

**RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI MENGGUNAKAN  
METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER*  
*DETERMINATION* (MJHD) UNTUK ANALISIS ZONA  
SUBDUKSI SUMATERA BAGIAN SELATAN  
(Skripsi)**

Oleh

**Deswita Sari  
1315051013**



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI  
UNIVERSITAS LAMPUNG  
FAKULTAS TEKNIK  
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA  
2017**

## **ABSTRACT**

### **HYPOCENTER RELOCATION OF EARTHQUAKE USING MODIFIED JOINT HYPOCENTER DETERMINATION (MJHD) METHOD FOR ANALYSIS SUBDUCTION ZONE AT THE PART OF SOUTH SUMATERA**

**By**

**Deswita Sari**

The part of south Sumatera is very vulnerable region in case of earthquake disaster caused by convergent boundary of two tectonic plates Indo-Australian Plates and Eurasian Plates. Precise hypocenter analysis is needed to understand about the accurate tectonic setting such as subduction zone in the area. Hypocenter relocation is used to recalculate earthquake hypocenter to become more accurate. To produce a more accurate hypocenter this hypocenter relocation is done by using the method of Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD). Relocation using the Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD) method uses IASP91 wave velocity which assumes that the inner structures are heterogeneous. In this study, used data P-wave and S-wave arrival time in the period January 2010 s.d December 2016 with coordinates  $-3.5^{\circ}$  s.d  $-9^{\circ}$  LS -  $99^{\circ}$  s.d  $106.5^{\circ}$  BT. The results of the relocation using MJHD showed a change of earthquake hypocenter shown by RMS (Root Mean Square) value ranging from 0.2 s.d 0.5. There are three subduction of the part in south sumatra. The subduction zone formed in Bengkulu is about  $26.78^{\circ}$ , the subduction zone of Lampung is around  $30.225^{\circ}$  and the subduction of the Sunda Strait is about  $52.53^{\circ}$ . Subduction zone of Bengkulu at depth of 250 km, Lampung and Sunda Strait at depth 400 km.

**Keywords:** Hypocenter relocation, Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD), Subduction Zone

## **ABSTRAK**

### **RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI MENGGUNAKAN METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER DETERMINATION* (MJHD) UNTUK ANALISIS ZONA SUBDUKSI SUMATERA BAGIAN SELATAN**

**Oleh**

**Deswita Sari**

Daerah Sumatera bagian Selatan merupakan daerah yang rawan terhadap bencana gempabumi karena adanya aktifitas tumbukan lempeng tektonik yaitu Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia. Untuk memahami kondisi tektonik yang tepat seperti pola zona subduksi diperlukan analisis hiposenter di daerah tersebut. Sehingga dilakukanlah relokasi hiposenter untuk menentukan ulang hiposenter gempabumi menjadi lebih akurat. Untuk menghasilkan hiposenter yang lebih akurat ini dilakukanlah relokasi hiposenter dengan menggunakan metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD). Relokasi dengan metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD) menggunakan kecepatan gelombang IASP91 yang mengasumsikan bahwa struktur dalam bumi bersifat heterogen. Pada penelitian ini data yang digunakan berupa data *arrival time* gelombang P dan S pada rentang waktu Januari 2010 s.d Desember 2016 dengan koordinat  $-3.5^{\circ}$  s.d  $-9^{\circ}$  LS –  $99^{\circ}$  s.d  $106.5^{\circ}$  BT. Hasil dari relokasi menggunakan MJHD menunjukkan adanya perubahan hiposenter gempabumi yang ditunjukkan dengan nilai RMS (*Root Mean Square*) berkisar 0.2 s.d 0.5. Terdapat 3 sudut penunjaman di daerah Sumatera bagian Selatan. Sudut penunjaman yang terbentuk di Bengkulu sekitar  $26.78^{\circ}$ , sudut penunjaman Lampung sekitar  $30.225^{\circ}$  dan sudut penunjaman Selat Sunda sekitar  $52.53^{\circ}$ . Masing-masing kedalaman penunjaman daerah Bengkulu yaitu sekitar 250 km, Lampung dan Selat Sunda sekitar 400 km.

Kata kunci: Relokasi hiposenter, *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD), Zona Subduksi

**RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI MENGGUNAKAN  
METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER  
DETERMINATION* (MJHD) UNTUK ANALISIS ZONA  
SUBDUKSI BAGIAN SELATAN**

Oleh

**DESWITA SARI**

**Skripsi**

**Sebagai salah satu syarat untuk mencapai gelar  
SARJANA TEKNIK**

**pada**

**Jurusan Teknik Geofisika  
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**KEMENTRIAN RISET TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI  
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA  
FAKULTAS TEKNIK  
UNIVERSITAS LAMPUNG  
2017**

**Judul Skripsi : RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI  
MENGUNAKAN METODE MODIFIED  
JOINT HYPOCENTER DETERMINATION  
(MJHD) UNTUK ANALISIS ZONA  
SUBDUKSI SUMATERA BAGIAN SELATAN**

**Nama Mahasiswa : Deswita Sari**

**Nomor Pokok Mahasiswa : 1315051013**

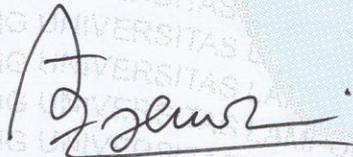
**Jurusan : Teknik Geofisika**

**Fakultas : Teknik**

**MENYETUJUI**

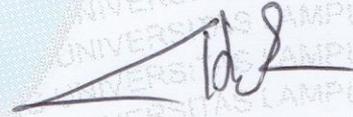
**1. Komisi Pembimbing**

**Pembimbing I**



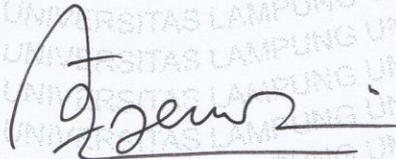
**Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.**  
**NIP 19720928 199903 1 001**

**Pembimbing II**



**Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.**  
**NIP 19750911 200012 1 002**

**2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika**



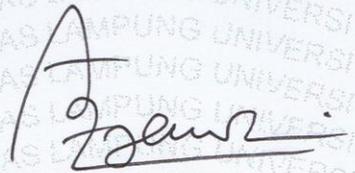
**Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.**  
**NIP 19720928 199903 1 001**

**MENGESAHKAN**

**1. Tim Penguji**

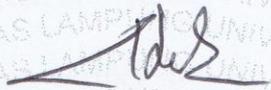
**Ketua**

**: Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T. ....**



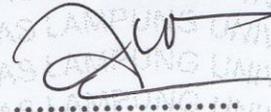
**Sekretaris**

**: Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si. ....**



**Penguji**

**Bukan Pembimbing : Rustadi, S.Si., M.T.**



**2. Dekan Fakultas Teknik**



**Prof. Dr. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.**

**NIP 19620717 198703 1 002**

**Tanggal Lulus Ujian Skripsi : 12 Juni 2017**

## PERNYATAAN KEASLIAN HASIL KARYA

Saya menyatakan bahwa skripsi yang saya tulis bukan merupakan karya dari orang lain melainkan berdasarkan pemikiran saya sendiri, sebagai syarat memperoleh gelar sarjana. Adapun kutipan tertentu dalam penulisan skripsi ini terdapat karya atau pendapat orang lain yang ditulis menurut sumbernya sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka secara jelas sesuai dengan norma, kaidah dan etika penulisan ilmiah.

Apabila pernyataan saya ini tidak benar maka saya bersedia dikenakan sanksi sesuai dengan hukum yang berlaku.

Bandar Lampung, 13 Juli 2017



**Deswita Sari**  
**NPM. 1315051013**

## RIWAYAT HIDUP



Penulis dilahirkan di Kotabumi, Lampung Utara pada tanggal 25 Desember 1994, sebagai anak pertama dari dua bersaudara dari pasangan Bapak Margiono dan Ibu Yuliati. Penulis memulai pendidikan di TK Nurul Muttaqin pada tahun 2000, kemudian melanjutkan Sekolah Dasar di SDN 6 Kotabumi dari tahun 2001 hingga 2007. Penulis melanjutkan sekolah menengah pertama di SMP N 3 Cilacap pada tahun 2007 hingga 2008 kemudian pindah ke SMP N 1 Kotabumi dan lulus pada tahun 2010. Selanjutnya penulis meneruskan sekolah di SMAN 3 Kotabumi pada tahun 2010 hingga akhirnya lulus tahun 2013.

Pada tahun 2013 penulis terdaftar sebagai mahasiswa Universitas Lampung Fakultas Teknik Jurusan Teknik Geofisika melalui jalur SNMPTN. Selama menjadi mahasiswa, penulis aktif di beberapa organisasi kemahasiswaan seperti Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika (HIMA TG) pada periode 2014/2015 dan 2015/2016 sebagai anggota Danus (Dana dan Usaha). Selain organisasi internal kampus, penulis juga aktif dalam organisasi eksternal yaitu sebagai anggota

AAPG SC Unila, anggota SEG (*Society of Exploration Geophysicists*) Unila dan anggota HAGI (Himpunan Ahli Geofisika Indonesia).

Pada bulan Juli hingga Agustus 2016 penulis melaksanakan Kerja Praktik di Pusat Sumber Daya Geologi (PSDG), Bandung dengan melakukan survei lapangan dan dengan judul “**Akuisisi Data Metode Magnetotellurik Daerah Panasbumi ‘DS’ Sumatera Barat**” selama kurang lebih satu bulan. Pada tahun 2017 penulis melaksanakan Tugas Akhir (TA) selama kurang lebih 2 bulan di Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG), Kotabumi dengan judul “**Relokasi Hiposenter Gempabumi Menggunakan Metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD) Untuk Analisis Zona Subduksi Sumatera Bagian Selatan**”. Hingga akhirnya penulis berhasil menyelesaikan pendidikan sarjananya pada 12 Juni 2017.

*Aku persembahkan karya kecil ini untuk:*

*Allah SWT*

*Ayahanda tercinta, Bapak Margiono  
Ibunda terkasih, Ibu Yuliati*

*Saudara kandungku,  
Agas Indra Kusuma  
dan Keluarga besarku*

*Teknik Geofisika UNILA 2013  
Keluarga Besar Teknik Geofisika UNILA  
Almamater Tercinta UNILA*

*Sahabat-sahabatku tercinta  
Serta Calon Imamku kelak.*

يَا أَيُّهَا النَّفْسُ الْمُطْمَئِنَّةُ (٢٧) ارْجِعِي إِلَىٰ رَبِّكِ رَاضِيَةً مَّرْضِيَّةً (٢٨)

فَادْخُلِي فِي عِبَادِي (٢٩) وَأَدْخُلِي جَنَّاتِي (٣٠)

*Hai jiwa yang tenang, kembalilah kepada Tuhanmu dengan hati yang puas lagi diridhai; lalu masuklah ke dalam jemaah hamba-hamba-Ku, dan masuklah ke dalam surga-Ku (QS al-Fajr [89]: 27-30).*

*Dipersimpangan jalan aku berdiri, aku hilang arah, Hampa  
Hanya Tuhanku, Allah yang mampu menyelamatkan*

*Orang bodoh seringkali beralasan sabar terhadap segala sesuatu yang  
sebenarnya dia mengalah dengan keadaan tanpa pernah berusaha*

*(Albert Einstein)*

*Tugas Sains adalah untuk menemukan keindahan alam*

*Ku tengadahkan tangan, Ku basuhkan doa, Ku niatkan karya kecil ini untuk  
orang-orangku tersayang*

## KATA PENGANTAR

*Alhamdulillah* *robbilalamin*, segala puji dan syukur bagi ALLAH SWT yang telah memberikan nikmat, karunia dan perlindungan-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan Skripsi yang berjudul **“RELOKASI HIPOSENTER GEMPABUMI MENGGUNAKAN METODE *MODIFIED JOINT HYPOCENTER DETERMINATION* (MJHD) UNTUK ANALISIS ZONA SUBDUKSI BAGIAN SELATAN”** sebagai salah satu bagian dari kurikulum dan salah satu syarat bagi penulis untuk menyelesaikan studi sebagai Sarjana Teknik pada Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung. Skripsi ini merupakan hasil kegiatan Tugas Akhir di BMKG (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika) Kotabumi. Namun demikian, penulis menyadari masih banyak ketidaksempurnaan dan banyak kelemahan dalam laporan Tugas Akhir ini. Oleh karena itu penulis mengharapkan kritik dan saran yang membangun agar dapat memperbaiki dan menyempurnakannya. Semoga Skripsi ini dapat bermanfaat bagi kita semua.

Bandar Lampung, Juli 2017  
Penulis,

**Deswita Sari**

## SANWACANA

Skripsi yang berjudul: “**Relokasi Hiposenter Gempabumi Menggunakan Metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD) Untuk Analisis Zona Subduksi Sumatera Bagian Selatan**” adalah salah satu syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik, Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung.

