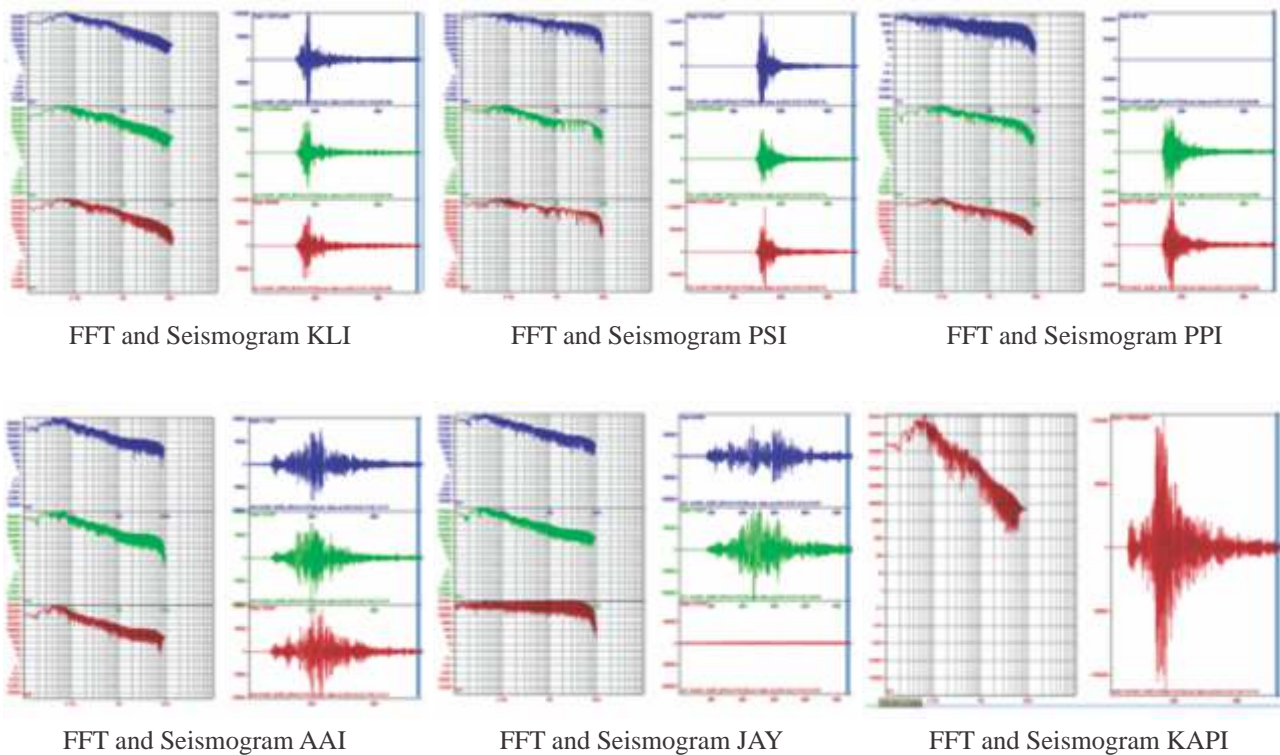
Hasil olahan *Fast Fourier Transform* (FFT) seismogram gempa bumi Mentawai 25 Oktober 2010 dari stasiun monitoring seismik Lampung (KLI) dengan menggunakan *Band pass butterworth filter* 0.01-10 Hz, 0.01-5 Hz dan 0.01-3 Hz didapatkan nilai f_c rata-rata sekitar 0.03 - 0.04 Hz. Selanjutnya untuk memastikan konsistensi nilai f_c ini, digunakan seismogram dari stasiun seismik Parapat (PSI), Padang Panjang (PPI), Kapang Makasar (KAPI), Ambon (AAI) dan Jayapura (JAY) seperti terlihat pada Gambar.5. Dari ke 5 stasiun seismik didapatkan nilai f_c 0.03-0.04 Hz, kecuali dari JAY didapatkan f_c 0.025 Hz. Dengan menggunakan model *circular cracks* dan nilai $f_c = 0.03$ Hz, $v = 5$ km/s dan momen seismik (M_0) = 6.6×10^{20} Nm, didapatkan nilai estimasi $\sigma = 12$ bars. Jika menggunakan nilai f_c 0.04 Hz, didapatkan nilai $\sigma = 28.8$ bars. Gambar 5 menunjukkan seismogram dan olahan FFT gempa bumi Mentawai 25 Oktober 2010 yang terekam di 6 stasiun seismik seperti disebutkan diatas.

