

**ANALISIS BIDANG PATAHAN WILAYAH MENTAWAI
BERDASARKAN DATA RELOKASI GEMPABUMI
MENGUNAKAN METODE *MODIFIED JOINT
HYPOCENTER DETERMINATION* (MJHD)**

SKRIPSI

*Diajukan sebagai salah satu persyaratan memperoleh gelar
Sarjana Sains*



**Oleh:
IKE MAISURI GUCI
NIM. 15034008/2015**

**PROGRAM STUDI FISIKA
JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS NEGERI PADANG
2019**

PERSETUJUAN SKRIPSI

ANALISIS BIDANG PATAHAN WILAYAH MENTAWAI
BERDASARKAN DATA RELOKASI GEMPABUMI
MENGUNAKAN METODE *MODIFIED JOINT
HYPOCENTER DETERMINATION (MJHD)*

Nama : Ike Maisri Guci
NIM : 15034008
Program Studi : Fisika
Jurusan : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Padang, Agustus 2019

Mengetahui :
Ketua Jurusan Fisika



Dr. Ratnawulan, M.Si
NIP.196901201993032002

Disetujui Oleh :
Pembimbing



Syarifian, S.Si., M.Si., Ph.D
NIP.197403051998022001

PENGESAHAN LULUS UJIAN SKRIPSI

Nama : Ika Masari Guci
NIM : 15034008
Program Studi : Fisika
Jurusan : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

**ANALISIS BIDANG PATAHAN WILAYAH MENTAWAI
BERDASARKAN DATA RELOKASI GEMPABUMI
MENGUNAKAN METODE *MODIFIED JOINT
HYPOCENTER DETERMINATION (MJHD)***

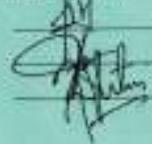
Dinyatakan lulus setelah dipertaharkan di depan Tim Penguji Skripsi
Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Negeri Padang

Padang, Agustus 2019

Tim Penguji

Nama
Ketua : Syafriani, S.Si., M.Si., Ph.D
Anggota : Dr. H. Ahmad Fauzi, M.Si
Anggota : Drs. Leni Dwitridal, M.Si

Tanda Tangan



PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa:

1. Karya tulis saya, tugas akhir berupa skripsi dengan judul "Analisis Bidang Patahan Wilayah Mentawai Berdasarkan Data Relokasi Gempabumi Menggunakan Metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD)" adalah asli karya saya sendiri;
2. Karya tulis ini murni gagasan, rumusan, dan penelitian saya sendiri, tanpa bantuan pihak lain, kecuali dari pembimbing;
3. Didalam karya tulis ini, tidak terdapat karya atau pendapat yang telah ditulis atau dipublikasikan orang lain, kecuali secara tertulis dengan jelas dicantumkan sebagai acuan di dalam naskah dengan menyebutkan pengarang dan dicantumkan pada perpustakaan;
4. Pernyataan ini saya buat sesungguhnya dan apabila terdapat penyimpangan di dalam pernyataan ini, saya bersedia menerima sanksi akademik berupa pencabutan gelar yang telah diperoleh karena karya tulis ini, serta sanksi lainnya sesuai norma dan ketentuan hukum yang berlaku.

Padang, Agustus 2019
yang membuat pernyataan



Ike Maistri Guai
Nim: 15034008

Analisis Bidang Patahan Wilayah Mentawai Berdasarkan Data Relokasi Gempabumi Menggunakan Metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD)

Ike Maisuri Guci

ABSTRAK

Pulau Sumatera merupakan daerah rawan bencana gempabumi, khususnya wilayah Mentawai. Hal ini dikarenakan kondisi tektonik Mentawai berada pada pertemuan Lempeng Eurasia dengan Lempeng Indo-Australia. Lempeng Indo-Australia yang terus menerus mensubduksi Lempeng Eurasia mengakibatkan terbentuknya zona penunjaman dangkal atau yang disebut "*megathrust*". Efek penunjaman ini menyebabkan Mentawai memiliki aktivitas seismik yang sangat tinggi dan berpotensi terjadinya gempabumi tektonik. Salah satu parameter gempa yang perlu diketahui adalah hiposenter. Penentuan hiposenter secara tepat dan akurat dapat dilakukan dengan relokasi gempabumi menggunakan metode *modified joint hypocenter determination*. Tujuan penelitian ini untuk menentukan kembali hiposenter gempa dan mengidentifikasi bidang patahan yang terjadi akibat peristiwa gempa wilayah Mentawai.

Data yang digunakan untuk melakukan relokasi hiposenter diperoleh dari BMKG Pusat pada sistem analisa *Seiscomp3* periode 1 September 2017 sampai 31 Desember 2018. Metode yang digunakan adalah metode relokasi *modified joint hypocenter determination* (MJHD). Metode ini dipilih karena mampu menentukan posisi hiposenter lebih akurat dengan adanya konstrain terhadap *focal depth* dan konstrain terhadap episenter. Sehingga kesalahan dalam menentukan posisi hiposenter dapat diminimalisir.

Hasil penentuan bidang patahan setelah dilakukan distribusi relokasi hiposenter gempabumi berada pada *nodal plane 2* dengan *cross section* B-B' dengan arah pergerakan *strike* 141° yang ditinjau dari arah utara. Pergerakan arah sesar *dip* berada pada derajat kemiringan 66° ditinjau dari bidang sesar yang arahnya tegak lurus dengan garis *strike*. Arah pergerakan sesar pada bagian *slip* sejauh 92° dengan pergeseran yang relatif pada pergerakan sesar. Hasil *plotting* sebaran hiposenter gempa menunjukkan sebagian event gempa berada di sepanjang patahan Mentawai di daerah penelitian. Hasil RMS sebelum relokasi memiliki waktu tempuh 1.20 detik sampai 1.59 detik. Setelah direlokasi berubah menjadi waktu tempuh 0.4 detik sampai 0.64 detik.

Kata Kunci: Mentawai, Gempabumi, Metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD)

KATA PENGANTAR



Puji dan syukur penulis ucapkan kehadiran Allah SWT atas limpahan rahmat dan karunia-Nya, sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul **Analisis Bidang Patahan Wilayah Mentawai Berdasarkan Data Relokasi Gempabumi Menggunakan Metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD)**. Penulisan skripsi ini adalah sebagai syarat dalam menyelesaikan Program Studi Strata Satu (S1) dan memperoleh gelar Sarjana Sains di Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Negeri Padang.

Dalam menyelesaikan tugas akhir ini, penulis banyak menerima bantuan, bimbingan, dan doa dari berbagai pihak, oleh karena itu pada kesempatan ini penulis mengucapkan terima kasih kepada :

1. Ibu Syafriani, M.Si, Ph.D., sebagai pembimbing.
2. Kak Yanuarsih Tunggal Putri, S.Si, M.DM yang telah meluangkan banyak waktunya dalam membantu penulis sehingga skripsi ini dapat terselesaikan.
3. Bapak Dr. H. Ahmad Fauzi, M.Si., Bapak Drs. Letmi Dwiridal, M.Si sebagai dosen penguji.
4. Ibu Dr. Hj. Ratnawulan, M.Si., sebagai Penasehat Akademik dan sebagai Ketua Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Negeri Padang.
5. Bapak dan Ibu staf BMKG (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika) Jakarta.

6. Bapak dan Ibu staf pengajar serta staf administrasi dan Laboran Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Negeri Padang.
7. Ade Saputra S.ST yang telah membantu penulis dan memberikan semangat dalam mengerjakan Tugas Akhir ini.
8. Seismik Batuan Listrik (Wanda, Fella, Ara) yang selalu support penulis dalam mengerjakan tugas akhir. Terimakasih karena selalu ada.
9. Tim baik (Rais, Rudi, Aan, Ilham, Wanda, Fella, Ara) terimakasih banyak telah mewarnai empat tahun yang penuh warna, sangat bahagia.
10. Rekan-rekan Mahasiswa Jurusan Fisika FMIPA UNP khususnya Program Studi Fisika Angkatan 2015.
11. Teman-teman Geofisika 17 Universitas Negeri Padang.
12. Semua pihak yang sudah membantu baik secara langsung maupun tidak langsung, yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu, Terima kasih banyak atas doa dan dukungannya.

Skripsi ini masih terdapat kekurangan yang belum penulis sadari. Kritik dan saran yang bersifat membangun penulis harapkan dari semua pihak untuk kesempurnaan skripsi ini. Akhir kata penulis berharap semoga skripsi ini dapat memberikan mamfaat bagi penulis dan pembaca. Aamiin.

Padang, Juli 2019

Penulis

DAFTAR ISI

ABSTRAK	i
KATA PENGANTAR	ii
DAFTAR ISI.....	iv
DAFTAR GAMBAR	vi
DAFTAR TABEL.....	viii
DAFTAR LAMPIRAN.....	ix
BAB I PENDAHULUAN	1
A. Latar Belakang	1
B. Identifikasi Masalah	4
C. Batasan Masalah	4
D. Rumusan Masalah	5
E. Tujuan Penelitian	5
F. Manfaat Penelitian	5
BAB II KAJIAN PUSTAKA	7
A. Pergerakan Sesar	7
B. Tektonik Mentawai.....	13
C. Gempabumi	15
D. Parameter Gempabumi	16
E. Relokasi Gempabumi.....	21
F. <i>Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD)</i>	23
G. Penelitian-penelitian relevan	30
H. Kerangka Berpikir	31
BAB III METODE PENELITIAN.....	34
A. Jenis Penelitian	34
B. Variabel Penelitian	34
C. Data Penelitian.....	34

D. Teknik Pengumpulan Data	34
E. Teknik Pengolahan Data	35
F. Teknik Analisa Data	40
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	41
A. Hasil	41
B. Pembahasan	52
BAB V PENUTUP	58
A. Kesimpulan	58
B. Saran	58
DAFTAR PUSTAKA	60
LAMPIRAN	62