Penyusunan skripsi ini tidak akan terwujud tanpa adanya dukungan, bantuan dan bimbingan dari berbagai pihak. Oleh karena itu penulis mengucapkan terimakasih kepada :

1. **Allah SWT** yang selalu mengawasi dan meridhoi setiap proses sampai skripsi ini selesai, sehingga tiada alasan bagi penulis untuk berhenti bersyukur “Alhamdulillah”.
2. **Nabi Muhammad saw** yang memberikan teladan kepada seluruh umatnya, terutama penulis untuk selalu ingin menjadi orang yang lebih baik lagi.
3. Kedua orang tua ku tercinta, **Ibu Yuliati** dan **Bapak Margiono** serta adik **Agas Indra Kusuma** yang telah memberikan kasih sayang dan kesabaran serta doa yang terus di berikan tanpa rasa lelah.
4. **Bapak Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T** selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika sekaligus pembimbing utama yang telah membantu, memberikan saran dan bimbingan serta memberikan motivasi selama penelitian hingga penulisan skripsi.

5. **Bapak Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si** selaku pembimbing kedua yang telah memberikan arahan dan bimbingan penulisan skripsi
6. **Bapak Rustadi, S.Si., M.T** sebagai penguji yang telah memberi kritik, saran dan bimbingan dalam perbaikan-perbaikan skripsi
7. **Bapak Syamsurijal Rasimeng, M.Si** sebagai pembimbing akademik yang telah membantu dan mendukung terselesaikan skripsi ini.
8. **Bapak Prof. Drs. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D** selaku Dekan Fakultas Teknik Universitas Lampungmasukan dan nasehat, baik untuk skripsi ataupun untuk masa depan penulis.
9. Seluruh Staf Tata Usaha Jurusan Teknik Geofisika Unila, **Pak Marsuno** dan **Mbak Dewi** yang telah memberi banyak bantuan dalam proses administrasi;
10. Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) Kotabumi sebagai institusi yang telah memberi kesempatan untuk melaksanakan Tugas Akhir.
11. **Bapak Joharman, S.H** selaku pimpinan BMKG Kotabumi yang telah mengizinkan dan membantu penulis dalam melaksanakan Tugas Akhir.
12. **Mba Fadiah dan Mas Gatut** yang telah banyak membantu dan memotivasi serta menjadi mentor yang baik bagi penulis selama melaksanakan tugas akhir di BMKG Kotabumi.
13. **Mba Juwita, Mba Ferina, Mba Dewi, Mba Vibri, Mas Devid, Pak Tris, Pak Agung, Pak Rudi** serta seluruh pegawai BMKG Kotabumi yang telah banyak membantu penulis saat melaksanakan Tugas Akhir.
14. **Bapak dosen** Jurusan Teknik Geofisika atas didikan, bimbingan, serta ilmu pengetahuan yang telah diberikan.

15. **BMKG pusat** yang telah mengizinkan dan memberikan data untuk menyelesaikan Tugas Akhir.
16. Teman seperjuangan selama melaksanakan tugas akhir di BMKG Kotabumi yaitu **Pipit** dan **Ulfa** yang telah berbagi ilmu dan memotivasi penulis.
17. Teman-teman **Teknik Geofisika 2013** yang telah memberikan dukungan dan keceriaan setiap harinya.
18. Keluarga Besar Teknik Geofisika Unila angkatan 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2014, 2015 dan 2016 yang telah memberikan dukungan, do'a dan semangat untuk penulis.
19. Sahabat perjuangan pada saat KKN di Sidomakmur, PenawarTama, Tulang Bawang yaitu **Ayu Novita Sari, Desy Desmania, Yunita Elsa Pane, Rafinko Anggriawan** dan **Varga Desnar Zendya** tempat berbagi suka dan duka.
20. Yang Terakhir namun tak kalah pentingnya, **Danu Wahyu Purnawan** yang selalu setia memberikan motivasi tiada hentinya dalam suka maupun duka.

Semoga segala kebaikan dan bantuan yang telah diberikan kepada penulis dibalas oleh Allah SWT dan bermanfaat bagi kita semua.

Bandar Lampung, Juli 2017

Penulis,

Deswita Sari

## DAFTAR ISI

	Halaman
<b>ABSTRACT</b> .....	i
<b>ABSTRAK</b> .....	ii
<b>HALAMAN JUDUL</b> .....	iii
<b>HALAMAN PERSETUJUAN</b> .....	iv
<b>HALAMAN PENGESAHAN</b> .....	v
<b>HALAMAN PERNYATAAN</b> .....	vi
<b>RIWAYAT HIDUP</b> .....	vii
<b>HALAMAN PERSEMBAHAN</b> .....	ix
<b>MOTTO</b> .....	x
<b>KATA PENGANTAR</b> .....	xi
<b>SANWACANA</b> .....	xii
<b>DAFTAR ISI</b> .....	xv
<b>DAFTAR GAMBAR</b> .....	xvii
<b>DAFTAR TABEL</b> .....	xix
<b>I. PENDAHULUAN</b>	
A. Latar Belakang .....	1
B. Tujuan Penelitian .....	4
C. Batasan Masalah .....	4
D. Manfaat Penelitian .....	5

<b>II. TINJAUAN PUSTAKA</b>	
A. Daerah Penelitian .....	6
B. Letak Stasiun Seismik BMKG Kotabumi.....	7
C. Fisiografi.....	8
D. Cekungan Sumatera Bagian Selatan .....	9
E. Sistem Sesar Sumatera dan Sejarah Kegempaan Lampung.....	10
<b>III. TEORI DASAR</b>	
A. Klasifikasi Gempabumi .....	12
B. Teori <i>Elastic Rebound</i> .....	15
C. Pergerakan Lempeng Tektonik.....	16
D. Zona Subduksi .....	19
E. Tektonik Sumatera .....	22
F. Gelombang Seismik .....	27
G. Parameter Sumber Gempa .....	31
H. <i>Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD)</i> .....	34
I. Menentukan Kelengkungan dan Sudut Penunjaman .....	43
<b>IV. METODE PENELITIAN</b>	
A. Lokasi dan Tempat Penelitian.....	45
B. Data Penelitian dan Perangkat Lunak .....	45
C. Pengolahan Data .....	46
D. Diagram Alir .....	49
E. <i>Time Schedule</i> .....	50
<b>V. HASIL PENGAMATAN DAN PEMBAHASAN</b>	
A. Hasil Pengamatan.....	51
1. Sebelum Relokasi .....	51
2. Sesudah Relokasi .....	52
B. Pembahasan.....	59
1. Distribusi <i>Event</i> Gempa dan Pola Penunjaman .....	59
2. Sudut Penunjaman .....	69
<b>VI. KESIMPULAN DAN SARAN</b>	
A. Kesimpulan .....	73
B. Saran .....	74

## DAFTAR PUSTAKA

## LAMPIRAN

## DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Daerah penelitian .....	6
2. Letak stasiun seismik BMKG .....	7
3. Peta fisiografi daerah penelitian.....	8
4. Model <i>Elastic Rebound</i> .....	15
5. Pergerakan lempeng tektonik .....	18
6. Batas-batas lempeng tektonik .....	18
7. Zona subduksi .....	19
8. Bentuk zona subduksi di Indonesia .....	20
9. Peta tektonik Indonesia .....	23
10. Sumatera <i>Fault Zone</i> .....	25
11. Zona subduksi Megathrust <i>Sumatera</i> .....	26
12. Simulasi gerakan gelombang P dan S .....	29
13. Gelombang <i>love</i> dan gelombang <i>rayleigh</i> .....	31
14. Diagram Wadati .....	32
15. Jarak hiposenter .....	33
16. Ilustrasi relokasi menggunakan MJHD.....	41
17. Model kecepatan IASP91.....	42
18. Ilustrasi garis singgung kurva .....	44
19. Data dari katalog BMKG .....	46
20. Data dalam format MJHD .....	46
21. Tampilan input program <i>station</i> .....	47
22. Tampilan parameter iterasi yang digunakan .....	47
23. Contoh <i>plotting</i> gempa bumi dengan GMT .....	48

24. Diagram alir .....	49
25. <i>Event</i> gempabumi sebelum relokasi .....	51
26. Distribusi stasiun .....	53
27. <i>Event</i> gempabumi sesudah relokasi .....	54
28. Sebaran hiposenter dalam 3D sebelum relokasi .....	55
29. Sebaran hiposenter dalam 3D sesudah relokasi .....	56
30. Irisan penampang vertikal .....	59
31. Pola penunjaman daerah Bengkulu sebelum relokasi.....	60
32. Pola penunjaman daerah Bengkulu sesudah relokasi .....	61
33. Pola penunjaman daerah Lampung sebelum relokasi .....	63
34. Pola penunjaman daerah Lampung sesudah relokasi .....	64
35. Pola penunjaman daerah Selat Sunda sebelum relokasi .....	67
36. Pola penunjaman daerah Selat Sunda sesudah relokasi .....	68
37. Pola kelengkungan penunjaman Bengkulu .....	70
38. Pola kelengkungan penunjaman Lampung .....	70
39. Pola kelengkungan penunjaman Selat Sunda .....	71
40. Model slab 3D (USGS)5 .....	72

## DAFTAR TABEL

<b>Tabel</b>	<b>Halaman</b>
1. Data dan parameter sumber gempa <i>Sumatera Fault</i> .....	24
2. Data dan parameter sumber gempa subduksi (Megathrust) .....	27
3. <i>Time schedule</i> penyusunan skripsi .....	50
4. Nilai RMS sebelum relokasi .....	57
5. Nilai RMS sesudah relokasi .....	58

## **BAB I. PENDAHULUAN**

### **A. Latar Belakang**

Indonesia berada pada zona tektonik yang sangat aktif karena terletak di daerah dengan tingkat aktifitas gempa bumi tinggi, hal tersebut akibat dari bertemunya tiga lempeng besar dunia yaitu Lempeng Indo-Australia, Eurasia dan Lempeng Pasifik. Lempeng Indo-Australia bertabrakan dengan Lempeng Eurasia di lepas pantai Sumatera, Jawa dan Nusa Tenggara. Sedangkan Lempeng Pasifik di utara Irian dan Maluku Utara.

Keberadaan interaksi antar lempeng-lempeng ini menempatkan wilayah Indonesia sebagai wilayah yang sangat rawan terhadap gempa bumi. Sumatera merupakan salah satu pulau yang aktif terjadi gempa, karena adanya penunjaman (*subduction*) Lempeng Indo-Australia yang masuk ke dalam Lempeng Eurasia, sehingga membentuk jalur gempa di Laut Sumatera Indonesia. Sebelah Barat Pulau Sumatera dikenal dengan jalur gempa mediteran dan di darat Pulau Sumatera menimbulkan Patahan Besar Sumatera (*Great Sumatera Fault*) yang membujur sepanjang Bukit Barisan dan membentang dari Aceh, Sumatera Utara, Sumatera Barat sampai ke Teluk Lampung, sehingga wilayah Sumatera bagian

Selatan memiliki tingkat seismisitas tinggi terancam oleh bencana alam gempa bumi.

Gempa bumi yang terjadi di Pulau Sumatera merupakan implikasi geodinamika dari deformasi aktif di sekitar Sunda dan *Java Trench*. Kejadian gempa yang terjadi di dekat batas pertemuan antara Lempeng Samudera yang menunjam masuk ke bawah Lempeng Benua diklasifikasikan sebagai Zona Subduksi. Pada penelitian ini penulis menggunakan data gempa yang terjadi di wilayah Bengkulu, Lampung dan sekitaran Selat Sunda.

Menurut sudut pandang ilmu kebumihuman, Sumatera bagian Selatan mempunyai aktifitas tumbukan dua lempeng. Akibat proses tumbukan dua lempeng yang berlangsung hingga saat ini menyebabkan adanya zona sesar lokal. Selain itu wilayah Sumatera bagian Selatan memiliki tingkat ancaman gempa bumi yang cukup tinggi. Hal ini dikarenakan adanya Zona Subduksi yang merupakan batas antar Lempeng India-Australia yang menunjam kedalam Lempeng Eurasia. Zona ini berpotensi menimbulkan gempa bumi dengan magnitudo yang relatif lebih besar (Madlazim, 2013).

Salah satu parameter gempa bumi yang dapat dihitung yaitu hiposenter gempa bumi. Penentuan hiposenter gempa bumi sangatlah penting didalam dunia seismologi. Hal ini sangat diperlukan dalam analisis struktur tektonik secara detail, misalnya untuk identifikasi zona patahan maupun pola Zona Subduksi. Namun, parameter hiposenter yang dihasilkan masih kurang optimal karena hanya

untuk memberikan informasi sesegera mungkin kepada masyarakat tentang bahaya gempa bumi. Sehingga, perlu dilakukan studi lebih lanjut untuk merelokasi parameter hiposenter gempa bumi yang telah dihasilkan sebelumnya.