Nilai-nilai f_c ini masih sesuai bila dibandingkan dengan nilai-nilai f_c yang dikorelasikan dengan M_0

untuk berbagai gempa bumi yang dipaparkan oleh Baltay[19].

Distribusi *stress* di sekitar daerah patahan (*fracture zone*) diasumsikan mempunyai bentuk bervariasi dan merupakan fungsi dari ruang dan waktu yang sangat kompleks. Oleh karena itu pada studi ini hanya digunakan *strain* rata-rata (*strain rate*) dan akumulasi *stress* dianggap gradual selama periode interseismik. Selanjutnya digunakan nilai orde *strain rate* 3×10^{-15} /s [20][21] dengan orde 10^{-7} /yr (2003) serta nilai modulus Young 7.5×10^{11} dyne/cm², dihitung akumulasi *stress* terhadap waktu sampai mencapai kesetaraan dengan model-model *stress drop* statis dari gempa bumi Mentawai Mw 7.7.

Dengan membandingkan besarnya model-model *stress drop* statis diatas dan akumulasi *stress* secara teoritis berdasarkan nilai *strain rate*, maka waktu perulangan (τ) gempa bumi Mentawai dengan Mw 7.7 di wilayah yang sama, dihasilkan sebagai berikut :



Gambar 5. Seismogram (kanan) dan Hasil olahan FFT (kiri) gempa bumi Mentawai 25 Oktober 2010 yang terekam pada stasiun seismik Lampung (KLI), Parapat (PSI), Padang panjang (PPI), Ambon (AAI), Jayapura (JAY) dan Kapang-Makasar (KAPI). Hasil olahan FFT ini menggunakan *Band pass Butterworth filter* 0.01-5 Hz.

- 1) untuk model patahan *dip slip* berdasarkan sebaran *aftershocks* didapatkan nilai τ , antara 129 tahun sampai 130 tahun,
- 2) untuk model patahan *dip slip* dengan empiris [18] didapatkan nilai τ sekitar 930 tahun.
- 3) untuk model *circular cracks* dengan $r = 80$ km, 100 km dan 120 km dihasilkan nilai τ berturut-turut 253 tahun, 130 tahun dan 75 tahun.
- 4) pada model *circular cracks* dengan menggunakan f_c 0.03 Hz dan 0.04 Hz, dihasilkan nilai τ 172 tahun dan 408 tahun.

Kanomari [4] dengan tidak menyebutkan metode yang digunakan memaparkan bahwa waktu ulang gempa bumi Niigata tahun 1964 dengan kekuatan Mw 7.6 sekitar 560 tahun. Untuk gempa bumi Guatemala tahun 1976 dengan kekuatan Mw 7.5 didapatkan waktu perulangan sekitar 180-755 tahun. Dengan melihat hasil τ diatas nilainya belum mengarah pada satu nilai tunggal tetapi masih bervariasi dengan rentang waktu yang masih besar. Namun bila dibandingkan dengan waktu perulangan gempa bumi Niigata tahun 1964 yang mempunyai kekuatan hampir sama (Mw 7.6) dan gempa bumi Guatemala tahun 1975 (Mw 7.5), nilai τ pada studi ini masih berada dalam kisaran τ kedua gempa bumi tersebut (walaupun rentang waktu masih cukup jauh). Bila dilihat dalam grafik pada gambar.4, hasil estimasi ini masih konsisten yaitu berada pada group 1-100 bar.