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. <i>Strike Slip Faul t(a) Left Lateral Strike Slip (b) Right Lateral Fault</i>	8
2. (a) <i>Reverse Fault</i> (b) <i>Thrust Fault</i> dan (c) <i>Normal Fault</i>	8
3. Arah Pergerakan Sesar Pola <i>Strike</i>	10
4. Arah Pergerakan Sesar Pola <i>Dip</i>	10
5. Arah Pergerakan Sesar Pola <i>Slip</i>	11
6. Arah Sesar	12
7. Sesar Aktif Sumatera.....	13
8. Ilustrasi <i>Elastic Rebound Theory</i> (a) Keadaan Awal (b) Terjadinya Deformasi (c) Pecahnya Batuan.....	15
9. Jarak Hiposenter.....	17
10. Penentuan hiposenter Menggunakan Metode Lingkaran.....	18
11. Konsep Relokasi Hiposenter Gempa Bumi	24
12. Efek dari Media Heterogenitas Lateral	29
13. Kerangka Berpikir Penelitian.....	32
14. <i>Running Program Station</i> pada <i>Cygwin</i>	36
15. Input Parameter MJHD dalam Proses Iterasi	37
16. <i>Running MJHD</i> pada Program <i>Cygwin</i>	39
17. Peta Seismisitas Mentawai.....	41
18. (a) Sebaran Hiposenter BMKG sebelum Relokasi (b) <i>cross section A-A'</i> terhadap <i>nodal plane 1</i>	43

19. (a) Sebaran Hiposenter BMKG Sebelum Relokasi (b) <i>cross section</i> B-B' terhadap <i>nodal plane</i> 2.....	45
20. (a) Distribusi Hiposenter BMKG Sebelum Relokasi Menggunakan MJHD (b) <i>cross section</i> A-A' (c) <i>cross section</i> B-B'	46
21. (a) Sebaran Hiposenter BMKG Setelah Relokasi (b) <i>cross section</i> A-A' terhadap <i>nodal plane</i> 1	47
22. (a) Sebaran Hiposenter BMKG Setelah Relokasi (b) <i>cross section</i> B-B terhadap <i>nodal plane</i> 2.....	48
23. (a) Distribusi Hiposenter BMKG Setelah Relokasi menggunakan MJHD (b) <i>cross section</i> A-A' dan.....	49
24. RMS Sebelum Relokasi	51
25. RMS Setelah Relokasi	51

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
1. Kategori <i>Fault</i>	7
2. Mekanisme Focal Gempabumi Mentawai 1 September 2017	42
3. Perbandingan Parameter Gempabumi Utama	50

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran	Halaman
1. Tampilan Format Data BMKG dari Seiscomp3.....	62
2. Tampilan Format data MJHD	62
3. Data Gempabumi Sebelum Relokasi	63
4. Data Gempabumi Sesudah Relokasi	63
5. Data Stasiun yang digunakan dalam Relokasi	64

BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Indonesia merupakan wilayah rawan bencana alam, salah satunya gempa bumi. Hal ini dikarenakan Indonesia berada diantara tiga Lempeng tektonik besar dunia yaitu, Lempeng Eurasia, Lempeng Pasifik dan Lempeng Indo-Australia. Tektonik di Indonesia dibagi menjadi dua kelompok sistem yang berbeda yaitu tektonik bagian barat Indonesia ditunjukkan dengan tumbukan antara Lempeng Indo-Australia dengan Lempeng Eurasia dan tektonik bagian timur Indonesia yang terbentuk akibat tumbukan Lempeng-Lempeng Australia, Pasifik dan Eurasia (Pusat Studi Gempa Nasional, 2017). Interaksi antara Lempeng-Lempeng tersebut saling bergerak relatif antara satu dengan yang lainnya. Pergerakan relatif dari Lempeng tersebut menimbulkan terjadinya patahan-patahan yang selanjutnya berkembang menjadi daerah pusat sumber gempa bumi. Salah satu wilayah di Indonesia yang sangat rawan terhadap bencana gempa bumi adalah Pulau Sumatera.

Pulau Sumatera terletak pada zona subduksi aktif antara Lempeng Indo-Australia dengan Lempeng Eurasia (Sieh dan Natawidjaja, 2007). Bagian pantai barat Sumatera Barat terdapat patahan Mentawai yang mempengaruhi kondisi tektonik Mentawai. 1 September 2017 dengan magnitudo 6,3 SR di Muara Siberut-Mentawai. Salah satu parameter gempa bumi yang perlu diketahui yaitu hiposenter. Hiposenter merupakan pusat gempa bumi yang berada di dalam permukaan bumi.

Akurasi penentuan lokasi titik hiposenter gempabumi memiliki tingkat kesalahan (*error*) yang berbeda, hal ini disebabkan oleh beberapa faktor diantaranya jaringan stasiun seismik, distribusi data gempa, pembacaan waktu tiba gempa dan model struktur kecepatan (Pavlis, 1986). Penentuan lokasi hiposenter gempabumi secara tepat dan akurat sangat penting untuk dilakukan didalam menganalisis struktur tektonik, antara lain untuk identifikasi zona patahan maupun zona subduksi.

Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) dalam menentukan parameter hiposenter memiliki beberapa kelemahan dan kelebihan. *SeisComp3* merupakan sebuah perangkat lunak yang digunakan untuk menganalisa sinyal seismik sehingga menghasilkan parameter gempa secara cepat salah satunya hiposenter. Alat ini terhubung dalam jaringan sensor seismik InaTEWS (*Indonesia Tsunami Early Warning System*). Data seismik yang terekam pada sensor-sensor yang tersebar di seluruh wilayah Indonesia tersebut akan dikirim melalui satelit, kemudian data akan sampai ke server BMKG Pusat dan di *relay* ke stasiun-stasiun BMKG yang tersebar di Indonesia.

Kelebihan dari penggunaan *sesicomp3* dengan jaringan sensor InaTEWS yaitu sekitar 65 sensor tersebar di wilayah Sumatera dan sekitarnya, sehingga pengamatan kejadian gempabumi bisa mencakup wilayah yang sangat luas, penggunaan sensor *broadband* yang memungkinkan penerimaan frekuensi yang lebih lebar, transmisi data dari sensor ke pusat pengolahan data menggunakan satelit sehingga lebih mudah untuk menempatkan sensor di wilayah manapun (Sunarjo *et al*, 2012). Adapun kekurangannya yaitu posisi

sensor kurang rapat sehingga sering terkendala jika ada gempa lokal yang hanya tercatat di salah satu sensor saja.

Selain itu ketidakakuratan data ini juga disebabkan dalam proses penentuan hiposenter menggunakan model kecepatan bumi homogen isotropis. Pada kenyataannya lapisan bawah permukaan bumi yang dilewati gelombang gempa sebenarnya bersifat heterogen. Keheterogenan lateral ini yang menyebabkan perbedaan pembacaan sebuah lokasi hiposenter oleh rangkaian stasiun sehingga hiposenternya menyebar dan terbaca menjadi beberapa *event*. Berdasarkan hal di atas diperlukan studi lebih lanjut untuk meminimalisir kesalahan akibat kesalahan pembacaan sistem dan model kecepatan yang digunakan untuk merelokasi parameter hiposenter gempabumi yang telah dihasilkan sebelumnya.

Beberapa penelitian relokasi hiposenter menggunakan data BMKG dilakukan oleh Abriyani (2017) dengan judul relokasi gempabumi Morowali 24 Mei 2017 menggunakan metode *Modified Joint Hypocenter Determination*. Gempa yang terjadi setelah direlokasi memiliki perbandingan nilai *Root Mean Square* (RMS) lebih baik dengan rata-rata RMS 0.64 detik. Sedangkan untuk parameter gempa sebelum relokasi menunjukkan lokasi hiposenter awal berada pada *longitude* 122.19° *latitude* 2.78° dan kedalaman 12 km. Setelah direlokasi berubah menjadi *longitude* 122.1614° *latitude* -2.8211° dan kedalamannya 23.9 km. Sedangkan hasil plotting sebaran episenter gempa hasil setelah relokasi menunjukkan event gempa berada di sepanjang patahan Matano.

Berdasarkan penelitian sebelumnya belum ada penelitian lebih lanjut untuk merelokasi wilayah Mentawai menggunakan metode MJHD. Mengingat

wilayah Mentawai merupakan daerah rawan gempa bumi, hal ini perlu dilakukan relokasi hiposenter untuk menganalisis kondisi tektonik berdasarkan sebaran gempa bumi. Berdasarkan ini penulis melakukan analisis bidang patahan wilayah Mentawai berdasarkan data relokasi gempa bumi menggunakan metode MJHD dengan menggunakan data *arrival time* dari BMKG Pusat.

B. Identifikasi Masalah

Berdasarkan latar belakang yang telah diuraikan, terdapat beberapa identifikasi masalah yaitu:

1. Mentawai merupakan daerah rawan bencana gempa bumi tektonik yang sering terjadi.
2. Telah terjadinya peristiwa bencana gempa bumi di wilayah Mentawai yang merusak dan menelan korban jiwa.
3. Parameter hiposenter gempa bumi yang terukur oleh BMKG diduga masih kurang akurat dikarenakan belum memperhitungkan faktor heterogenitas lateral yang ada di dalam bumi.

C. Batasan Masalah

Mengingat luasnya permasalahan pada penelitian ini dan keterbatasan penulis, maka dilakukan pembatasan masalah sebagai berikut:

1. Wilayah yang diteliti berada di daerah Mentawai dan sekitarnya dengan koordinat $98^{\circ}\text{BT} - 99^{\circ}\text{BT}$ dan $1^{\circ}\text{LU} - 2^{\circ}\text{LS}$.
2. Data yang digunakan adalah data katalog gempa bumi BMKG pusat periode waktu 1 September 2017 sampai 31 Desember 2018.

3. Parameter hiposenter gempabumi (lintang, bujur, kedalaman) dan waktu terjadinya gempabumi (*origin time*).

D. Rumusan Masalah

Permasalahan yang mendasari penelitian ini berdasarkan latar belakang dan identifikasi masalah yang telah diuraikan, antara lain:

1. Bagaimana menentukan bidang patahan yang terjadi setelah dilakukan distribusirelokasi hiposenter gempabumi?
2. Bagaimana perbedaan hasil RMS antara sebelum relokasi dan sesudah relokasi menggunakan metode *Modified Joint Hypocenter Determination*?