Penentuan parameter hiposenter sebelumnya ditentukan dengan menggunakan waktu tiba gelombang P dan S dari beberapa stasiun menggunakan pendekatan *Single Event Determination* (SED) yang dapat menghasilkan *origin time* dari setiap *event* gempa bumi. Dari pendekatan SED ini hanya menghasilkan hiposenter yang belum akurat karena hanya menggunakan kecepatan bumi 1D yang belum termodelkan. Sehingga untuk menyelesaikan permasalahan ini dilakukanlah relokasi hiposenter gempa bumi dengan menggunakan metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD) yang dikembangkan oleh Hurokawa dan Imoto, (1992). MJHD ini menggunakan model kecepatan global IASP91. Model kecepatan IASP91 merupakan suatu model kecepatan global yang dihasilkan dari *International of Seismology and Physics of the Earth's Interior* (IASPEI) dengan memperhatikan keheterogenan suatu lapisan bumi. Model kecepatan IASP91 ini merupakan hasil pemodelan dengan menggunakan ribuan data gelombang P dan gelombang S yang direkam oleh ribuan seismometer diseluruh dunia.

Relokasi hiposenter merupakan koreksi dari lintang, bujur, dan kedalaman dari gempa bumi. Dalam studi ini, penulis melakukan relokasi hiposenter gempa bumi di Sumatera bagian selatan dengan menggunakan metode *Modified Joint Hypocenter Determination* (MJHD). Metode MJHD dipilih karena metode ini mampu merelokasi posisi gempa bumi relatif lebih akurat dengan struktur dalam

bumi yang heterogen dan distribusi stasiun yang tidak merata. Metode ini dapat menghitung banyak data gempabumi secara simultan (Maung, 2009).

Kelebihan dalam relokasi menggunakan metode MJHD ini adalah adanya penambahan koreksi stasiun pada proses penentuan ulang hiposenter gempabumi. Selain itu juga dengan menggunakan kecepatan IASP91 akan menghasilkan hiposenter yang lebih akurat karena asumsi dari kecepatan yang digunakan berupa kecepatan bumi global dengan asumsi struktur bumi yang heterogen.

## **B. Tujuan Penelitian**

Secara garis besar tujuan dari dilakukannya penelitian ini antara lain:

1. Melakukan relokasi data hiposenter gempabumi wilayah Sumatera bagian Selatan untuk mengetahui perbedaan hasil sebaran kegempaan sebelum dilakukan relokasi dan sesudah dilakukan relokasi
2. Membuat pemodelan hiposenter gempabumi secara 3D
3. Menganalisis pola dan sudut Zona Subduksi di wilayah Sumatera bagian Selatan berdasarkan distribusi hiposenter hasil dari relokasi

## **C. Batasan Masalah**

Batasan masalah pada penelitian ini yaitu:

1. Melakukan relokasi gempabumi Sumatera bagian Selatan periode waktu Januari 2010 s.d Desember 2016 dengan data yang digunakan adalah data *arrival time* gelombang P dan gelombang S

2. Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah metode relokasi hiposenter *Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD)*

#### **D. Manfaat Penelitian**

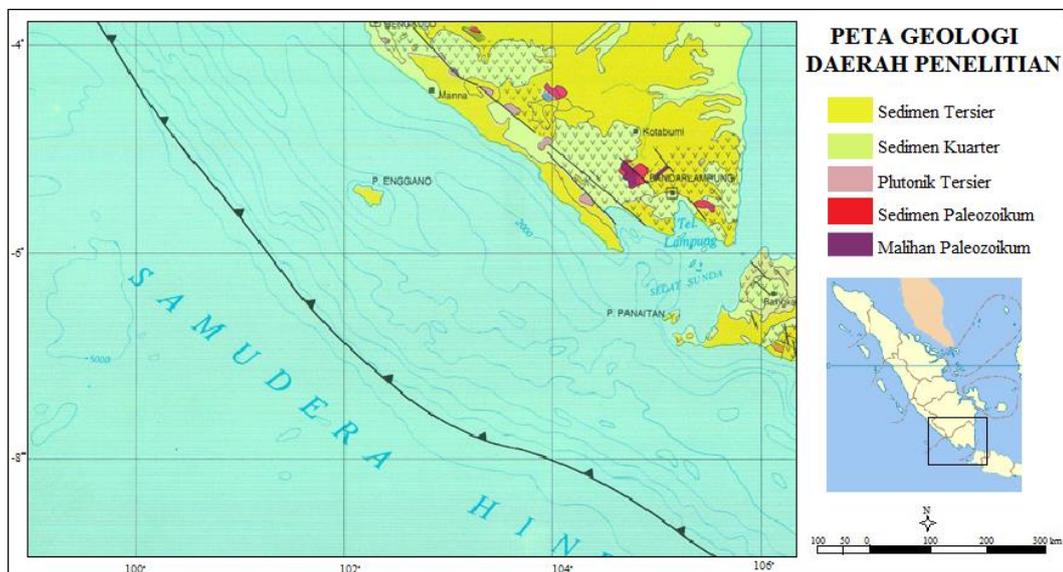
Manfaat yang dilakukan dalam penelitian ini adalah:

1. Merelokasi hiposenter gempabumi untuk wilayah Sumatera bagian Selatan pada rentang waktu Januari 2010 s.d Desember 2016
2. Mengetahui pola Zona Subduksi wilayah Sumatera bagian Selatan berdasarkan penyebaran hiposenter hasil relokasi

## BAB II. TINJAUAN PUSTAKA

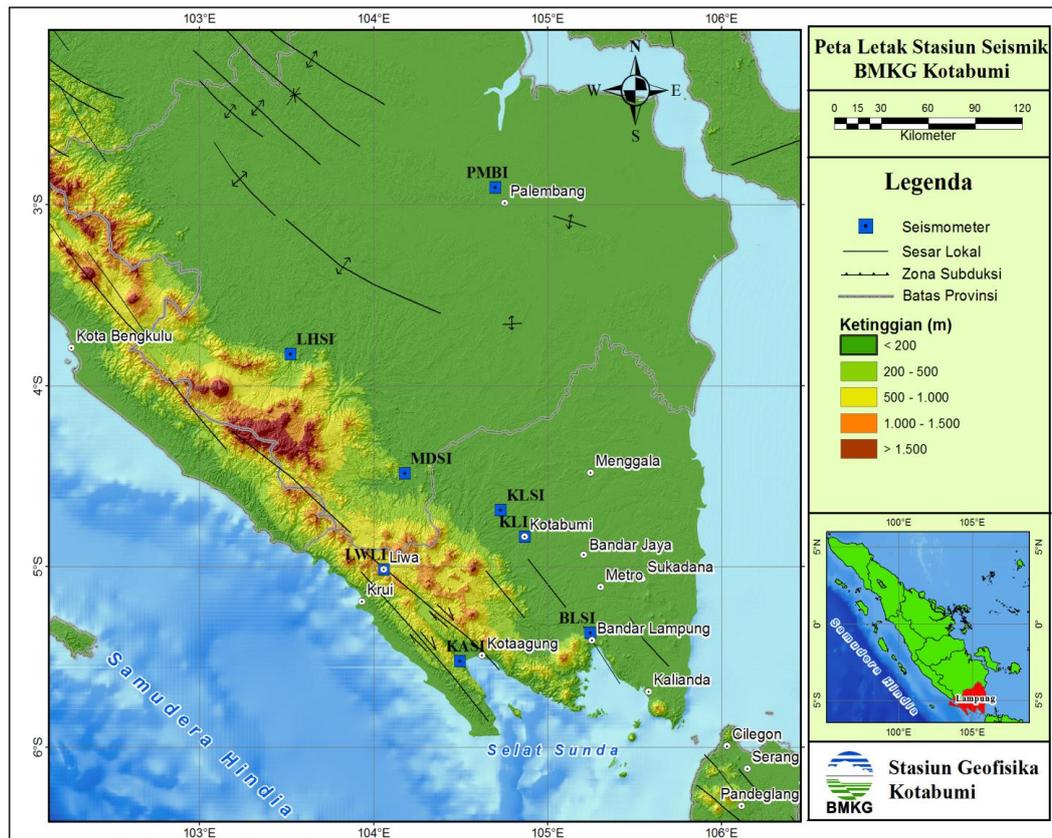
### A. Daerah Penelitian

Daerah penelitian terletak dengan koordinat  $-3.5^{\circ}$  s.d  $-9^{\circ}$  LS dan  $99^{\circ}$  -  $106.5^{\circ}$  BT yang mencakup wilayah Sumatera bagian Selatan yaitu Bengkulu, Lampung dan Selat Sunda. Dengan kelompok geologi yang ada di daerah tersebut berupa kelompok sedimen tersier, sedimen kuartar, plutonik tersier, sedimen paleozoikum dan malihan paleozoikum. Berikut ini adalah peta dan posisi daerah penelitian yang dapat dilihat pada **Gambar 1**.



**Gambar 1.** Daerah penelitian (Sukamto, dkk., 1996)

## B. Letak Stasiun Seismik BMKG Kotabumi



**Gambar 2.** Letak stasiun seismik BMKG (BMKG Kotabumi, 2016)

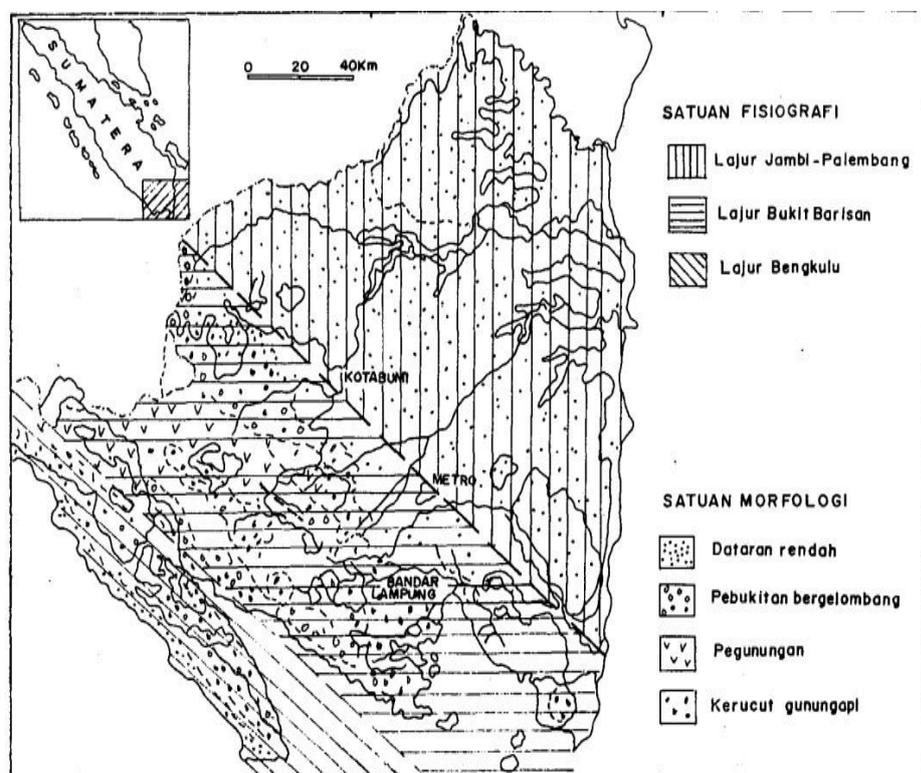
Berdasarkan letak stasiun yang terdapat pada **Gambar 2**, BMKG Kotabumi bertanggung jawab atas 8 stasiun seismik yang ditempatkan di beberapa daerah yaitu:

1. Stasiun Seismik KLI yang berada di Kotabumi Lampung Utara
2. Stasiun Seismik LWLI yang berada di Liwa Lampung Barat
3. Stasiun Seismik BLSI yang berada di Bandar Lampung
4. Stasiun Seismik KASI yang berada di Kotaagung Tanggamus
5. Stasiun Seismik MDSI yang berada di Muara Dua Sumatera Selatan
6. Stasiun Seismik LHSI yang berada di Lahat Sumatera Selatan
7. Stasiun Seismik KLSI yang berada di Sungkai Lampung Utara
8. Stasiun Seismik PMBI yang berada di Palembang Sumatera Selatan

### C. Fisiografi

Secara umum daerah penelitian ini dapat dibagi menjadi tiga satuan morfologi, yaitu dataran rendah di bagian timur dan timurlaut, pegunungan bergelombang di bagian tengah dan barat daya, dan daerah pantai berbukit sampai dataran. Daerah dataran rendah menempati lebih dari 60% luas lembar dan terdiri dari endapan vulkanoklastika tersier-kuarter dan aluvium dengan ketinggian puluhan meter di atas muka laut. Pegunungan Bukit Barisan menempati 25-30% luas lembar, terdiri dari batuan beku dan malihan serta batuan gunungapi muda. Lereng-lereng umumnya curam dengan ketinggian 500 s.d 1.680 m di atas muka laut (Mangga, dkk., 1993). Daerah pantai bertopografi beraneka ragam dan seringkali terdiri dari pebukitan kasar, mencapai ketinggian 500 m di atas muka laut dan terdiri dari batuan gunungapi tersier dan kuartar serta batuan terobosan yang terdapat pada

#### Gambar 3.



Gambar 3. Peta fisiografi daerah penelitian (Mangga, dkk., 1993)

#### **D. Cekungan Sumatera Bagian Selatan**

Cekungan Sumatera bagian Selatan adalah suatu hasil kegiatan tektonik yang berkaitan dengan penunjaman Lempeng Indo-Australia, yang bergerak ke arah utara hingga timur laut terhadap Lempeng Eurasia yang relatif diam. Zona penunjaman lempeng meliputi daerah sebelah barat Pulau Sumatera dan Selatan Pulau Jawa. Beberapa lempeng kecil yang berada diantara zona interaksi tersebut turut bergerak dan menghasilkan zona konvergensi dalam bentuk dan arah. Penunjaman Lempeng Indo-Australia tersebut dapat mempengaruhi keadaan batuan, morfologi, tektonik dan struktur di Sumatera Selatan.