Perbedaan nilai hasil estimasi antara kedua model tersebut dapat disebabkan oleh beberapa hal, diantaranya :

- 1) nilai τ berdasarkan distribusi *aftershocks* masih mempunyai ketidakpastian yang cukup tinggi akibat ketidakpastian dalam menentukan besar L dan W. Bila $L \propto W$, sehingga $\tau \sim 1/L^3 \sim 1/r^3$ menyebabkan ketidakpastian (kesalahan) semakin beramplifikasi.
- 2) kualitas sinyal dan jenis filter yang digunakan akan mempengaruhi dalam penentuan nilai f_c . Nilai sangat sensitif terhadap nilai f_c .
- 3) nilai τ akan berbeda untuk regim tektonik yang berbeda.

4. Kesimpulan

Berdasarkan hasil perhitungan dan analisis dari model-model patahan yang digunakan dan hasil FFT dapat disimpulkan sebagai berikut.

- 1) Terkait penentuan nilai *stress drop* statis.
 - a) nilai τ statis pada model *dip slip* menggunakan distribusi *aftershocks* didapatkan nilai sekitar 9.16 bars, bila menggunakan empiris Wells - Coppersmith didapatkan nilai sekitar 65.86 bars.
 - b) nilai τ statis pada *cracks model* dengan asumsi besarnya radius patahan 80, 100 dan 120

km diperoleh besaran 17.87 bars, 9.14 bars dan 5.29 bars.

- c) nilai τ pada *cracks model* dengan menggunakan f_c 0.03 Hz dan 0.04 Hz, diperoleh nilai 12 bars dan 28.8 bars.
- d) secara kuantitatif masih terdapat disvaritas nilai τ (tidak *unique*) berdasarkan perhitungan dengan empiris dan distribusi *aftershocks*, tetapi nilai-nilai tersebut masih sesuai dengan nilai-nilai τ yang di ajukan oleh Kanamori dan Anderson [16] yang juga nilainya tidak tunggal.
- e) ketidakpastian pada penentuan nilai τ , yang bergantung linear pada akurasi penentuan nilai parameter sumber gempa bumi seperti M_0 , dan penentuan posisi episenter *aftershocks* (L dan w).

- 2) Terkait dengan waktu perulangan gempa bumi Mentawai 25 Oktober 2010.

- a) lamanya τ pada model patahan *dip slip* berdasarkan distribusi *aftershocks* diperoleh nilai 129 tahun – 130 tahun.
- b) lamanya τ pada model patahan *dip slip* dari empiris Wells dan Coppersmith [18] diperoleh nilai τ 930 tahun.
- c) lamanya τ pada model *circular cracks* dengan jari-jari patahan 80, 100 dan 120 km diperoleh nilai 253 tahun, 130 tahun dan 75 tahun.
- d) lamanya τ pada model *circular cracks* dengan menggunakan nilai f_c 0.03 Hz dan 0.04 Hz diperoleh nilai 172 tahun dan 480 tahun.
- e) terdapat variasi nilai τ yang mengikuti variasi nilai τ , tetapi bila dibandingkan dengan waktu perulangan gempa bumi Niigata tahun 1964 (Mw 7.6) sekitar 560 tahun dan gempa bumi Guatemala tahun 1975 (Mw 7.5) sekitar 180-755 tahun, nilai τ yang didapatkan pada studi ini masih berada didalam kisaran τ kedua gempa bumi tersebut kecuali yang menggunakan empiris Wells dan Coppersmith [18]

4.1. Saran

Dalam rangka untuk memperbaiki dan mengurangi ketidakpastian hasil penentuan nilai-nilai τ dan τ , disarankan :

- 1). pentingnya keakurasian dalam penentuan *source parameter* gempa bumi. Nilai-nilai ini yang akan digunakan untuk menentukan τ dan τ , model *dip slip*, *circular cracks* maupun empiris.
- 2) disamping penentuan *source parameter*, penentuan lokasi gempa bumi susulan (*aftershocks*) harus lebih baik, karena akan mempengaruhi nilai estimasi L dan W yang digunakan untuk menentukan τ dan τ .
- 3). untuk estimasi τ dengan menggunakan f_c , diperlukan kualitas sinyal yang baik dan penggunaan filter yang sesuai agar diperoleh nilai

fc yang lebih jelas. Oleh karena itu diperlukan lokasi sensor yang baik untuk memperoleh kualitas sinyal yang baik (mengurangi *noise*).