E. Tujuan Penelitian

Agar penelitian ini lebih terarah dan dapat menjawab pertanyaan penelitian yang telah diuraikan, maka adapun tujuan penelitian ini adalah:

1. Menentukan bidang patahan dari peristiwa gempa yang telah direlokasi di wilayah Mentawai.
2. Memperoleh informasi perbedaan hasil RMS hiposenter gempabumi sebelum dan sesudah di relokasi dari perbaikan parameter gempabumi sehingga diperoleh parameter yang lebih akurat.

F. Manfaat Penelitian

Penelitian ini diharapkan dapat memberikan manfaat yaitu:

1. Mengetahui data hiposenter gempabumi yang lebih akurat di wilayah Mentawai.
2. Dapat menentukan distribusi sebaran hiposenter gempabumi yang didapat berdasarkan data sebelum dan sesudah relokasi untuk wilayah Mentawai.

3. Mengetahui bidang patahan yang telah direlokasi wilayah Mentawai dengan tepat dan akurat serta mengetahui kondisi dari keadaan tektonik yang ada sehingga dapat meminimalisir dampak jika terjadi gempa bumi.

BAB II KAJIAN PUSTAKA

A. Pergerakan Sesar

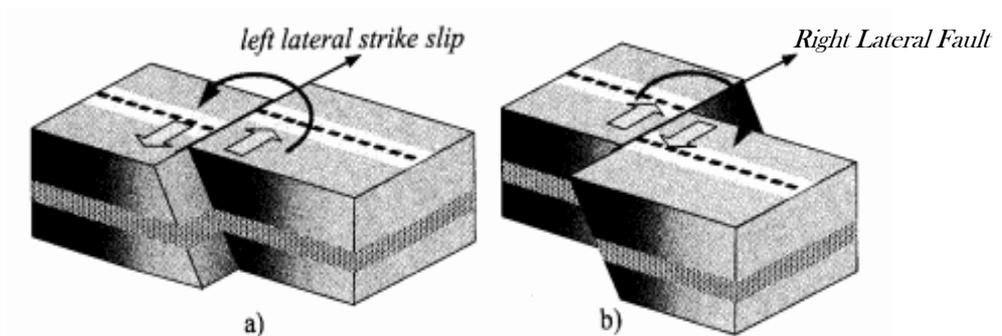
Sesar atau patahan (*fault*) merupakan bidang batas antara dua blok tektonik yang mengalami gerakan relatif. Bergeraknya massa tanah atau batuan diakibatkan oleh aktivitas tektonik yang kemudian secara umum disebut gerakan Lempeng tektonik. Patahan mempunyai bentuk bidang yang tidak beraturan. Secara umum patahan mempunyai karakteristik fisik yaitu panjang, dan lebar patahan. Menurut Pawirodikromo (2012) panjang patahan dapat beberapa meter sampai ratusan kilometer, sedangkan patahan umumnya kurang dari 20-30 km dan Lebar patahan umumnya sampai puluhan meter.

Dalam keadaan yang sebenarnya permukaan sesar (patahan) mempunyai keadaan yang berbeda demikian pula dengan gerakannya dapat mempunyai arah yang berlainan sepanjang permukaannya. Gerakan dasar dari sesar antara lain sesar mendatar, sesar turun dan sesar naik.

Tabel 1. Kategori *Fault* (Pawirodikromo, 2012)

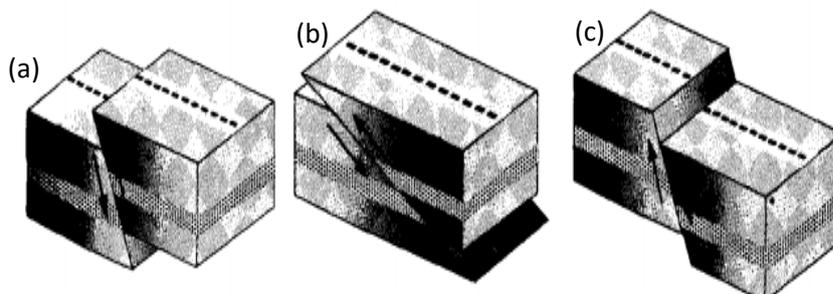
<i>Fault</i>	<i>Slip Type</i>	<i>Stress</i>	<i>Fault type/ Model</i>
<i>Faults</i>	<i>Strike slip</i>	<i>Shear</i>	<i>Right lateral fault</i>
			<i>Left lateral fault</i>
	<i>Dip slip</i>	<i>Compression</i>	<i>Reverse fault</i>
			<i>Trust fault</i>
			<i>Normal fault</i>
	<i>Dip-strike slip</i>	<i>Combination</i>	

Berdasarkan Tabel 1. terdapat macam-macam *faultmodel* diantaranya *strike slip fault*, *dip slip* dan *dip-strike slip*. *Strike Slip fault* merupakan gerakan sejajar jurus sesar atau disebut sesar mendatar. *Stress* yang terbesar adalah *stress* horizontal dan *stress* vertikal.



Gambar 1. *Strike Slip Fault* (a) *Left Lateral Strike Slip* (b) *Right Lateral Fault* (Pawirodikromo, 2012)

Gambar 1. (a) menunjukkan *left lateral fault* (putaran kiri) sedangkan gambar (b) menunjukkan *right lateral fault* (putaran kekanan). Apabila *strike-slip* massa batuan searah dengan *strike vector* (mendatar) maka pada *dip-slip* massa batuan akan searah dengan *dip vector* (slip ke atas atau ke bawah). Slip jenis ini dikategorikan menjadi dua hal pokok yaitu slip akibat gaya desakan (*compression stress*) dan slip akibat gaya tarik (*tension stress*). Slip akibat gaya desakan dibagi mejadi dua yaitu *reverse fault*. dan *thrust fault* sedangkan patahan akibat gaya tarik disebut *normal fault* seperti pada gambar berikut:

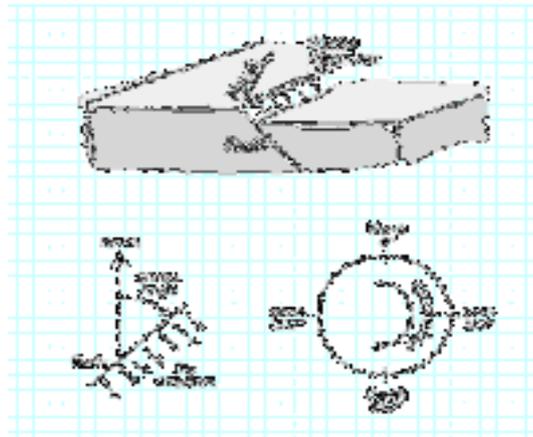


Gambar 2. (a) *Reverse Fault* (b) *Thrust Fault* dan (c) *Normal Fault* (Pawirodikromo, 2012)

Berdasarkan Gambar 2 terdapat tiga jenis model patahan *dip slip* antara lain *reverse fault*, *trust fault* dan *normal fault*. Patahan naik (*reverse fault*) terjadi apabila batuan yang menumpu terangkat ke atas akibat batuan penumpu di kedua sisinya bergerak saling mendorong. *Trust fault* termasuk patahan naik yang terjadi akibat adanya desakan dari pergerakan batuan dan *normal fault* merupakan patahan yang merosot ke bawah akibat batuan penumpu di kedua sisinya bergerak saling menjauh dan *Dip-Strike slip fault* merupakan kombinasi antara *strike-slip fault* dengan *dip-slip fault*. Patahan kombinasi ini umumnya disebut *oblique fault*, kombinasi biasanya terjadi antara *normal fault* dengan *strike slip fault*.

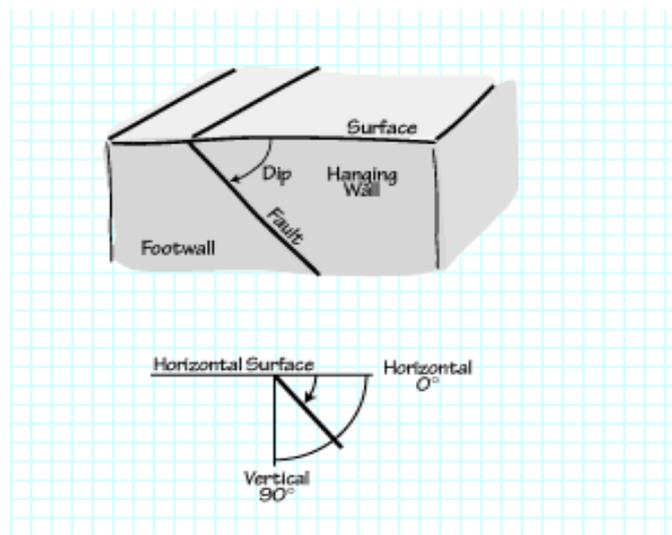
Sesar mentawai yang terbentang hingga pulau nias mempunyai pola *strike-slip*. Sieh dan Natawidjaja (2007) mengatakan bahwa gerakan sesar bervariasi mulai dari *normal fault*, *strike slip* dan *reverse fault*. Madlazim (2010) mengatakan dari hasil studi kasus untuk gempa Padang, bahwa gempa yang terjadi di wilayah Sumatera Barat Khususnya yang berada didekat lepas pantai Padang mempunyai pola bidang sesar *reverse fault*.

Relokasi hiposenter gempa bumi utama dan gempa bumi susulan Mentawai 25 Oktober 2010 mengalami pergeseran distribusi hiposenter lebih terpusat disekitar sesar Mentawai. Hal ini menunjukkan adanya koherensi antara tren hiposenter gempa susulan dengan kondisi geologi dari *megathrust* dan sesar Mentawai (Candra *et al*, 2015). Gempa susulan yang terjadi diperkirakan sebagai akibat dari proses rupture yang muncul di sesar Mentawai akibat gempa bumi utama.