Tumbukan tektonik lempeng di Pulau Sumatera menghasilkan jalur busur depan, magmatik, dan busur belakang. Cekungan Sumatera Selatan telah mengalami tiga kali proses orogenesis, yaitu :

- Mesozoikum Tengah
- Kapur Akhir sampai Tersier Awal
- Pilo-Plistosen

Secara fisiografis, Cekungan Sumatera Selatan merupakan cekungan Tersier berarah barat laut-tenggara, yang dibatasi Sesar Semangko dan Bukit Barisan di sebelah barat daya, Paparan Sunda di sebelah timur laut, Tinggian Lampung di sebelah tenggara yang memisahkan cekungan tersebut dengan Cekungan Sunda, serta Pegunungan Dua Belas dan Pegunungan Tiga Puluh di sebelah barat laut yang memisahkan Cekungan Sumatera Selatan dengan Cekungan Sumatera Tengah. Posisi Cekungan Sumatera Selatan sebagai Cekungan Busur Belakang, daerah cekungan ini merupakan Cekungan Busur Belakang berumur tersier yang terbentuk

sebagai akibat adanya interaksi antara Paparan Sunda (sebagai bagian dari Lempeng Kontinen Asia) dan Lempeng Samudera Hindia. Daerah cekungan ini meliputi daerah seluas  $330 \times 510 \text{ km}^2$ . Kenampakan struktur yang dominan adalah struktur yang berarah barat laut – tenggara sebagai hasil orogenesis plio – plistosen. Dengan demikian pola struktur yang terjadi dapat dibedakan atas pola tua yang berarah utara-selatan dan barat laut – tenggara serta pola muda yang berarah barat laut – tenggara yang sejajar dengan Pulau Sumatera (Sieh, 2000).

#### **E. Sistem Sesar Sumatera dan Sejarah Kegempaan Lampung**

Di Pulau Sumatera, pergerakan Lempeng Indo dan Australia yang mengakibatkan kedua lempeng tersebut bertabrakan dan menghasilkan penunjaman menghasilkan rangkaian busur pulau depan (*forearch islands*) yang non-vulkanik (seperti: P. Simeulue, P. Banyak, P. Nias, P. Batu, P. Siberut hingga P. Enggano), rangkaian pegunungan Bukit Barisan dengan jalur vulkanik di tengahnya, serta sesar aktif 'The Great Sumatera Fault' yang membelah Pulau Sumatera mulai dari Teluk Semangko hingga Banda Aceh. Sesar Besar ini menerus sampai ke Laut Andaman hingga Burma. Patahan aktif ini (Sesar Besar Sumatra) diperkirakan bergeser sekitar sebelas sentimeter per tahun dan merupakan daerah rawan gempa bumi dan tanah longsor.

Penunjaman Lempeng Indo – Australia juga mempengaruhi geomorfologi Pulau Sumatera menjadikan bagian barat Pulau Sumatera terangkat, sedangkan bagian timur relatif turun. Hal ini menyebabkan bagian barat mempunyai dataran pantai yang sempit dan kadang-kadang terjal. Pada umumnya, terumbu karang lebih

berkembang dibandingkan berbagai jenis bakau. Bagian timur yang turun akan menerima tanah hasil erosi dari bagian barat (yang bergerak naik), sehingga bagian timur memiliki pantai yang datar lagi luas. Di bagian timur, gambut dan bakau lebih berkembang dibandingkan terumbu karang.

Keadaan Pulau Sumatera menunjukkan bahwa kemiringan penunjaman, punggung busur muka dan cekungan busur muka telah terfragmentasi akibat proses yang terjadi. Kenyataan menunjukkan bahwa adanya transtensi (trans-tension) Paleozoikum tektonik Sumatera menjadikan tatanan tektonik Sumatera menunjukkan adanya tiga bagian pola (Sieh, 2000). Bagian selatan terdiri dari lempeng mikro Sumatera, yang terbentuk sejak 2 juta tahun lalu dengan bentuk, geometri dan struktur sederhana, bagian tengah cenderung tidak beraturan dan bagian utara yang tidak selaras dengan pola penunjaman.

Lampung Sendiri merupakan salah satu zona rawan bencana gempa bumi. Salah satu gempa merusak di wilayah Lampung yaitu gempa di Liwa Lampung Barat yang berkekuatan 6,6 SR pada 15 Februari 1994. Akibat gempa tersebut terjadi kerusakan parah, sekitar 196 jiwa dari beberapa desa dan kecamatan di Lampung meninggal dunia, sementara jumlah korban luka mencapai 2000 orang. Rata-rata mereka tewas dan terluka akibat tertimpa reruntuhan bangunan dan jumlah penduduk yang kehilangan tempat tinggal sekitar 75.000 orang.

## **BAB III. TEORI DASAR**

### **A. Klasifikasi Gempabumi**

Gempabumi merupakan guncangan pada permukaan bumi yang dihasilkan dari gelombang seismik akibat pelepasan energi secara tiba-tiba dari dalam bumi. Berdasarkan sumber terjadinya gempa, Hoernes (Subardjo dan Ibrahim, 2004) mengelompokkan menjadi:

1. Gempabumi Tektonik, yaitu gempabumi yang disebabkan oleh aktivitas pergerakan lempeng tektonik misalnya adanya tumbukan antar lempeng pembentuk kulit bumi.
2. Gempabumi Vulkanik, yaitu gempabumi yang terjadi karena adanya aktivitas vulkanik misalnya desakan magma dari gunungapi ke permukaan. Gempabumi ini memiliki kekuatan kurang dari 4 SR dan termasuk gempabumi sedang.
3. Gempabumi Runtuhan, yaitu gempabumi yang terjadi karena adanya runtuh atau longsor dari massa batuan. Gempabumi ini memiliki kekuatan yang sangat kecil sehingga getarannya tidak bisa terasa dan hanya bisa terdeteksi oleh seismograf. Gejala ini disebut dengan tremor dan banyak terjadi di pegunungan.
4. Gempabumi Buatan, yaitu gempabumi yang sengaja dibuat oleh manusia, seperti ledakan dinamit atau ledakan nuklir untuk mencari bahan tambang.

Berdasarkan dalamnya sumber gempa, Bath (Subardjo dan Ibrahim, 2004) mengelompokkan gempabumi menjadi :

1. Gempabumi dangkal (kedalaman 0 - 60 km)

Gempabumi dangkal yang terjadi di daratan biasanya berasosiasi dengan patahan-patahan besar yang bergeser atau bergerak akibat pergerakan lempeng. Gempabumi dangkal memiliki daya rusak konstruksi yang sangat kuat. Hal ini disebabkan jarak hiposenter relatif dekat dengan permukaan sehingga getaran gempa terasa sangat kuat dipermukaan. Walaupun skala gempanya hanya memiliki amplitudo 4 - 5 Skala Richter namun mampu merusakkan bangunan. Sedangkan gempabumi dangkal yang terjadi di laut bisa mengakibatkan tsunami bila kekuatan gempa  $\geq 6$  SR.

2. Gempabumi menengah (kedalaman 60 – 300 km)

Bumi terdiri dari tiga lapisan utama yaitu *crust*, *mantle* dan *core*. *Crust* atau lithosfer adalah lapisan yang paling terluar dari bumi berbentuk padat dengan ketebalan lapisan mencapai 100 km. Lithosfer terdiri dari kerak bumi dan bagian atas selubung. Gempa-gempa menengah terjadi pada kedalaman dibawah kerak bumi. Sehingga digolongkan sebagai gempagempa yang mungkin tidak berasosiasi dengan penampakan patahan di permukaan. Namun gempa-gempa ini masih dapat di perkirakan mekanisme terjadinya.

3. Gempabumi dalam (> 300 km)

Gempa dalam ini sebenarnya relatif sering terjadi. Namun karena berada pada kedalaman dibawah 300 km maka manusia tidak bisa merasakan getarannya. Gempa dalam merupakan gempa-gempa yang disebabkan oleh pergerakan kerak benua.

Berdasarkan kekuatan gempanya, Hagiwara (Subardjo dan Ibrahim, 2004) mengklasifikasikan gempabumi menjadi:

1. Gempa sangat besar,  $M > 8,0$
2. Gempa besar,  $7,0 < M < 8,0$
3. Gempa sedang,  $4,5 < M < 7,0$
4. Gempa mikro,  $1,0 < M < 4,5$
5. Gempa ultra mikro,  $M < 1,0$

Pola mekanisme terjadinya gempa diatas tergantung pada keadaan struktur kulit bumi dan distribusi gaya/*stress* yang bekerja. *Stress* yang bekerja pada gempa tektonik yang terjadi umumnya adalah seragam/*uniform*, sehingga perbedaan yang terjadi adalah merupakan perbedaan keadaan struktur/medium daerah bersangkutan.

Menurut Mogi (1967) pola umum terjadinya gempabumi dibedakan dalam 3 (tiga) jenis :

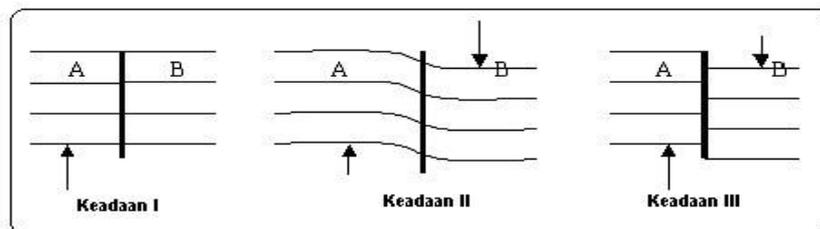
1. Tipe I : yaitu gempabumi utama (*main shock*) tanpa didahului gempa permulaan (*fore shock*), tetapi diikuti dengan banyak gempabumi susulan (*after shock*). Gempabumi tipe ini biasanya terjadi di daerah yang mempunyai medium homogen dengan *stress* yang bekerja hampir merata (*uniform*). Sebagian besar gempabumi tektonik yang terjadi di bumi tergolong jenis ini.
2. Tipe II : yaitu gempabumi utama (*main shock*) didahului gempa-gempa pendahuluan (*fore shock*) dan kemudian diikuti gempa susulan (*after shock*) yang cukup banyak jumlahnya. Gempabumi tipe ini terjadi pada daerah

dengan struktur batuan yang tidak seragam dengan distribusi *stress* yang bekerja tidak seragam.

3. Tipe III : yaitu gempabumi dimana tidak terdapat gempa utama (*main shock*), biasa disebut gempabumi “swarm”. Gempabumi tipe ini terjadi dalam daerah yang terbatas, biasanya terjadi didaerah gunung api. Gempabumi ini terjadi pada daerah yang struktur mediumnya tidak seragam dengan stres yang bekerja terkonsentrasi pada area yang terbatas.

### B. Teori *Elastic Rebound*

*Elastic Rebound Theory* yang dikemukakan oleh seorang seismologist Amerika bernama Reid (Bolt, 1976) menjelaskan proses terjadinya gempabumi yang terdapat pada **Gambar 4**.



**Gambar 4.** Model *Elastic Rebound* (Subardjo dan Ibrahim, 2004)

Pada keadaan I menunjukkan suatu lapisan yang belum terjadi perubahan bentuk geologi. Karena di dalam bumi terjadi gerakan yang terus-menerus, maka akan terdapat *stress* yang lama kelamaan akan terakumulasi dan mampu merubah bentuk geologi dari lapisan batuan. Keadaan II yakni suatu lapisan batuan telah mengandung *stress* dimana telah terjadi perubahan bentuk geologi. Untuk daerah A mendapat *stress* ke atas, dan daerah B mendapat *stress* ke bawah. Proses ini berjalan terus hingga *stress* yang dikandung di daerah ini cukup besar untuk merubahnya menjadi gesekan antara daerah A dan daerah B. Suatu ketika karena lapisan batuan

sudah tidak mampu lagi untuk menahan *stress*, maka akan terjadi suatu perpindahan massa batuan secara tiba-tiba berupa patahan yang melepaskan gelombang seismik. Pada keadaan III menunjukkan lapisan batuan yang sudah patah. Gerakan perlahan-lahan sesar ini akan berjalan terus, sehingga seluruh proses diatas akan diulangi lagi dan sebuah gempa akan terjadi lagi setelah beberapa waktu lamanya.