Daftar Pustaka

- [1] Simmons W., Ambrosius, B., Noomen, R., Angermann, D., Wilson, P., Becker, M., et.al., (1999), Observing plate motions in S.E. Asia: Geodetic results of The GEODYSSSEA Project. *Geophysical Research Letters*, 26(14), 2081-2084.
- [2] Prawirodirdjo, L., Bock, Y., McCaffrey, R., Genrich, J., Calais, E., Stein, S. et.al. (1997). Geodetic Observations of interseismic strain segmentation at the Sumatra subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 24(21), 2601-2604.
- [3] Pararas-Carayannis, G. (2010). The Great Earthquake and Tsunami of 26 December 2004 in Southeast Asia and the Indian Ocean. *Wikipedia*.
- [4] Kanamori, H., & Allen, C.R., (1986), Earthquake repeat time and average stress drop, in source mechanics. *Geophys. Monogr.Ser.*, 37, 227–236.
- [5] Kanamori, H., (1994). Mechanics of Earthquake, *Annu.Rev. Earth Planet.Sci.*, 22, 207-37.
- [6] Hamilton., W.B., (1979), *Tectonic of the Indonesia region*, Department of Geophysics, Colorado School of Mines Golden, Colorado.
- [7] Murjaya, J., Sri Brotopuspito, K., Hendrajaya, L., and Pramumijoyo, S. (2009). Seismic pattern and lithosphere behavior in Sumatra subduction zone and its vicinity. *Proceeding of Geohazard and Geo-Disaster Mitigation RC-Geo Envi 2009. March*. Malaysia: Universiti Sains Malaysia
- [8] Handayani, L., (1993), *Respon Mekanik pada Lempeng Busur Muka Sumatera dan Implikasi Geodinamika*. Skripsi, Fakultas MIPA: Institut Teknologi Bandung.
- [9] Newcomb K.R., & McCann W.R., (1987), Seismic history and seismotectonics of the Sunda Arc. *Journal of Geophysical Research*, 92, 421-439.
- [10] Pararas-Carayannis, G. (2005), The Great Earthquake and Tsunami of 28 March 2005 in Sumatra, Indonesia. *Wikipedia.2010*.
- [11] Pararas-Carayannis, G. (2007), The Earthquakes and Tsunami of September 12, 2007 in Indonesia. *Wikipedia.2010*.
- [12] Prawirodirdjo, L., McCaffrey, R., Bock, Y., David Chadwel, C., & Subarya, C. (2010). Geodetic Observations of an earthquake cycle at the Sumatra subduction zone: Role of interseismic strain segmen. *Journal of Geophysical Research*, 24(115).
- [13] Murjaya, J., Sri Brotopuspito, K., Hendrajaya, L., and Pramumijoyo, S. (2011). *Zonasi Energi tektonik daerah subduksi berdasarkan bentuk kerutan (Buckling) searah busur (Studi kasus : Wilayah Sumatera)*. Disertasi, Fakultas MIPA: Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta.
- [14] USGS Website (2005). <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/> Mentawai Earthquake. *United States of America*.
- [15] Shibazaki, B. (2006). Scaling Relations of Earthquakes. International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, *Building Research Institute. IISEE Lecture Note 2005-2006*. Japan.
- [16] Kanamori, H., & Anderson, D.L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 65(5), 1073-1095.
- [17] Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Publishing.
- [18] Wells & Coppersmith (1994). Tabel empiris hubungan momen magnitude, length and width, and slip. *Training Course of DEWS. Numerical Modeling*, Postdam.
- [19] Batlay, A., (2010). *Stress drop and scaled energy (Empirical Green's Function analysis using Coda Spectra)*. Workshop, Berkeley.