Gambar 3. Arah Pergerakan Sesar Pola *Strike* (Borman et al, 2012)

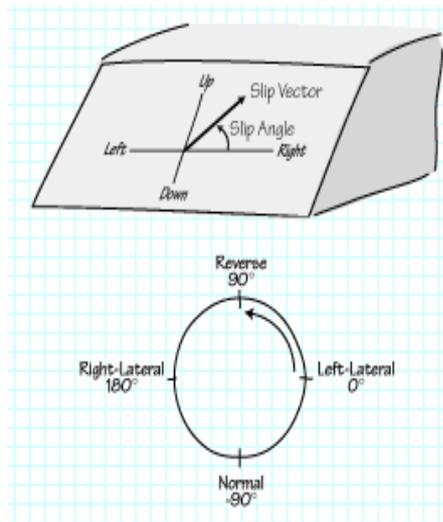
Gambar 3 merupakan arah pergerakan sesar *strike*. Sudut yang digunakan untuk menentukan orientasi patahan dan diukur searah jarum jam dari utara. Sebagai contoh *strike* 0° atau 180° menunjukkan patahan yang berorientasi ke arah utara-selatan dan sudut 90° atau 270° menunjukkan struktur patahan berorientasi ke arah timur-barat.



Gambar 4. Arah Pergerakan Sesar Pola *Dip* (Borman et al, 2012)

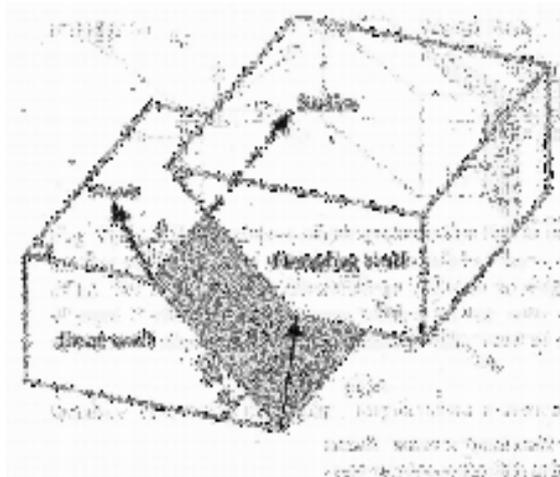
Gambar 4 merupakan patahan yang terjadi diberbagai orientasi dari vertikal ke horizontal. Pergerakan sesar pola *dip* merupakan sudut yang

menggambarkan kecuraman permukaan patahan. Sudut ini diukur dari permukaan bumi, atau bidang yang sejajar dengan permukaan bumi. *Dip* patahan horizontal adalah 0° dan kemiringan patahan vertikal adalah 90° .



Gambar 5. Arah Pergerakan Sesar Pola *Slip* (Borman et al, 2012)

Gambar 5 merupakan pola *dip* dan *strike* yang menggambarkan orientasi patahan, di mana sisi patahan bergerak sesuai dengan sisi yang lain. Parameter yang menggambarkan gerakan ini disebut *slip*. Besarnya *slip* adalah seberapa jauh kedua sisi patahan bergerak relatif satu sama lain. Arah *slip* diukur pada permukaan patahan, dan seperti halnya *strike* dan *dip*, ditentukan sebagai sudut. Secara khusus arah *slip* adalah arah bahwa *hanging wall* bergerak relatif terhadap *footwall* (Borman et al, 2012). Jika *hanging wall* bergerak ke kanan, arah *slip* adalah 0° . Jika bergerak ke atas, sudut *slip* adalah 90° jika bergerak ke kiri, sudut *slip* adalah 180° dan jika bergerak ke bawah sudut *slip* adalah 270° atau -90° .



Gambar 6. Arah Sesar (Borman et al, 2012)

Bidang sesar dan kemiringan (slip vektor) dapat dideskripsikan secara matematis dengan ilustrasi bidang sesar berikut:

$$n = -N \sin \delta \sin \varnothing + E \sin \delta \cos \varnothing - D \cos \delta \quad (1)$$

nilai jurus (*strike*) pada gambar adalah:

$$c = N \cos \varnothing + E \sin \varnothing \quad (2)$$

e adalah vektor bidang vertikal antara dua bidang sesar yang saling berpotongan terletak pada:

$$e = n \times c = N \cos \delta \sin \varnothing - E \cos \delta \cos \varnothing - D \sin \delta \quad (3)$$

Vektor e dan c merupakan bidang sesar yang saling tegak lurus, sehingga nilai sudut *rake* ditentukan dengan:

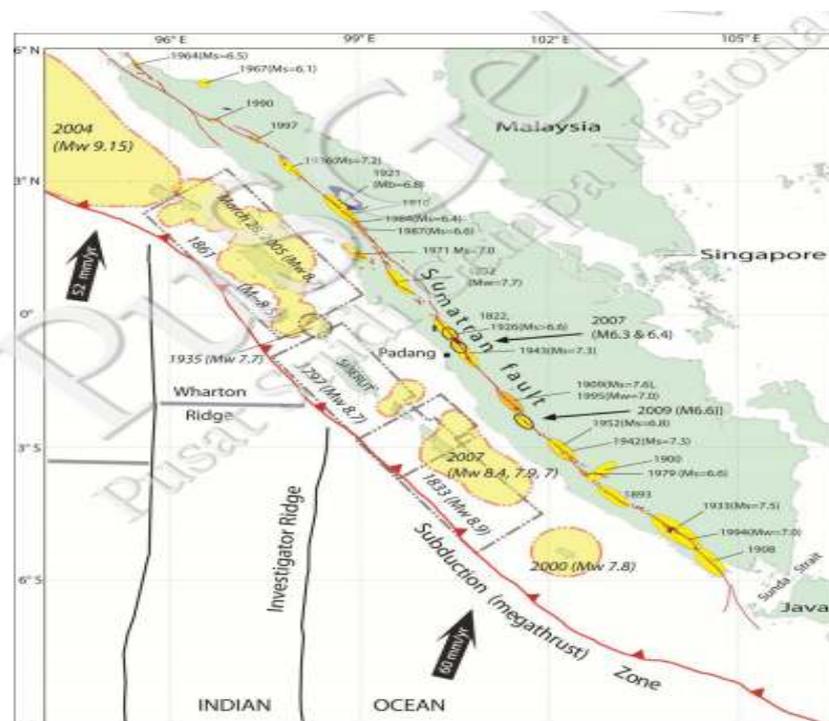
$$d = c \cos \lambda + e \sin \lambda \quad (4)$$

Berdasarkan persamaan (1, 2, 3 dan 4) didapatkan nilai vektor kemiringan (*slip*) antara dua bidang sesar yang saling tegak lurus adalah:

$$d = N (\cos \lambda \cos \varnothing + \sin \lambda \cos \delta \sin \varnothing) + E (\cos \lambda \sin \varnothing - \sin \lambda \cos \delta \cos \varnothing) - D (\sin \lambda \sin \delta) \quad (5)$$

B. Tektonik Mentawai

Kabupaten kepulauan Mentawai merupakan salah satu Kabupaten di Provinsi Sumatera Barat dengan posisi Geografis terpisahkan dari Pulau Sumatera yaitu dengan batas sebelah utara Selat Siberut, sebelah selatan berbatasan dengan Samudera Hindia, sebelah timur berbatasan dengan Selat Mentawai serta sebelah barat berbatasan dengan Samudera Hindia. Pantai barat Pulau Sumatera merupakan salah satu kawasan yang memiliki aktivitas seismisitas yang tinggi.



Gambar 7. Sesar Aktif Sumatera (Peta Sumber Gempa, 2017)

Berdasarkan Gambar 7 sesar Sumatera dan sesar Mentawai merupakan pusat sumber gempabumi yang sering terjadi. Gambar 7 menjelaskan bahwa pada tahun 1797 pernah terjadi gempa yang begitu besar mencapai 8.7 daerah Siberut, Mentawai. Hal ini terjadi karena adanya zona subduksi antara Lempeng India-Australia dengan Lempeng Eurasia. Gempa yang terjadi di

Kepulauan Mentawai menghasilkan sesar yang curam. Gempa lokal pada wilayah ini secara terus menerus dapat menimbulkan longsoran bawah laut dan akan membangkitkan gelombang seismik yang nantinya menimbulkan tsunami. Natawidjaja (2007) mengatakan Lempeng Indo-australia yang terus menerus mensubduksi Lempeng Eurasia (Sumatera) mengakibatkan terbentuknya bidang zona penunjaman dangkal atau yang disebut “*megathrust*”. Efek dari penunjaman ini menyebabkan wilayah Sumatera Barat memiliki tingkat aktivitas seismik atau kegempaan yang sangat tinggi dan berpotensi terjadinya gempabumi tektonik disepanjang segmen pertemuan kedua Lempeng, antara lain :

a. Sistem Sesar Mentawai

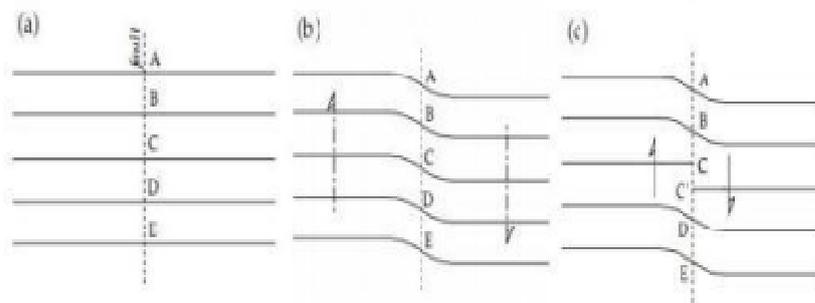
Sistem sesar Mentawai adalah sesar mendatar yang disebabkan adanya proses penunjaman miring di sekitar pulau Sumatera. Sesar Mentawai berada di laut memanjang disekitar pulau-pulau Mentawai dari selatan hingga ke utara menerus ke sekitar utara Nias.

b. Zona Subduksi

Pergerakan antara Lempeng India-Australia dan Lempeng Eurasia bersifat konvergen atau saling bertumbukan. BMKG (2019) mengatakan bahwa wilayah Mentawai merupakan daerah rawan bencana gempabumi. Sabtu 2 Februari 2019 telah terjadi gempabumi dengan magnitudo 6,1 kedalaman 26 km. Gempabumi ini berpusat di laut pada jarak 105 km arah tenggara Kota Tua Pejat, Kabupaten Kepulauan Mentawai. Gempa ini dipicu dengan adanya pergerakan Lempeng India-Australia dan Lempeng Eurasia yang termasuk kedalam zona subduksi.