### C. Pergerakan Lempeng Tektonik

Pergerakan lempeng tektonik terbagi atas 3 zona (Awaludin, 2011) yang terdapat pada **Gambar 5**, yaitu :

#### 1. Zona Divergen

Zona divergen adalah pergerakan dua buah lempeng tektonik atau lebih yang bergerak saling menjauh satu sama lainnya yang mengakibatkan material mantel naik keatas atau terjadi pergerakan mantel (*mantle convection*) membentuk lantai samudra (*sea floor spreading*). Pada zona ini juga terdapat pegunungan bawah laut (*mid oceanic ridge*). Pergerakan mantel ini terjadi karena adanya pendinginan dari atas dan pemanasan dari bawah sehingga mantel akan bergerak keatas. Aktivitas semacam ini menimbulkan gempa tektonik dangkal dan gempa vulkanik.

#### 2. Zona Konvergen

Zona konvergen merupakan pergerakan dua lempeng tektonik yang bergerak relatif saling mendekati. Zona konvergen juga ditandai dengan adanya penghancuran materi-materi lempeng, sehingga zona ini disebut zona destruktif.

Zona konvergen terbagi dua, yaitu :

a. Zona Tumbukan

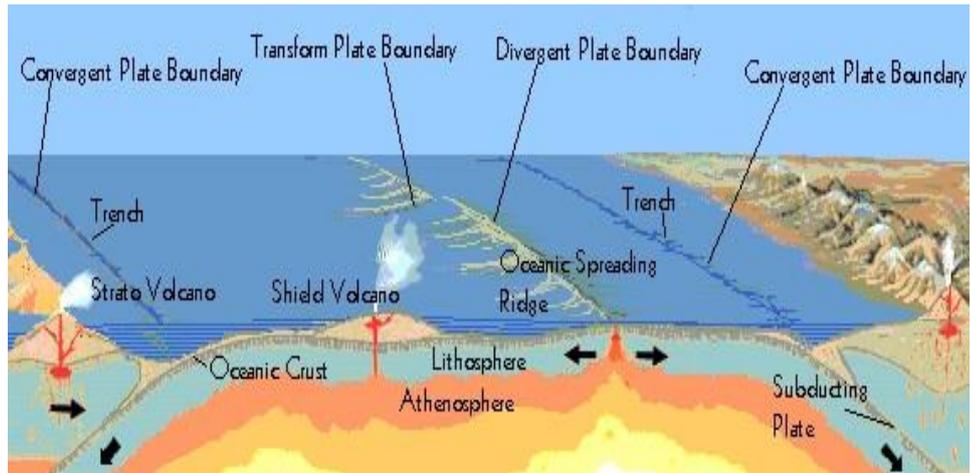
Zona tumbukan merupakan pertemuan dua lempeng dengan berat jenis sama yang bergerak relatif saling mendekati. Tumbukan ini menghasilkan pegunungan lipatan seperti Pegunungan Himalaya dan Pegunungan Andes. Aktifitas lempeng seperti ini menimbulkan gempa tektonik dangkal dan gempa vulkanik.

b. Zona Subduksi

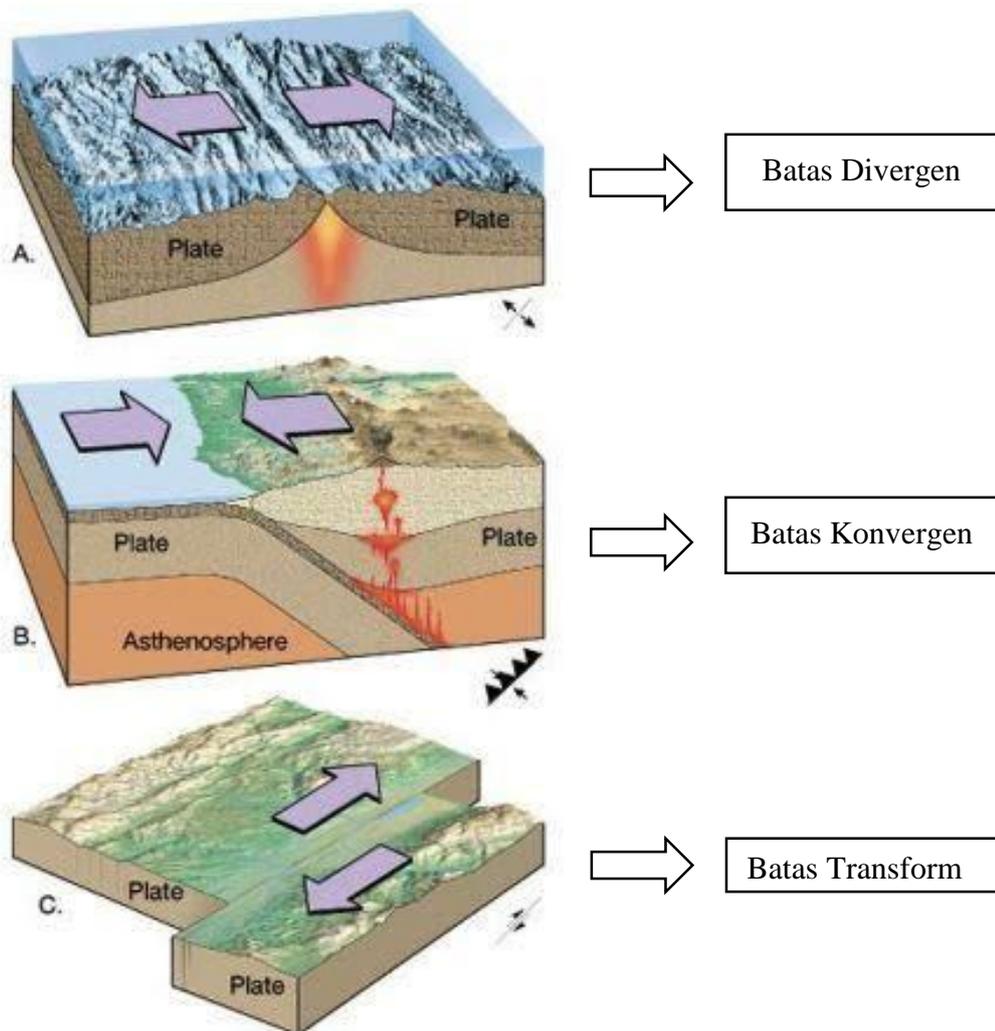
Zona Subduksi merupakan pertemuan dua lempeng tektonik yang mempunyai berat jenis berbeda dan bergerak relatif saling mendekati sehingga lempeng yang lebih berat menyusup atau menujam ke bawah lempeng yang lebih ringan. Zona ini ditandai dengan adanya palung laut atau *trench* sebagai batas pertemuan kedua lempeng. Selain itu, pada zona subduksi juga terdapat rangkaian gunung api yang sejajar *trench* sebagai akibat dari melelehnya lempeng yang menujam pada kedalaman 100-400 km. aktifitas ini mengakibatkan terjadinya gempa tektonik dangkal, menengah dan dalam serta gempa vulkanik.

3. Zona Transform

Zona transform merupakan daerah singgungan dua lempeng yang bergerak relatif sejajar dan berlawanan arah sehingga pada batas kedua lempeng ini terjadi gesekan. Aktivitas ini sering menimbulkan gempa dangkal dan bersifat merusak.



**Gambar 5.** Pergerakan lempeng tektonik (Subardjo dan Ibrahim, 2004)

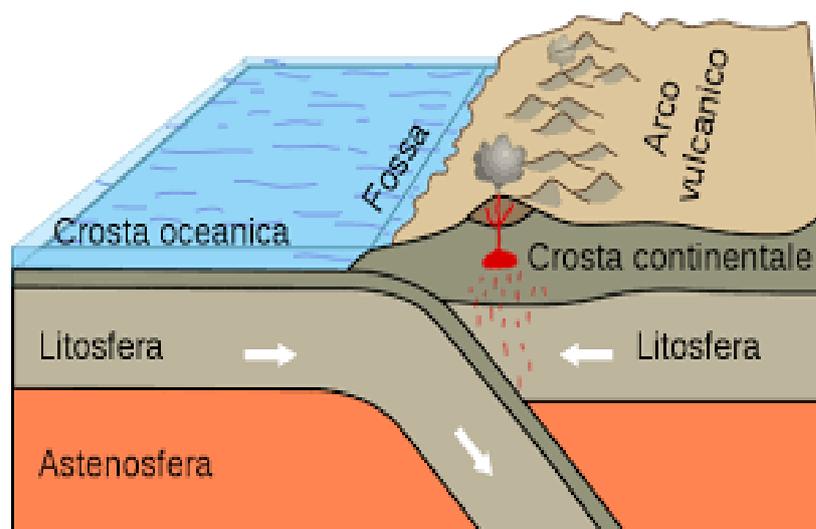


**Gambar 6.** Batas-batas lempeng tektonik (Subardjo dan Ibrahim, 2004)

#### D. Zona Subduksi

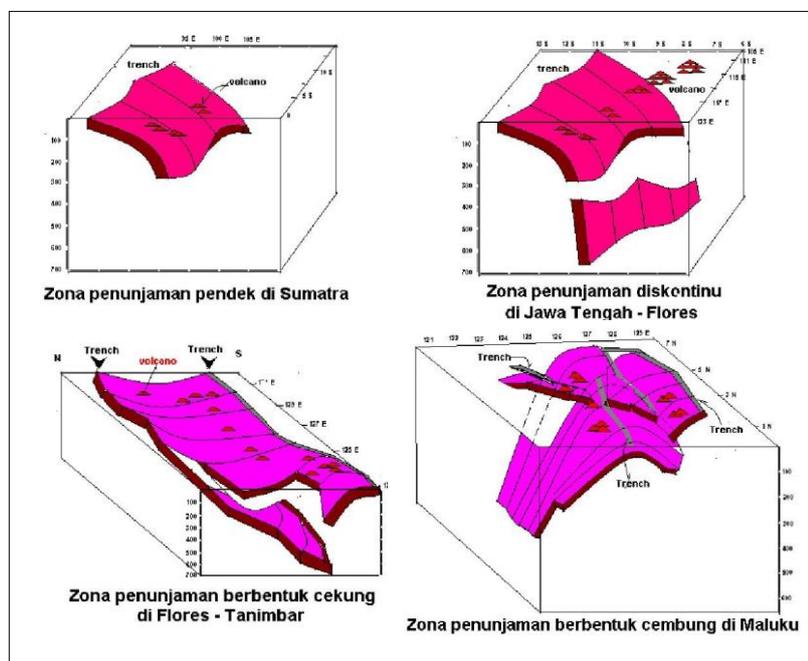
Zona Subduksi merupakan daerah zona seismik aktif, sebagian besar gempa bumi terjadi di daerah ini, baik dangkal, menengah maupun dalam sebagai hasil dari penunjaman lithosfer. Penyebaran titik–titik pusat gempa (*hypocenter*) menunjukkan struktur dari penunjaman lithosfer dari mulai batas palung sampai ke dalam mantel bumi. Terjadinya zona subduksi dimulai dengan dua lempeng (benua dan samudera) yang bergerak mendekat satu dengan yang lainnya. Kemudian terjadi konvergen, plat samudera melengkung dan terdorong ke bawah plat benua yang lebih tebal dan lebih stabil. Proses penunjaman ini memberikan bentuk dari permukaan bumi (Malik, 2009).

Selain dari terbentuknya palung – palung yang dalam, yang merupakan batas penunjaman lithosfer. Penunjaman lithosfer juga menyebabkan terjadinya deformasi dan kompresi di daerah lempeng benua yang dekat dengan daerah tumbukan, mengakibatkan terjadinya intrusi dari magma sehingga terbentuknya busur vulkanik. Gambar zona subduksi dapat dilihat pada **Gambar 7**



**Gambar 7.** Zona subduksi (Subardjo dan Ibrahim, 2004)

Secara umum di Indonesia terdapat 4 bentuk zona subduksi (Subardjo dan Ibrahim, 2004) yang terdapat pada **Gambar 8**.



**Gambar 8.** Bentuk zona penunjaman di Indonesia (Subardjo dan Ibrahim, 2004)

### 1. Zona Penunjaman pendek

Di sepanjang Sumatera sampai Jawa Barat, kedalaman penunjaman sejauh 180 km, yang berarti disini zona subduksi menunjam sejauh 180 km. Arahnya dari barat daya ke timur dengan sudut penunjaman  $25^\circ$ , jenis subduksi miring (*oblique fault*). Kedalaman palung laut Sumatera sekitar 4500 meter dan palung laut Jawa mencapai 7000 meter. Lempeng menunjam rata-rata dengan kecepatan 6,8 cm pertahun.

### 2. Zona penunjaman diskontinu.

Bentuk ini ditemui mulai dari Jawa Tengah sampai Flores. Kedalaman maksimum 650 km Tetapi pada kedalaman antara 260 – 542 km di Jawa Tengah dan kedalaman antara 280 – 360 km di Flores Barat terdapat diskontinu lempeng. Kecepatan penunjaman lempeng sekitar 7,5 cm pertahun. Gunung api

terdapat pada lokasi yang berkaitan dengan kedalaman gempa bumi antara 100 dan 200 km.