C. Gempabumi

Gempabumi adalah getaran atau serentetan getaran dari kulit bumi yang bersifat sementara dan kemudian menyebar ke segala arah. Gempa bumi juga merupakan hentakan besar yang terjadi sekaligus akibat penimbunan energi elastik atau *strain* dalam waktu yang lama secara kontinuitas akibat adanya proses pergerakan Lempeng benua atau samudera. Mekanisme terjadinya gempabumi dijelaskan oleh teori yang dikenal *elastic rebound* yang dikemukakan oleh Rheid (Karyadi, 2008), teori ini menjelaskan apabila permukaan bidang sesar bergesekan antara yang satu dengan yang lain maka pada permukaan tersebut mengalami perubahan bentuk yang disebut *deformation*. *Deformation* yang terjadi melebihi batas elastisitas batuan maka batuan tersebut akan patah (*rupture*) dan kembali ke bentuk asalnya (*rebound*).



Gambar 8. Ilustrasi *Elastic Rebound Theory*(a) Keadaan Awal (b) Terjadinya Deformasi (c) Pecahnya Batuan(Lowrie, 2007)

Berdasarkan Gambar 8 terlihat urutan kejadian *Elastic Rebound Theory*. Gambar 8 (a) menunjukkan keadaan awal dengan bagian A dan B merupakan batuan kompak yang dicirikan dengan garis-garis khayal yang menyambung. Ketika ada *strees* yang diberikan pada batuan tersebut

maka bagian kiri batuan bergerak ke atas sedangkan bagian kanan batuan bergerak ke bawah seperti yang diperlihatkan Gambar 8 (b). Hal ini menyebabkan terjadinya *deformation* pada batuan tersebut. Sifat elastik batuan akan menyebabkan garis-garis khayal ikut terbawa oleh gaya yang bekerja dan terjadilah pembengkokan. Apabila *stress* yang diberikan melebihi batas elastisitas batuan maka batuan tersebut akan pecah menjadi dua bagian. Pecahnya batuan tersebut menjadi dua bagian ditunjukkan oleh adanya garis-garis yang tidak menyambung seperti yang terlihat pada Gambar 8 (c) semakin tinggi kekuatan batuan untuk menahan *stress* maka semakin besar energi yang dilepaskan.

D. Parameter Gempabumi

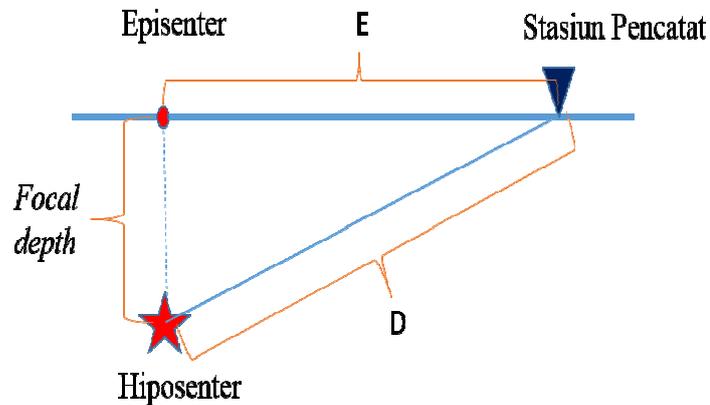
a. Origin Time

Waktu terjadi gempabumi atau *origin time* adalah waktu kejadian gempabumi yang terjadi di sumbernya pada kedalaman tertentu dilapisan bumi. Pada waktu tersebut akumulasi tegangan (*stress*) terlepas dalam bentuk penjalaran gelombang. Waktu terjadinya peristiwa gempa dinyatakan dalam hari, tanggal, bulan, tahun, jam, menit, dan detik dalam satuan UTC.

b. Hiposenter

Kedalaman sumber gempabumi adalah jarak hiposenter yang dihitung tegak lurus dari permukaan bumi. Kedalaman gempabumi dinyatakan oleh besaran jarak dalam satuan km. Hiposenter merupakan sebuah bidang yang luasnya tergantung pada besarnya energi yang dilepaskan, sedangkan episenter merupakan sebuah daerah di permukaan bumi yang tegak lurus

terhadap hiposenter. Untuk menentukan jarak hiposenter gempa bisa menggunakan berbagai cara, salah satunya dengan menggunakan perhitungan jarak hiposenter gempa bumi seperti pada gambar berikut.



Gambar 9. Jarak Hiposenter (Modifikasi dari Hurukuwa, 2008).

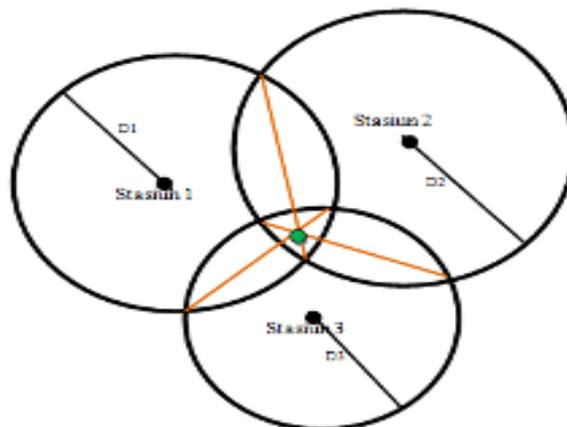
Berdasarkan Gambar 9 terlihat adanya hiposenter, stasiun pencatat, episenter, dan *focal depth*. Gambar 9 menjelaskan bahwa D merupakan jarak hiposenter dengan stasiun pencatat, sedangkan E merupakan jarak episenter dengan stasiun pencatat. Gambar 9 juga menjelaskan bahwa episenter merupakan sebuah daerah dipermukaan bumi yang tegak lurus terhadap hiposenter.

c. Episenter

Episenter merupakan sebuah daerah di permukaan bumi yang tegak lurus terhadap hiposenter. Salah satu metode penentuan episenter biasanya di pakai adalah metode lingkaran dengan minimal tiga stasiun perekam. Metode ini juga bisa digunakan untuk menentukan letak dari hiposenternya. Secara umum penentuan lokasi hiposenter diperoleh dengan menggunakan hasil pengamatan fase seismik. Hasil pengamatan tersebut terekam oleh tiga komponen yakni N-S, E-W dan up down di masing-

masing stasiun berbeda. Parameter hiposenter awalnya ditentukan dengan menggunakan metode penentuan hiposenter tunggal (*Single Event Determination*). Penentuan hiposenter tunggal terdiri atas metode Geiger, metode lingkaran menggunakan dua atau tiga stasiun, metode wadati dll.

Metode Geiger merupakan metode dengan menghitung waktu tempuh residual relative antara kedua hiposenter yang saling berdekatan. Metode lingkaran merupakan yang menggunakan selisih waktu tiba gelombang P dan S yang terekam pada masing-masing stasiun gempa dengan menggambar lingkaran secara manual. Metode Wadati merupakan metode yang menentukan waktu kejadian gempabumi dengan pendekatan (s-p) berdasarkan grafik wadati. Salah satu metode yang sering digunakan dalam penentuan lokasi hiposenter tunggal adalah metode lingkaran menggunakan 3 stasiun berdekatan selisih waktu tiba gelombang P dan S yang terekam pada masing-masing stasiun gempabumi seperti Gambar10 (Havskov, 2011).



Gambar 10. Penentuan hiposenter Menggunakan Metode Lingkaran(Havskov, 2011)

Metode ini menentukan lokasi secara manual dengan menggambar lingkaran. Lokasi stasiun sebagai pusat lingkaran dan jarak hiposenter sebagai jari-jari lingkaran. Metode ini membutuhkan minimal tiga stasiun perekam dimana irisan ketiga lingkaran yang berpusat pada stasiun merupakan ruang dari hiposenter. Gambar 10 menunjukkan lokasi stasiun berada di stasiun 1, stasiun 2, dan stasiun 3. Perkiraan terbaiknya adalah titik potong dari garis-garis yang menghubungkan titik-titik persimpangan dari setiap pasang lingkaran. Pusat gempa bumi berada pada daerah tengah ditandai titik diwarnai hijau.

d. Magnitudo

Magnitudo merupakan skala kekuatan gempa bumi yang menunjukkan besarnya energi yang dilepaskan saat terjadi gempa. Besarnya magnitudo didasarkan pada hasil pengamatan seismogram. Sejalan dengan berkembangnya ilmu pengetahuan tentang gempa bumi maka berkembang pula skala-skala magnitudo dengan menggambarkan kekuatan besaran dari gempa bumi tersebut.

1) Magnitudo Lokal (M_L)

Skala magnitudo ini didefinisikan oleh Richter dikenal sebagai magnitudo lokal dan merupakan skala magnitudo yang pertama. Magnitudo lokal suatu gempa ditentukan berdasarkan data amplitudo maksimum dari gelombang gempa yang terekam oleh seismograf. (6)

$$M_L = \text{Log } A - \text{Log } A_0$$

dengan, A adalah amplitudo maksimum gerakan tanah (mikrometer) dan A_0 merupakan konstanta yang bergantung pada jarak episenter ke stasiun pengamatan (km). M_L jarang digunakan karena data yang digunakan dalam merumuskan persamaan diambil dengan menggunakan seismograf Wood Anderson. Selain itu, wilayah pengambilan data hanya pada daerah California sehingga kurang cocok jika digunakan secara umum.

2) Magnitudo Gelombang Permukaan (M_S)

Magnitudo gelombang permukaan disimbolkan dengan M_S . Magnitudo gempa diukur berdasarkan amplitudo gerakan tanah maksimum gelombang permukaan yaitu gelombang *Rayleigh*. Persamaan magnitudo gempabumi ini, dirumuskan dengan persamaan:

$$M_S = \log A + 1,656 \Delta + 1,1818 \quad (7)$$

dengan, A adalah amplitudo maksimum pergeseran permukaan tanah secara horizontal (mikrometer) dan Δ adalah jarak episenter gempabumi ke stasiun (km).

3) Magnitudo Gelombang Badan (M_b)

Magnitudo gempa yang diperoleh berdasarkan amplitudo gelombang adalah amplitudo gerakan tanah maksimum yang diukur pada tiga gelombang yang pertama magnitudo ini dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$M_b = \log \frac{A}{T} + 0,01 \Delta + 5,9 \quad (8)$$

dimana, A adalah amplitudo maksimum gelombang badan (mikrometer), T adalah perioda geombang (detik) dan Δ adalah jarak episenter gempabumi ke stasiun (km).

e. Intensitas

Intensitas merupakan besaran yang menunjukkan kekuatan gempabumi berdasarkan kerusakan yang diakibatkannya. Skala ini lebih subjektif karena nilainya tergantung pada orang yang mengamati. Namun saat ini sudah dikembangkan alat untuk menentukan besarnya skala intensitas yaitu berdasarkan nilai percepatan tanah di suatu daerah, sehingga skala yang di dapat lebih objektif. Skala yang secara umum digunakan adalah *Modified Mercalli System* (MMI).

E. Relokasi Gempabumi

Penentuan lokasi gempa yang tepat dan akurat merupakan salah satu tujuan dari penelitian pada bidang Seismologi. Data Seismik yang tersedia dapat memberikan petunjuk atau wawasan awal kegempaan untuk diamati. Relokasi gempabumi merupakan salah satu perhitungan kembali data gempabumi berdasarkan hiposenter yang telah diketahui datanya. Kim kwang Hee(2005) mengatakan bahwa penentuan kualitas data gempa tidak mudah karena parameter sumber yang tepat dan model kecepatan bumi biasanya tidak sesuai dengan Model kecepatan di wilayah tersebut.

Metode *Single Event Determination* (SED) yang diterapkan dalam sistem peringatan dini gempabumi didunia dianggap menghasilkan lokasi hiposenter dengan keakuratan yang kurang baik, dikarenakan dalam proses penentuan hiposenter, kesalahan akibat model struktur kecepatan yang tidak

termodelkan menggunakan model kecepatan 1D belum dapat diminimalisir. Untuk meminimalisir kesalahan akibat model kecepatan, saat ini banyak digunakan metode relokasi relatif agar diperoleh lokasi hiposenter dengan lebih akurat. Metode yang dipakai dalam merelokasi parameter hiposenter menggunakan proses inversi. Proses inversi merupakan pengolahan data lapangan yang melibatkan teknik penyelesaian matematika dan statistik.

Prinsip dasar inversi terletak pada saat hiposenter awal (x_0, y_0, z_0) dan waktu asal (t_0) ditetapkan sebagai harga awal. Dalam proses inversi harga awal ini ditentukan berdasarkan waktu tiba gelombang P pada stasiun pengamat. Sedangkan lokasi hiposenter selanjutnya akan dihitung sesuai dengan lokasi hiposenter awal. Hal tersebut dilakukan secara iterasi hingga diperoleh model hiposenter yang menghasilkan nilai residu di setiap stasiun mencapai nilai minimum yang telah ditentukan. Salah satu bentuk aplikasi dari proses inversi ini adalah metode Geiger.

Relokasi hiposenter menggunakan metode Geiger dapat dilakukan dengan berbagai cara diantaranya JHD (*Joint Hypocenter Determination*), MJHD (*Modified Joint Hypocenter Determination*), metode *Couple Velocity* Hiposenter dan metode DD (*Double Difference*). Metode JHD merupakan metode relokasi yang menambahkan besaran koreksi stasiun sebagai koreksi terhadap kesalahan akibat variasi kecepatan lateral. Metode MJHD merupakan pengembangan metode JHD yang menambahkan batasan pada kedalaman dan episenter dan metode *Couple Velocity* Hiposenter merupakan metode relokasi gempa bumi bersamaan dengan koreksi stasiun. Sedangkan metode DD merupakan metode relokasi menggunakan data relatif

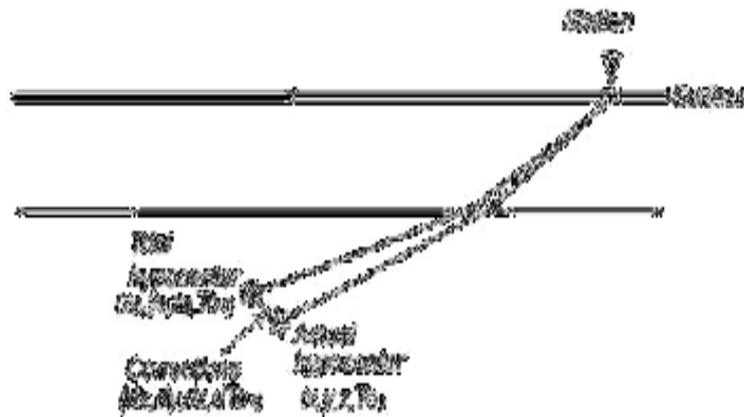
waktu tempuh antar dua hiposenter yang berdekatan (Waldhauser dan Elsworth, 2000). Pada penelitian ini relokasi hiposenter gempabumi yang dilakukan menggunakan metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD) karena metode ini memiliki konstrain terhadap *focal depth* dan konstrain terhadap episenter dalam menganalisis posisi hiposenter yang sebenarnya.

F. *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD).

Metode MJHD merupakan metode yang dapat digunakan untuk merelokasi gempabumi yang dikembangkan dari metode Geiger. Metode Geiger merupakan metode iterasi dengan menggunakan optimasi *least square* untuk menentukan lokasi hiposenter gempabumi. Prinsip dasar metode Geiger terletak pada saat hiposenter dan origin time yang ditentukan oleh waktu tiba fase seismik yang dimulai oleh gempa yang pertama, maka lokasi akan dihitung sesuai dengan titik dimana gempabumi terjadi. Hal tersebut dilakukan secara iterasi hingga diperoleh model hiposenter yang menghasilkan nilai residu di setiap stasiun mencapai nilai minimum yang telah ditentukan.

Parameter gempabumi yang berubah antara lain lintang, bujur, waktu terjadinya gempabumi dan hiposenter gempabumi. Metode MJHD dikembangkan oleh Hurokawa dan Imoto pada tahun 1990 dan 1992 untuk area lokal dan tahun 1955 untuk area global. Metode MJHD (*Modified Joint Hypocenter Determination*) merupakan metode pembaharuan dari metode JHD (*Joint Hypocenter Determination*) yang dikembangkan oleh Douglas (1967). Prinsip dari metode JHD dan MJHD adalah menginversi waktu tempuh

dari sekelompok gempa bumi secara simultan untuk mendapatkan lokasi hiposenter yang lebih akurat.



Gambar 11. Konsep Relokasi Hiposenter Gempa Bumi
(Modifikasi dari Hurukawa, 2008)

Berdasarkan Gambar 11. Diketahui bahwa (x_0, y_0, z_0, T_{00}) adalah pendugaan atau trial lokasi dan *origin time*, (dx, dy, dz, dt_o) adalah koreksi pendugaan hiposenter hasil kalkulasi, dan (x, y, z, T_o) adalah lokasi dan *origin time* hasil kalkulasi dengan mengasumsikan bahwa hiposenter sebenarnya cukup dekat dengan nilai tebakan sehingga waktu tempuh residual di hiposenter merupakan fungsi linier dari koreksi yang sudah diketahui untuk membuat jarak hiposenter. dimulai dari t_{obs} adalah waktu tiba pertama gelombang seismik di setiap stasiun ke- i (x_i, y_i, z_i) dari hiposenter, t_{cal} adalah waktu tempuh kalkulasi berdasarkan model kecepatan 1 dimensi bawah permukaan. Adapun formulasi yang digunakan di dalam menentukan waktu tempuh yang diperoleh pada stasiun ke- i sebagai berikut :

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} \quad (9)$$

Pendekatan yang digunakan untuk menggunakan solusi *least squares* untuk menemukan jumlah residual kuadrat minimum dari n observasi ialah :

$$e = \sum_{i=1}^n (r_i)^2 \quad (10)$$

Lokasi hiposenter akan menjadi titik yang paling sesuai antara waktu kalkulasi dan observasi dengancara e terkecil. *Residual root mean square* (RMS) dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$RMS = \sqrt{\frac{e}{n}} \quad (11)$$

Dimana, e/n adalah rata-rata dari residual. RMS diberikan dalam hampir semua program relokasi dan umumnya digunakan sebagai panduan untuk akurasi lokasi gempabumi. Selanjutnya residual dapat dituliskan sebagai berikut:

$$r_i = (t_i - t_o - \Delta t)$$

$$r_i = \frac{\partial t_i}{\partial x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial y} dy + \frac{\partial t_i}{\partial z} dz + dt_o \quad (12)$$

Dimana t_i adalah waktu tiba di stasiun i , t_o adalah origin time, (dx,dy,dz) adalah koreksi untuk trial atau pendugaan hiposenter dari kejadian gempabumi dan Δt adalah waktu tempuh kalkulasi di stasiun i , dengan rumusnya :

$$\Delta t = \frac{\sqrt{(x-x_0)^2+(y-y_0)^2+(z-z_0)^2}}{v} \quad (13)$$

Dalam bentuk matriks dapat dituliskan:

$$J \Delta m = \Delta d$$

$$[J^T] [J] \Delta m = [J^T] \Delta d$$

$$[J^T]^{-1} \Delta m = [J^T]^{-1} \Delta d$$

$$\Delta m = [J^T]^{-1} J^T \Delta d \quad (14)$$

Dengan elemen penyusun matriks sebagai berikut:

$$J = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_i}{\partial x} & \frac{\partial t_i}{\partial y} & \frac{\partial t_i}{\partial z} & \frac{\partial t_i}{\partial t} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial t_n}{\partial x} & \frac{\partial t_n}{\partial y} & \frac{\partial t_n}{\partial z} & \frac{\partial t_n}{\partial t} \end{bmatrix}$$

$$\Delta m = \begin{bmatrix} dx \\ dy \\ dz \\ dt \end{bmatrix}$$

$$\Delta d = \begin{bmatrix} r_i \\ \dots \\ r_n \end{bmatrix}$$

Matriks J berupa matriks kernel (jacobian), berisi turunan parsial residual waktu tempuh di setiap stasiun terhadap parameter hiposenter berukuran $n \times 4$, dengan n adalah jumlah stasiun pengamat dan angka 4 adalah representasi jumlah parameter hiposenter yang dicari. Matriks Δm merupakan model yang diinginkan dan Δd adalah matriks residual berisikan parameter residual waktu tiba yang diperoleh dari data. Sehingga didapatkan perkiraan koordinat setelah dikoreksi, dengan persamaan sebagai berikut:

$$x = x_0 + dx$$

$$y = y_0 + dy$$

$$z = z_0 + dz$$

$$t_0 = t_{00} + dt_0$$

Dimana diketahui bahwa (x_0, y_0, z_0, t_{00}) adalah pendugaan atau trial lokasi dan orgin time, (dx, dy, dz, dt_0) adalah koreksi pendugaan hiposenter hasil kalkulasi dan (x, y, z, t_0) adalah lokasi dan origin time hasil kalkulasi.