3. Zona penunjaman berbentuk permukaan cekung.

Bentuk zona ini terdapat mulai dari Alor sampai kepulauan Kai (daerah Laut Banda). Di wilayah Laut Banda bentuk penunjaman lempeng lebih kompleks. Sebelah selatan terdapat Palung Timor dan di utara adalah Palung Seram. Kedua palung ini melingkar membentuk setengah lingkaran mulai dari selatan pulau Timor, Tanimbar, berbelok ke atas di sebelah timur Kepulauan Kai dan kemudian berbalik ke arah barat di sebelah utara Pulau Seram dan Buru. Kedalaman Palung Timor sekitar 2500 meter, Palung Seram antara 4000 – 5000 meter, dan Basin Weber mencapai kedalaman 7000 meter. Zona subduksi di daerah Laut Banda adalah berbentuk suatu permukaan cekung, lempeng-lempeng tektonik menunjam dari arah utara dan dari arah selatan yang bertemu di Laut Banda. Kedalamannya berkurang dari arah barat ke timur, di sebelah barat dekat Pulau Alor penunjaman zona subduksi 650 km dan di sebelah timur dekat Pulau Tanimbar penunjamannya 96 km. Sudut penunjaman juga berkurang dari arah barat ke timur, di palung sebelah Selatan (Timor) dari  $74^\circ$  sampai dengan  $16^\circ$  dan di palung sebelah utara dari  $57^\circ$  sampai  $14^\circ$  terdapat diskontinu pada lempeng di sebelah selatan.

4. Zona penunjaman berbentuk permukaan cembung.

Ditemui di daerah Maluku, Pada daerah Maluku zona subduksi lebih rumit bentuknya. Di daerah ini terdapat beberapa palung, yaitu Palung Maluku yang bersambung dengan Palung Filipina di antaranya. Palung Sangihe memanjang dari Sulawesi Utara sampai selatan Mindanao, dan Palung Cotabato di bagian barat

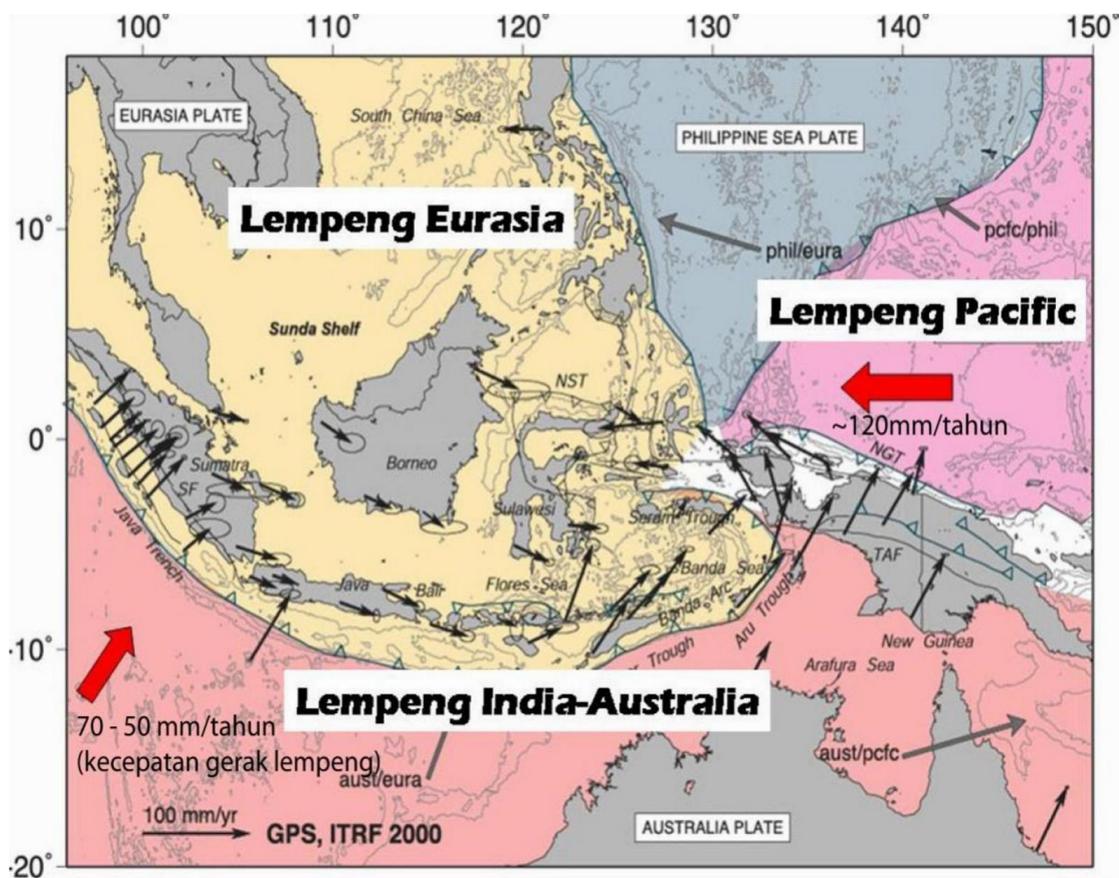
Mindanao. Zona penunjaman di daerah Maluku membentuk suatu permukaan cembung disebabkan terdapat lempeng-lempeng yang masing-masing menunjam ke arah barat dan ke arah timur. Kecepatan penunjaman lempeng di daerah ini 7 cm pertahun. Kedalaman penunjaman di sebelah barat mencapai 625 km dan di sebelah timur 275 km. Sudut penunjaman di sebelah barat adalah  $32^{\circ}$ –  $51^{\circ}$  sedangkan di timur antara  $34^{\circ}$  -  $51^{\circ}$ . Disamping itu terdapat beberapa penunjaman lempeng pendek di bagian barat dan timur.

#### **E. Tektonik Sumatera**

Pulau Sumatera merupakan sebagian dari Lempeng Eurasia yang bergerak relatif ke arah barat daya dan berinteraksi dengan Lempeng India-Australia yang terletak di sebelah barat Pulau Sumatera yang bergerak relatif ke arah utara dengan kecepatan 6 cm/tahun. Zona pertemuan antara kedua lempeng tersebut membentuk zona subduksi. Berdasarkan analisis mekanisme sumber (*focal mechanism*) kemiringan subduksinya antara  $1^{\circ}$  sampai  $10^{\circ}$  dengan dip dominan di bagian bawah wilayah Sumatera (Ardiansyah, 2012).

Katili dalam Supartoyo, dkk., (2014) dalam penelitiannya menyebutkan bahwa sistem busur subduksi Sumatera dibentuk oleh penyusupan Lempeng Benua. Lempeng Benua tebal dan tua ini meliputi busur vulkanik, kapur, dan tersier. Sedimen elastis sangat tebal menyusup di subduksi Sumatera dan sedimen yang tebal didorong ke atas membentuk rangkaian kepulauan. Jalur subduksi ini membujur sepanjang pantai barat Sumatera, tidak terkecuali pantai barat Bengkulu. Hal ini pula yang menyebabkan di Daerah Bengkulu dan sebagian besar wilayah

Sumatera rentan terhadap bahaya gempa bumi. Peta tektonik kepulauan Indonesia ditunjukkan oleh **Gambar 9**.



**Gambar 9.** Peta tektonik Indonesia (Irsyam, dkk., 2010)

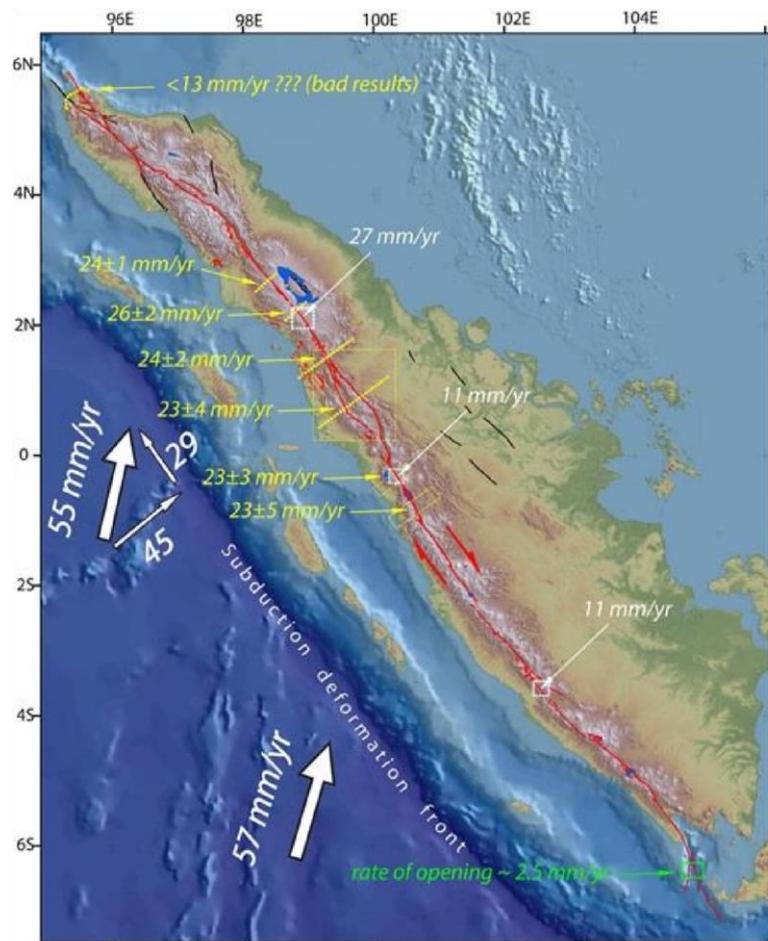
a. Zona Patahan di Sumatera

Akibat tumbukan lempeng terbentuklah patahan-patahan di Sumatera dan Sesar Mentawai. Patahan di Sumatera dari Aceh hingga Teluk Semangko. Provinsi Lampung yang dikenal dengan nama Sesar Besar Sumatera. Sedangkan Sesar Mentawai terletak di laut, yaitu antara cekungan muka dan zona prismatic akresi di sebelah barat Pulau Sumatera (Hidayati, dkk., 2010). Sesar Sumatera memiliki aktivitas yang tinggi sementara Sesar Mentawai hanya sebagiannya saja yang memiliki aktivitas yang cukup tinggi (Mustafa, 2010).

Beberapa patahan aktif yang terdapat di Sumatera dan parameter gempanya ditunjukkan oleh **Tabel 1** dan **Gambar 10** sebagai berikut:

**Tabel 1.** Data dan parameter sumber gempa Sumatera *Fault*

Fault		Slip-Rate		Sense Mechanism	Dip	Top	Bottom	L (km)	Mmax
No	Nama	mm/yr	weight						
1	Aceh	2	1	Strike-slip	90	3	20	230	7,7
2	Seulimeun	2,5	1	Strike-slip	90	3	20	120	7,5
3	Tripa	6	1	Strike-slip	90	3	20	180	7,7
4	Renun	27	1	Strike-slip	90	3	20	220	7,8
5	Toru	24	1	Strike-slip	90	3	20	95	7,4
6	Angkola	19	1	Strike-slip	90	3	20	160	7,6
7	Barumun	4	1	Strike-slip	90	3	20	125	7,5
8	Sumpur	23	1	Strike-slip	90	3	20	35	6,9
9	Sianok	23	1	Strike-slip	90	3	20	90	7,3
10	Sumani	23	1	Strike-slip	90	3	20	60	7,2
11	Suliti	23	1	Strike-slip	90	3	20	95	7,4
13	Dikit	11	1	Strike-slip	90	3	20	60	7,2
14	Ketaun	11	1	Strike-slip	90	3	20	85	7,3
15	Musi	11	1	Strike-slip	90	3	20	70	7,2
16	Manna	11	1	Strike-slip	90	3	20	85	7,3
17	Kumering	11	1	Strike-slip	90	3	20	150	7,6
18	Semangko	5	1	Strike-slip	90	3	20	65	7,2
19	Sunda	5	1	Strike-slip	90	3	20	150	7,6