Penambahan besaran koreksi stasiun menghasilkan formulasi residu waktu tempuh yang diperoleh pada stasiun ke- i sebagai berikut :

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} + S_i \quad (15)$$

Dimana, t^{obs} adalah waktu tempuh gelombang seismik dari pusat gempa bumi ke stasiun yang diperoleh dari selisih waktu tiba gelombang gempa bumi dengan waktu kejadian atau origin time, t^{cal} adalah waktu tempuh kalkulasi dan S_i adalah koreksi stasiun. Dengan menggunakan deret Taylor, persamaan dapat diuraikan menjadi :

$$dr_i = \frac{\partial t_{ij}}{\partial x_j} dx_j + \frac{\partial t_{ij}}{\partial y_j} dy_j + \frac{\partial t_{ij}}{\partial z_j} dz_j + dt_{oj} + ds_i$$

Dimana, dx_j, dy_j, dz_j adalah koreksi untuk pendugaan awal hiposenter dan dt_{oj} adalah *origin time* untuk gempa ke- j , untuk ds_i adalah koreksi untuk stasiun ke- i . Sementara untuk $\frac{\partial t_{ij}}{\partial x_j}, \frac{\partial t_{ij}}{\partial y_j}, \frac{\partial t_{ij}}{\partial z_j}$ adalah koefisien koreksi dari pendugaan hiposenter yang dihitung berdasarkan model kecepatan yang digunakan. Jika persamaan diatas disusun menjadi sebuah matriks untuk semua stasiun maka persamaan matriksnya akan menjadi seperti berikut :

$$\begin{bmatrix} J_1 & 0 & \dots & 0 & 1 \\ 0 & J_2 & \dots & 0 & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & J_n & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} dx \\ dy \\ dz \\ dt_o \\ ds \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \dots \\ r_n \end{bmatrix}$$

$$r_j = J_j \Delta m_j + ds \quad (16)$$

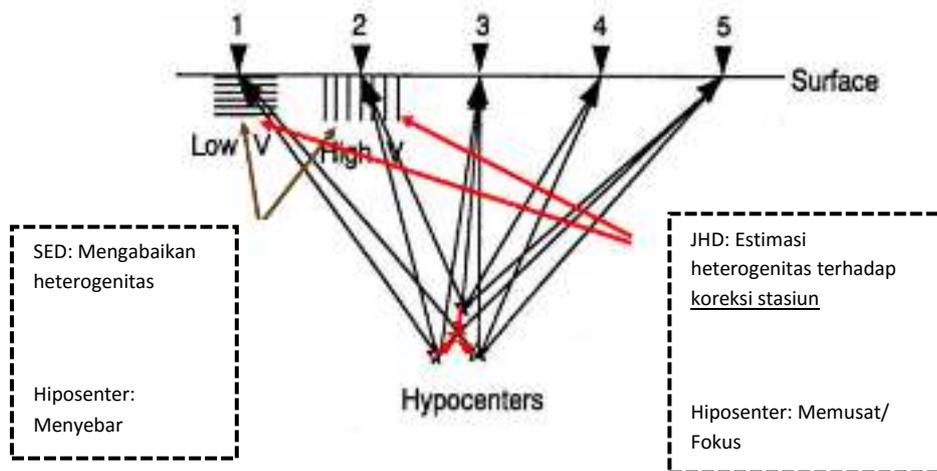
Dimana, r_j adalah residual waktu tempuh di setiap gempa, J_j adalah matriks yang berisikan turunan parsial dari residual waktu tempuh terhadap parameter hiposenter. Δm_j adalah vektor perubahan parameter hiposenter terhadap parameter dugaan atau *trial* awal dan ds adalah koreksi stasiun. Nilai

dx, dy, dz, dt_o dan ds adalah perubahan parameter-parameter model yang ingin ditentukan, dalam satuan vektor m . vektor m diperoleh menggunakan metode optimasi kuadrat terkecil (*least square* atau disingkat LSQ) dengan meminimalkan suatu fungsi objektif berupa nilai kuadrat dari residual

$$f(m) = \sum(O - C)^2 \rightarrow \text{minimum} \quad (17)$$

Dalam metode LSQ dibutuhkan model awal sebagai perkiraan awal, dalam hal ini digunakan hasil dari metode SED, dimana O merupakan waktu observasi sedangkan C merupakan waktu hasil dari kalkulasi.

Metode JHD menggunakan metode *Geigery* yang dikembangkan oleh Douglas dan Freedman (1967) dengan menghitung hiposenter dari banyak gempa bumi atau sekelompok gempa secara simultan menggunakan koreksi stasiun. Penambahan koreksi stasiun digunakan untuk mereduksi kesalahan akibat variasi kecepatan lateral yang tidak di perhitungkan dalam model kecepatan 1 dimensi dikarenakan dari efek heterogenitas lapisan bawah permukaan seperti Gambar 12. Koreksi tersebut dihitung untuk setiap stasiun pangamat yang merekam kumpulan kejadian gempa bumi sehingga dengan menggunakan metode inversi JHD bisa menghasilkan parameter gempa bumi yang relatif lebih baik dan akurat (Sari, 2017). Namun solusi dari metode tersebut masih tidak stabil dan tidak tepat ketika terdapat kondisi dimana media pada struktur bumi sangat heterogen dan ketika stasiun tidak banyak untuk mencakup kejadian gempa bumi atau sebaran stasiun kurang baik.



Gambar 12. Efek dari Media Heterogenitas Lateral

(Modifikasi dari HURUKAWA, 2008)

Metode JHD terdapat *trade off* (*losing quality*) antara koreksi stasiun dan kedalaman *focal* gempa bumi tersebut membuat letak hiposenter menjadi tidak stabil dan tidak tepat. Karena terdapat kendala tersebut HURUKAWA dan IMOTO (1992) memodifikasi metode JHD menjadi metode MJHD. Kendala tersebut dapat diminimalisir dengan adanya konstrain dimana koreksi stasiun tidak bergantung pada jarak dan azimuth, dengan adanya konstrain ini dapat menstabilkan metode sebelumnya. Konstrain pada metode MJHD terdapat dua macam yaitu konstrain terhadap kedalaman atau *focal depth* dan konstrain terhadap episenter.

1. Konstrain terhadap *focal depth*

Koreksi stasiun tidak bergantung pada jarak antara pusat studi dengan stasiun yang digunakan.

$$\sum_{i=1}^n S_i D_i = 0$$

2. Konstrain terhadap episenter

Koreksi stasiun tidak bergantung pada azimuth antara bidang studi dengan stasiun yang digunakan.

$$\sum_{i=1}^n S_i \cos \theta_i = 0 \quad (19)$$

$$\sum_{i=1}^n S_i \sin \theta_i = 0 \quad (20)$$

Penjumlahan semua koreksi stasiun harus sama dengan nol (Hurukawa, 2008).

$$\sum_{i=1}^n S_i = 0 \quad (21)$$

Dimana S_i adalah koreksi stasiun di stasiun i , D_i adalah jarak antara stasiun i dengan pusat daerah studi, θ_i adalah azimuth stasiun i dari pusat daerah studi dan n adalah jumlah stasiun.

G. Penelitian-penelitian relevan

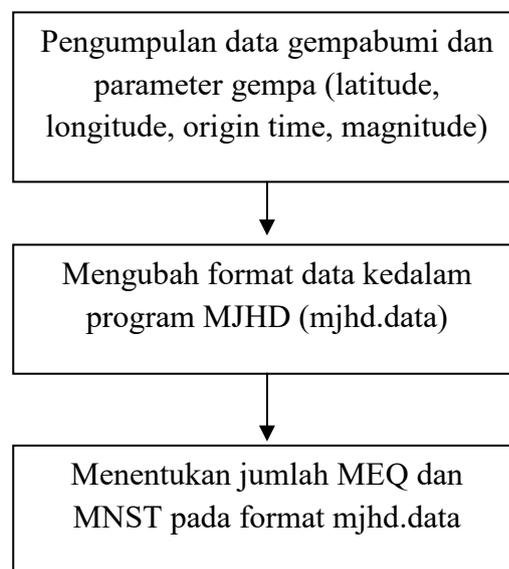
Penelitian terkait bidang patahan dan relokasi hiposenter menggunakan metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD) telah dilakukan oleh beberapa peneliti sebelumnya diantaranya Rachmadan (2016) melakukan penelitian dengan tujuan mengetahui perubahan hiposenter dari hasil relokasi wilayah Sumatera Barat. Hasil analisis dari penelitian yang dilakukannya didapatkan nilai residual dan RMS (*Root Mean Square*) lebih baik setelah dilakukan relokasi. Perubahan signifikan terlihat pada kedalaman 10 km.

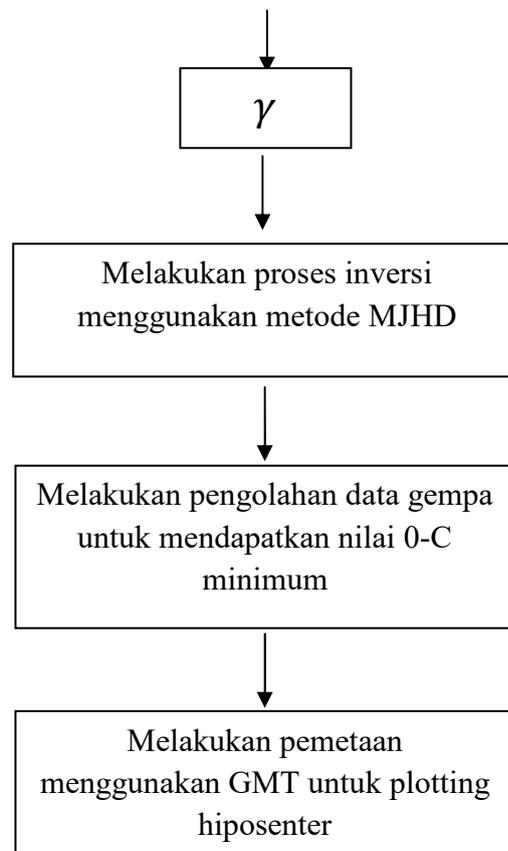
Hiposenter setelah relokasi berasosiasi dengan kondisi tektonik di wilayah penelitian seperti zona subduksi dan segmen-segmen sesar Sumatera.

Wulandari (2016) melakukan penelitian dengan tujuan menganalisis distribusi sebaran hiposenter gempabumi Sumatera Barat dengan periode 2009-2016. Hasil analisis dari penelitian yang dilakukannya diperoleh persentasi data yang terlokasi untuk gempa dangkal 79.3%, gempa menengah 45% dan gempa dalam 0%. Hal ini diakibatkan semakin dalam lapisan maka semakin tinggi kecepatan gelombang P, sehingga struktur penyusun lapisan akan semakin kompleks. Selain itu kedalaman gempa dibawah 10 km (*fix depth*) setelah di relokasi memiliki variasi kedalaman yang berbeda. Nilai RMS setelah relokasi berkisar antara 0-1.5 dan nilai RMS9 sebelum relokasi berkisar antara 0-5.

H. Kerangka Berpikir

Kerangka berpikir pada penelitian ini diawali dengan menetapkan masalah yang akan dikaji terlebih dahulu. Berdasarkan masalah tersebut maka dapat ditentukan tujuan dilaksanakannya penelitian. Adapun kerangka berpikir pada penelitian ini dapat dijelaskan pada gambar sebagai berikut :





Gambar 13. Kerangka Berpikir Penelitian

Berdasarkan Gambar 13. Data yang digunakan dalam relokasi adalah data waktu tiba gelombang P dan S yang diambil secara langsung di *Seiscomp3* tanpa menganalisa kembali sinyal seismik yang ada. Kemudian mengubah format yang digunakan dalam program MJHD (*Cygwin*) yaitu format MJHD (*mjhd.data*), selanjutnya dilakukan inversi metode MJHD dengan menentukan *minimum number of earthquake at each station* (MEQ) yaitu jumlah minimum gempabumi dicatat pada sebuah stasiun, serta *Minimum Number of Station at Each Earthquake* (MNST) yaitu jumlah minimum stasiun yang mencatat sebuah gempabumi. Kemudian melakukan hasil pengolahan data dengan

MJHD untuk mendapatkan nilai 0-C minimum, kemudian dilakukan pemetaan hiposenter menggunakan GMT.

BAB V PENUTUP

A. Kesimpulan

Kesimpulan dari hasil analisa penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Penentuan bidang patahan sesudah relokasi sebaran gempabumi susulan dapat dilakukan dengan menganalisis hiposenter gempabumi sehingga dapat diidentifikasi bahwa bidang patahan yang terjadi pada *nodal plane 2* dengan pergerakan *strike* N 141 bergeser dari arah utara menuju timur. Pergerakan arah sesar *dip* berada pada derajat kemiringan 66° ditinjau dari bidang sesar yang arahnya tegak lurus dengan garis *strike* dan arah *slip* 92° dengan pergeseran yang relatif pada pergerakan sesar.
2. Berdasarkan perbandingan nilai RMS dari hasil sebelum relokasi dengan sesudah relokasi dari gempabumi 1 September 2017 sampai 31 Desember 2018 diperoleh sebagian besar data mengalami perbaikan menjadi lebih akurat dengan RMS waktu tempuh sebelum relokasi 1.20 detik sampai 1.59 detik. Setelah direlokasi berubah menjadi waktu tempuh 0.4 detik sampai 0.64 detik.

B. Saran

Saran untuk penelitian-penelitian selanjutnya tentang relokasi gempabumi menggunakan MJHD adalah:

1. Untuk memperoleh hasil yang lebih baik lagi sebaiknya data gempabumi yang digunakan dalam penelitian relative lebih banyak sehingga dapat menggambarkan keadaan seismisitas daerah penelitian dengan lebih baik.

2. Sebaiknya digunakan pula model kecepatan lokal pada daerah penelitian agar diperoleh hasil yang lebih akurat.

DAFTAR PUSTAKA

- Abriyani, D.O. 2017. *Relokasi Gempabumi Morowoli 24 Mei 2017 Menggunakan Metode Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD)*. Malang: Universitas Brawijaya
- Bambang, Sunardi, dkk. 2012. *Relokasi Hiposenter Gempabumi Wilayah Jawa Menggunakan Teknik Double Difference*. Institute Teknik Bandung
- Borman P and Baumbach M. 2012. *Determination of Fault Plane Solution by Hand*. Germany: Physics of the Earth
- Candra, D.A dan Santosa J.B. 2015. Relokasi Gempa Utama dan Susulan Mentawai 7.8Mw dan Implikasinya terhadap Seismotektonik Sumatra. *Jurnal Fisika dan Aplikasinya*. Vol 11 No2 Tahun 2015
- Douglas, A. 1967. *Joint Hypocenter Determination*. Nature. 215, 47-48.
- Havskov, Jeans dan Bormann, P. 2011. *Seismic Source Location. Version 2 DOI : 10.2312/GF2. NMSOP-2_IS_11.1*.
- Hurukawa, N. (2008). *Practical Analysis of Local Earthquakes*, International Institute of Seismologi and Earthquake Engineering, Building Research Institute, Tsakuba, Japan.
- Hurukuwa, N., and M. Imoto. (1992). Subducting Oceanic Crust of the Philippine Sea and Pacific Plates and Weak-Zone-Normal Compression in Kanto District, Japan, *Geophy. J. Int.*, 109, 639-652
- Iswati, Nina, dkk. *Estimasi Model Kecepatan Lokal Gelombang Seismik 1D dan Relokasi Hiposenter di Daerah Sumatera Barat*. *Jurnal Fisika*. Volume 02 Nomor 02 Tahun 2013, 0 – 5
- Karyadi, D. 2008. *Penentuan Pola Mekanisme Sumber Gempabumi Berdasarkan Polarisasi Pertama Gelombang P*. Jakarta: Akademi Meteorologi dan Geofisika.
- Kim, kwang Hee, Jer-Ming Chiu, Jose Pujol and Kou-Cheng Chen. (2005). Earthquake Relocations, Fault Zone Geometry and Constraints on lateral Velocity Variaritions Using the Joint Hypocenter Determination Method in Taiwan Area, *Eart Planets Space*, 57, 809-823.
- Lowrie, William. 2007. *Fundamental Geophysics*. NewYork: Cambridge. University Press.
- Madlazim, dan Santosa, B.J., 2010. *Simultaneous Inversion for 1-D P-Wave Velocity Model, Station Corrections and Hypocenters of Sumatra Earthquakes*: 5 kentingan Physics Forum, Sahid Jaya Solo Hotel, July 14

- Maung, Phyo Maung (2009). Relocation of Earthquake in Myanmar by MJHD Method : Aftershocks of Large Earthquake and Seismicity Along the Sagaing Fault, *IISEE*, Tsukuba, Ibaraki, Japan.
- Natawidjaja, D.H and W. Triyoso. (2007). *The Sumatran Fault Zone: From Source to Hazard*, 1 (No.1).
- Prawirodikromo, W.2012. *Seismologi Teknik dan Rekayasa Kegempaan*. Yogyakarta:Pustaka Belajar.
- Putri, Y. T. 2012. *Relokasi Gempabumi Utama dan Gempabumi Susulan Menggunakan Metode MJHD (Studi Kasus Gempa Bumi Mentawai 25 Oktober 2010)*. Depok: Jurusan Fisika. Fakultas Matematika dan ilmu Pengetahuan Alam.Universitas Indonesia.
- Pavlis, G.L. 1986. Apraising Earthquake Hypocenter Location Errors: A Complete, Pratical Approach for Single Event. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol 76, No.6,pp. 1699-1717
- Rachmadan, Rohadi, Merdijanto dan Heryanto. 2016. *Relokasi Gempabumi Wilayah Sumatera Barat Menggunakan Metode MJHD*. Jakarta: BMKG.
- Sari, D. 2017.*Relokasi Hiposenter Gempabumi Menggunakan Metode Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD) Untuk Analisis Zona Subduksi Sumatera Bagian Selatan*. Lampung: Jurusan Teknik Geofisika.
- Sunarjo, Gunawan, T.M., Pribadi, S. 2012. *Gempabumi Edisi Populer*. Jakarta: BMKG
- Pusat Studi Gempa Nasional.2017.*Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017*. Bandung: Pusat penelitian dan Pengembangan Perumahan dan Pemukiman.
- Wulandari, Anggina. 2016. *Relokasi Hiposenter Gempabumi Menggunakan Metode Double Difference*. Padang: FMIPA UNP.
- Waldhauser Felix and William L. Ellsworth. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault. California: *Bulletin of the Seismological Society of America*.