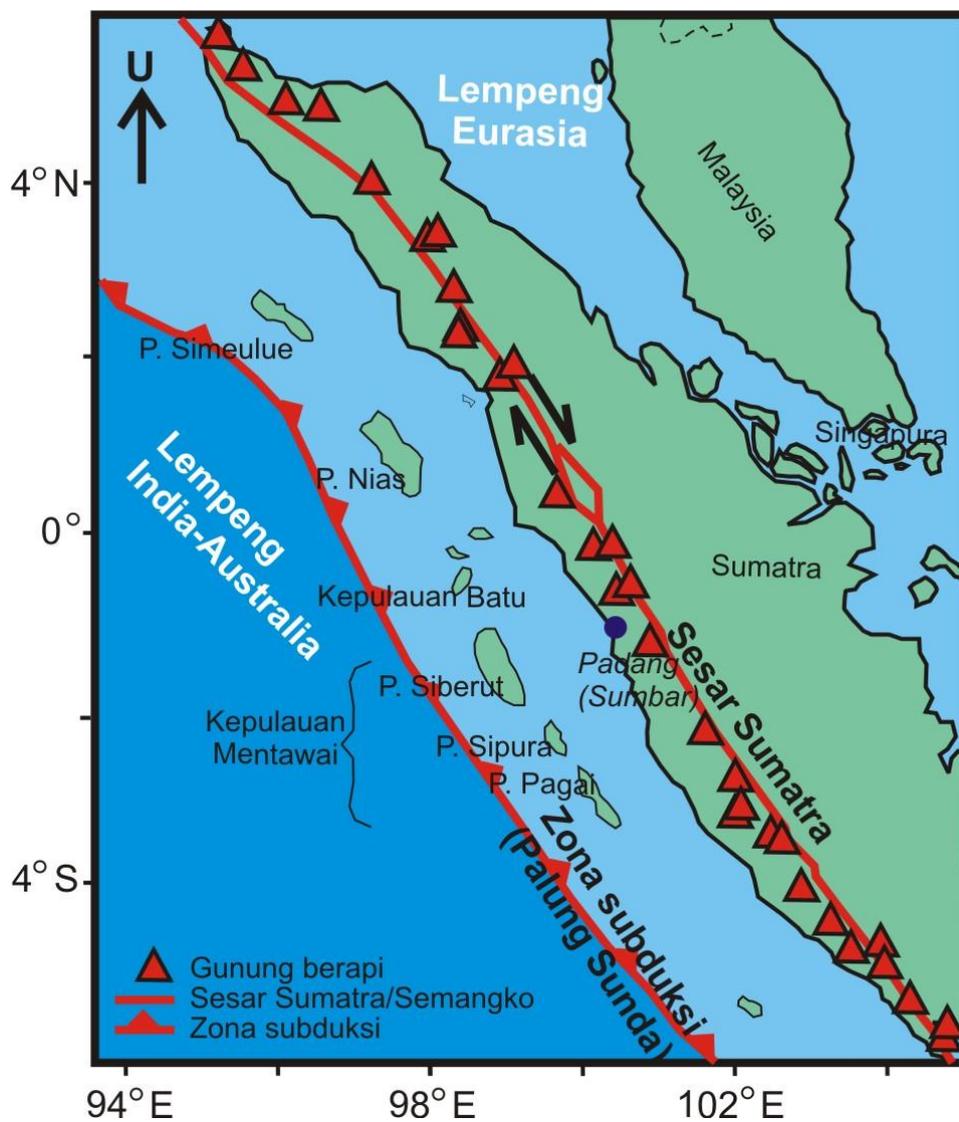
**Gambar 10.** Sumatra Fault Zone (SFZ) (Mustafa, 2010)

#### b. Zona Subduksi Megathrust Sumatera

Zona subduksi Sumatera merupakan wilayah yang paling sering melepaskan energi gempabumi. Dalam sejarah kegempabumian tercatat banyak gempabumi yang terjadi dengan magnitudo di atas 8 SR. Di sebelah selatan khatulistiwa, gempabumi besar pernah terjadi tahun 1833 (M8,9 SR) dan pada tahun 1797 (M8,3-8,7 SR). Kedua gempabumi ini menyebabkan tsunami besar yang menyapu perairan Sumatera Barat dan Bengkulu. Wilayah zona subduksi di selatan ini biasa dikenal dengan Segmen Mentawai. Pada bulan September 2007 segmen ini kembali melepaskan energinya sebesar Mw 8,4 (Setyonegoro, dkk.,

2012). Zona subduksi dangkal di Sumatera yang terdiri dari empat zona yaitu : Zona Subduksi Megathrust Andaman Sumatera, Zona Megathrust Mid-1 (Nias) Sumatera, Zona Megathrust M2 (Siberut) Sumatera, dan Zona Megathrust *Southern* Sumatera (Santoso dan Soehaemi, 2010).

Beberapa zona subduksi yang terdapat di Sumatera dan parameter gempanya ditunjukkan oleh **Gambar 11** dan **Tabel 2** sebagai berikut:



**Gambar 11.** Zona subduksi Megathrust Sumatera (Santoso dan Soehaemi, 2010)

**Tabel 2.** Data dan parameter sumber gempa subduksi (Megathrust)

No	Megathrust	$M_{Max}$ History	$b-val$	$a-val$	$M_{Max}$ (Desain)	
					GR	Char
1	Andaman-Sumatera	9,2 (26-12-2004)	0,826	4,69	8,0	9,2
2	Nias (Mid-1 Sumatera)	8,7 (28-03-2005)	0,878	4,71	8,7	8,7
3	Siberut (Mid-2 Sumatera)	8,5 (12-09-2007)	0,970	5,35	8,5	8,5
4	Southern Sumatera	7,9 (04-06-2000)	1,050	5,76	8,2	8,2

## F. Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah rambatan energi yang disebabkan karena adanya gangguan di dalam kerak bumi, misalnya adanya patahan atau adanya ledakan. Energi ini akan merambat ke seluruh bagian bumi yang dapat terekam oleh seismometer. Efek yang ditimbulkan oleh adanya gelombang seismik ini adalah apa yang kita kenal sebagai fenomena gempabumi. Perambatan gelombang seismik tergantung dari sifat elastisitas yang dimiliki oleh suatu batuan. Gelombang seismik yang melalui bidang interior bumi disebut Gelombang Badan sedangkan gelombang seismik yang merambat melalui luar bumi disebut Gelombang Permukaan (Munadi, 2002).

### a. Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan adalah gelombang seismik yang merambat hingga ke dalam bumi. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjarannya, gelombang badan dapat dibedakan atas gelombang P (*P-wave*) dan gelombang S (*S-wave*).

- *P-wave* atau Gelombang Primer Gelombang P atau disebut juga gelombang primer adalah gelombang yang pertama kali tercatat di alat seismometer. Hal ini disebabkan karena gelombang ini memiliki kecepatan yang paling cepat dibandingkan gelombang seismik yang lain. Bentuk penjalaran gelombang P adalah longitudinal dimana arah gelombang sejajar dengan arah penjalarannya. Gelombang P dapat menjalar di semua medium. Arah getarannya kedepan dan kebelakang sehingga materi yang dilaluinya mengalami tekanan dan peragangan seperti spiral. Oleh karena itu, sering disebut dengan *Push-Pull Wave* atau *Compressional Wave*. Persamaan dari kecepatan gelombang P adalah,

$$V_p = \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (1)$$

dimana  $V_p$  adalah kecepatan gelombang P,  $\lambda$  adalah parameter *Lame*,  $\mu$  adalah modulus geser dan  $\rho$  adalah densitas batuan.

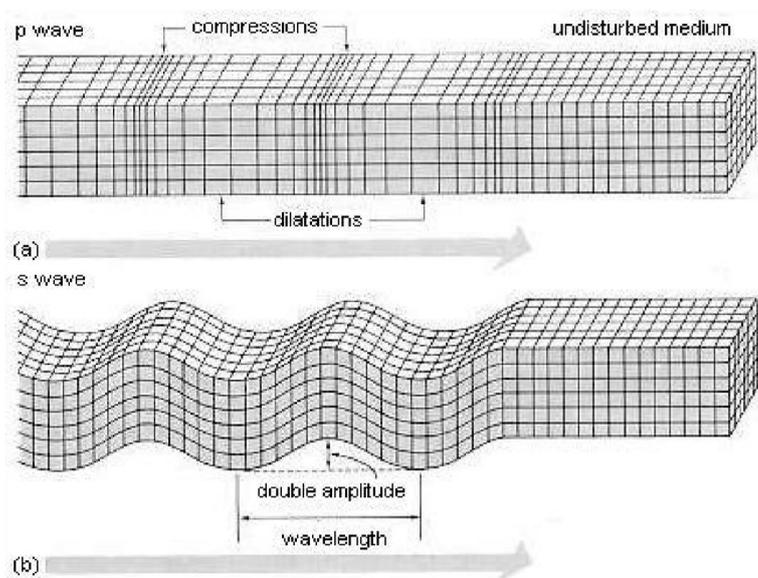
- *S-wave* atau Gelombang Sekunder

Gelombang S atau gelombang sekunder adalah gelombang seismik yang hanya merambat di permukaan bumi. Merupakan gelombang transversal yang memiliki arah getar tegak lurus dengan arah penjalarannya. Gelombang ini memiliki waktu perambatan yang lebih lama dari pada gelombang P sehingga akan tercatat setelah gelombang P pada alat seismometer. Gelombang S tidak dapat merambat di medium cair. Persamaan dari kecepatan gelombang S adalah

$$V_p = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

dimana  $V_s$  adalah kecepatan gelombang S,  $\mu$  adalah modulus geser dan  $\rho$  adalah densitas batuan.

Simulasi pergerakan gelombang badan dapat dilihat pada **Gambar 12**. Gelombang ini menyebabkan gerakan partikel-partikel media dalam arah tangensial terhadap arah penjaralan gelombang. Bila arah getar gelombang S terpolarisir pada bidang vertikal maka gelombang tipe ini disebut gelombang SV. Sedangkan bila arah getarnya terpolarisir pada bidang horisontal maka gelombang ini disebut gelombang SH (Munadi, 2002).



**Gambar 12.** Simulasi gerakan gelombang P dan S (Munadi, 2002)

#### b. Gelombang Permukaan (*Surface wave*)

Gelombang permukaan adalah jenis gelombang seismik yang hanya merambat di permukaan bumi. Amplitudo gelombang ini akan semakin melemah jika semakin masuk ke dalam bumi. Gelombang ini dapat disamakan dengan gelombang air yang mengalir di atas permukaan bumi, gerakannya lebih lambat dibandingkan

gelombang badan. Ada dua tipe Gelombang Permukaan, yaitu gelombang *Love* dan Gelombang *Rayleigh*.

- Gelombang *Rayleigh*

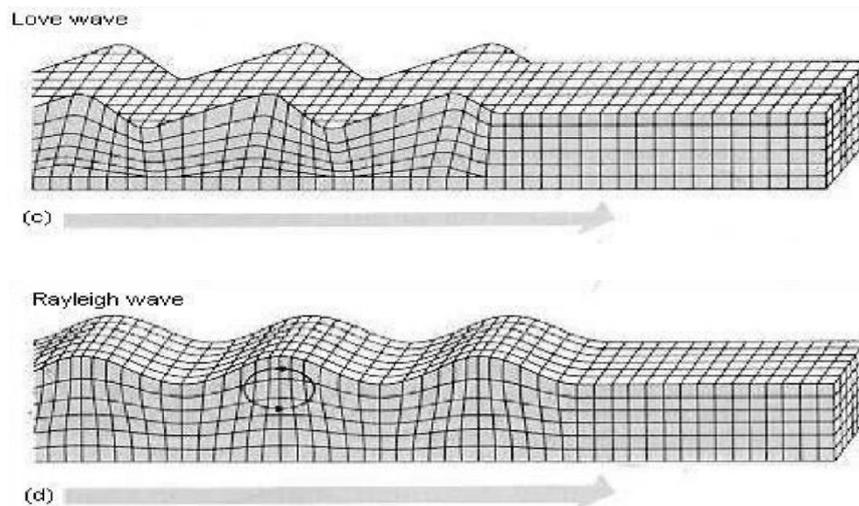
Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang yang merambat pada batas permukaan saja dan hanya dapat merambat pada media padat serta arah getarannya berlawanan arah dengan arah perambatannya. Gelombang *Rayleigh* memiliki gerakan partikel yang merupakan kombinasi dari gerakan partikel Gelombang P dan S. Gerakan partikel gelombang ini terpolarisasi elips dengan faktor amplitude yang mempunyai tanda berkebalikan sehingga gerakan partikelnya mundur (Santoso, 2004).

- Gelombang *Love*

Gelombang *love* adalah gelombang yang hanya merambat pada batas lapisan saja dan bergerak pada bidang yang horisontal saja (Putri, 2012). Gelombang *Love* adalah Gelombang Permukaan yang gerakan partikelnya mirip dengan Gelombang S, yaitu terjadi secara transversal. Gelombang *Love* merupakan gelombang permukaan yang terbesar dan amplitudonya meningkat seiring dengan bertambahnya kedalaman.

Gelombang *Love* merambat lebih cepat dibandingkan Gelombang *Rayleigh*.

Simulasi perambatan gelombang permukaan dapat dilihat pada **Gambar 13**.



**Gambar 13.** Gelombang *love* dan gelombang *Rayleigh* (Munadi, 2002)

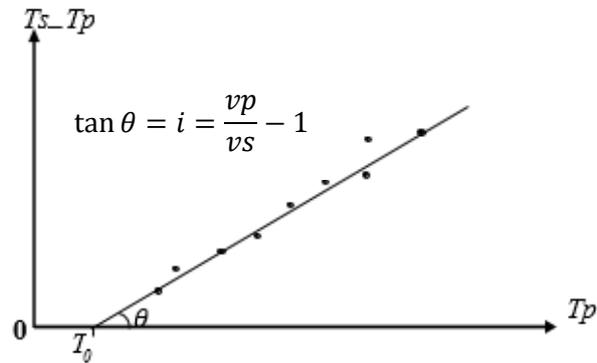
### G. Parameter Sumber Gempa

Setiap kejadian gempabumi akan menghasilkan informasi seismik berupa rekaman sinyal berbentuk gelombang yang setelah melalui proses manual atau non manual akan menjadi data bacaan fase. Informasi seismik selanjutnya mengalami proses pengumpulan, pengolahan dan analisis sehingga menjadi parameter gempabumi.

Parameter gempabumi tersebut meliputi :

#### a. Waktu terjadinya gempa (*Origin time*)

*Origin time* atau waktu terjadinya gempabumi merupakan waktu dimana pelepasan energi pertama kali terjadi pada lempeng tektonik bumi yang mengalami tekanan akibat tumbukan atau gesekan dan dinyatakan dalam hari, tanggal, bulan, tahun, jam, menit, detik dalam satuan UTC (*Universal Time Coordinated*). Pada umumnya, *Origin time* ditentukan dari perpotongan garis  $T_p$  ketika  $T_s - T_p$  sama dengan nol yang secara sederhana dapat menggunakan Diagram Wadati yang ditunjukkan pada **Gambar 14**.



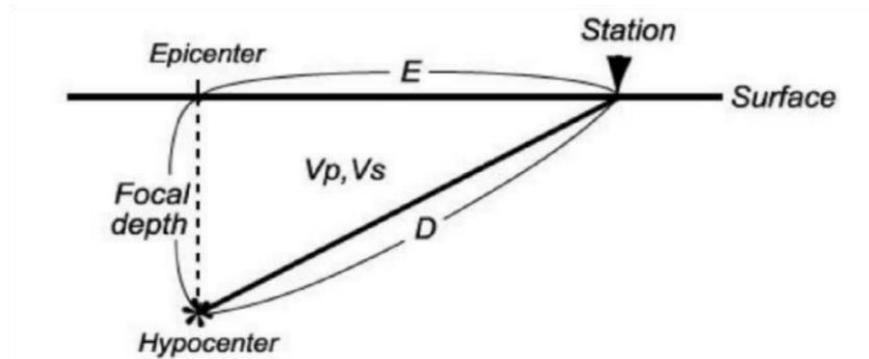
**Gambar 14.** Diagram Wadati (Hurukawa, dkk., 2008)

Dimana  $T_p$  adalah waktu tiba gelombang P,  $T_s$  adalah waktu tiba gelombang S,  $T_0$  adalah *origin time*,  $V_p$  adalah kecepatan gelombang P dan  $V_s$  adalah kecepatan gelombang S. Pada diagram wadati ini tidak memperhatikan model struktur dalam bumi, sehingga hanya mengasumsikan struktur bumi yang bersifat homogen. Hasil *origin time* ini menunjukkan hiposenter yang kurang akurat sehingga harus dilakukan relokasi ulang untuk mengetahui hiposenter yang lebih akurat dengan struktur bumi yang heterogen. Umumnya, di BMKG menggunakan pendekatan SED (*Single Event Determination*) yang mengasumsikan *origin time* dekat dengan stasiun pencatat yang kemudian dikembangkan menjadi metode MJHD (*Modified Joint Hypocenter Determination*).

#### b. Hiposenter

Hiposenter merupakan pusat gempa bumi yang berada di dalam permukaan bumi. Untuk memudahkan terkadang hiposenter diasumsikan sebagai sebuah titik, namun pada kenyataannya hiposenter merupakan sebuah bidang yang luasnya tergantung pada besarnya energi yang dilepaskan. Penentuan hiposenter

juga dapat menggunakan diagram Wadati, dengan mengasumsikan bahwa lapisan bumi adalah homogen yang ditunjukkan pada **Gambar 15**.



**Gambar 15.** Jarak hiposenter (Hurukawa, dkk., 2008)

Dari **Gambar 15**,  $D$  adalah jarak hiposenter dengan stasiun pencatat, dan dapat dinyatakan dengan persamaan berikut:

$$D = T_{p0} * V_p$$

$$D = T_{s0} * V_s = (T_s - T_0) * V_s$$

$$= \{(T_s - T_p) + (T_p - T_0)\} * V_s \quad (3)$$

$$= (T_{sp} + T_{p0}) * V_s$$

dimana  $T_{sp}$  adalah  $T_s - T_p$ .

$T_s$  merupakan waktu tiba gelombang S,  $T_p$  merupakan waktu tiba gelombang P,  $V_p$  merupakan kecepatan gelombang P dan  $V_s$  merupakan kecepatan dari gelombang S. Dari persamaan 3 diatas, kita dapat mengetahui jarak dari stasiun ke pusat gempa bumi.

### c. Episenter

Episenter merupakan titik di permukaan bumi yang merupakan reflektifitas tegak lurus dari hiposenter. Lokasi episenter dibuat dalam koordinat kartesian

bola bumi atau sistem koordinat geografis dan dinyatakan dalam derajat lintang dan bujur.

#### d. Magnitudo

Ukuran dari kekuatan gempa disebut magnitudo, yaitu parameter gempa yang mengukur besarnya energi gempa yang dilepaskan dari sumbernya. Jadi pengukuran magnitudo yang dilakukan di tempat yang berbeda harus menghasilkan harga yang sama walaupun gempa yang dirasakan di tempat-tempat tersebut tentu berbeda. Satuan yang dipakai adalah Skala Richter.

#### **H. (*Modified Joint Hypocenter Determination*) MJHD**

Metode (*Modified Joint Hypocenter Determination*) MJHD yang dikembangkan oleh Hurokawa dan Imoto (1992) merupakan pengembangan dari metode *Joint Hypocenter Determination* (JHD) yang sebelumnya dikembangkan oleh Douglas (1967). Prinsip JHD dan MJHD adalah secara simultan menginversikan waktu tempuh dari sekelompok data gempabumi untuk mendapatkan lokasi hiposenter yang lebih baik dibandingkan dengan metode *single event determination* (SED). Pada kedua metode ini dimasukkan faktor koreksi stasiun yang bertujuan untuk mengurangi kesalahan akibat adanya variasi kecepatan secara lateral (Hurokawa dan Imoto, 1992).

Pada metode SED standar, umumnya digunakan model kecepatan 1-D yang harus ditentukan sebelumnya. Pemilihan model kecepatan 1-D ini umumnya didasarkan pada model kecepatan yang diperoleh dari hasil pemodelan sebelumnya atau jika

tidak tersedia biasanya merujuk pada model global. Alternatif pemilihan model cara kedua yang lebih sering digunakan dalam metode SED standar.

Metode ini dikembangkan oleh Geiger (1910) yang merupakan iterasi numerik dengan optimasi Gauss-Newton. Metode SED merupakan suatu metode pengolahan data gempa mikro yang digunakan untuk menentukan hiposenter. Hiposenter merupakan lokasi fisik berdasarkan koordinat lintang, bujur dan kedalaman tempat terjadinya gempa. Metode SED melakukan iterasi minimum dengan teori *Geiger Adaptive Damping* (GAD).

Berdasarkan propagasi gelombang dibedakan menjadi dua jenis yaitu gelombang P dan gelombang S. Gelombang P memiliki waktu tempuh yang lebih singkat dibandingkan dengan gelombang S sehingga memiliki residual waktu kedatangan kedua gelombang. Langkah pertama adalah menebak hiposenter dan *origin time* ( $x_0, y_0, z_0, t_0$ ). Dalam kasus *event* dekat atau dalam jaringan stasiun, ini dapat diselesaikan menggunakan lokasi dekat stasiun dengan waktu tiba pertama dan menggunakan waktu tiba tersebut sebagai  $t_0$ . Diasumsikan bahwa hiposenter sebenarnya cukup dekat dengan nilai tebakan sehingga waktu tempuh residual itu di hiposenter percobaan adalah fungsi linier dari koreksi yang kita punya 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. Waktu residual  $r_{ij}$  untuk stasiun  $i$

adalah selisih antara waktu tiba observasi dan waktu tiba kalkulasi yang secara matematis dirumuskan sebagai berikut:

$$r_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^{cal} \quad (4)$$

Pendekatan yang paling umum untuk menggunakan solusi *least squares* untuk menemukan jumlah residual kuadrat minimum e dari n observasi:

$$e = \sum_{i=1}^n (r_i)^2 \quad (4)$$

Lokasi hiposenter akan menjadi titik yang paling sesuai antara waktu kalkulasi dan observasi dengan cara e terkecil. Residual *root mean squared* (RMS) digambarkan sebagai  $\sqrt{\frac{e}{n}}$ . RMS diberikan dalam hampir semua program lokasi dan umumnya digunakan sebagai panduan untuk akurasi lokasi.

Selanjutnya residual dapat dituliskan:

$$r_i = (t_i - t_0) - T_i \quad (5)$$

$$r_i = \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_i} \Delta x + \frac{\partial T_{ij}}{\partial y_i} \Delta y + \frac{\partial T_{ij}}{\partial z_i} \Delta z + \Delta t \quad (6)$$

Dengan,

$T_{ij}$  = waktu tempuh kalkulasi di stasiun i

$$T_{ij} = \frac{\sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z-z_i)^2}}{v} \quad (7)$$

Persamaan yang sama juga digunakan untuk y dan z.

Dalam bentuk matriks kita dapat menuliskan:

$$J \Delta m = \Delta d \quad (8)$$

$$[J^T] [J] \Delta m = [J^T] \Delta d \quad (9)$$

$$[J^T J]^{-1} J^T \Delta m = [J^T J]^{-1} J^T \Delta d \quad (10)$$

$$[\Delta m] = [J^T J]^{-1} J^T \Delta d \quad (11)$$

Dengan elemen penyusun matriks sebagai berikut:

$$J = \begin{bmatrix} \frac{\partial T_{ij}}{\partial x} & \frac{\partial T_{ij}}{\partial y} & \frac{\partial T_{ij}}{\partial z} & \frac{\partial T_{ij}}{\partial t} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial T_{ijn}}{\partial x} & \frac{\partial T_{ijn}}{\partial y} & \frac{\partial T_{ijn}}{\partial z} & \frac{\partial T_{ijn}}{\partial t} \end{bmatrix} \quad (12)$$

$$\Delta m = \begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t \end{bmatrix} \quad (13)$$

$$\Delta d = \begin{bmatrix} r_1 \\ \dots \\ \dots \\ r_n \end{bmatrix} \quad (14)$$

Matriks J berupa matriks kernel (jacobian), berisi derivative parsial residual waktu tempuh tiap stasiun terhadap parameter hiposenter berukuran  $n \times 4$ , dengan  $n$  adalah jumlah stasiun pengamat dan 4 adalah representasi jumlah parameter hiposenter yang dicari. Matriks  $\Delta m$  adalah model yang diinginkan dan  $\Delta d$  merupakan matriks residual berisikan parameter residual waktu tiba yang diperoleh dari data. Sehingga didapatkan perkiraan koordinat setelah dikoreksi, diberikan oleh persamaan:

$$\begin{aligned} X_0 + \Delta x &= x \\ Y_0 + \Delta y &= y \\ Z_0 + \Delta z &= z \\ t_0 + \Delta t &= t \end{aligned} \quad (15)$$

Dengan,

$x_0, y_0, z_0, t_0$  : lokasi dan *origin time* dugaan

$\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t$  : selisih hiposenter dugaan hasil kalkulasi

$x, y, z, t$  : lokasi dan *origin time* hasil kalkulasi

Selanjutnya Metode Geiger ini dikembangkan menjadi persamaan untuk metode JHD yang dikembangkan oleh Douglas (1967) dan Fredman (1967) diberikan penambahan besaran koreksi stasiun untuk mereduksi kesalahan akibat variasi kecepatan lateral yang tidak diperhitungkan dalam model kecepatan 1D (Pujol, 2000).

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

$$r_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^{cal} + s_i \quad (16)$$

$T^{obs}$  adalah waktu tempuh gelombang seismik dari pusat gempa bumi ke stasiun yang diperoleh dari selisih waktu tiba gelombang gempa bumi dengan waktu kejadian (*origin time*),  $T^{cal}$  adalah waktu tempuh kalkulasi dan  $s_i$  adalah koreksi stasiun. Dengan menggunakan deret Taylor, persamaan (16) dapat diuraikan menjadi :

$$dr_i = \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_j} dx_j + \frac{\partial T_{ij}}{\partial y_j} dy_j + \frac{\partial T_{ij}}{\partial z_j} dz_j + dT_{o_j} + dS_i \quad (17)$$

dimana  $dx_j$ ,  $dy_j$ ,  $dz_j$  adalah koreksi untuk perkiraan awal hiposenter dan  $dT_{o_j}$  adalah *origin time* untuk gempa ke- $j$ , sementara  $dS_i$  adalah koreksi untuk stasiun ke- $i$ . Koefisien  $\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_j}$ ,  $\frac{\partial T_{ij}}{\partial y_j}$ ,  $\frac{\partial T_{ij}}{\partial z_j}$  dihitung berdasarkan model kecepatan yang digunakan.

Jika persamaan (17) disusun menjadi sebuah matriks untuk semua stasiun maka persamaan matriksnya adalah sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix} A_1 & 0 & \dots & 0 & 1 \\ 0 & A_2 & \dots & 0 & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & A_M & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} dx_1 \\ dx_2 \\ \vdots \\ dx_m \\ ds \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \vdots \\ r_m \end{bmatrix} \quad (18)$$

$$r_j = A_j dx_j + ds$$

$r_j$  berisi residual waktu tempuh tiap gempa,  $A_j$  adalah matriks yang berisi *partial derivative* dari residual waktu tempuh terhadap parameter hiposenter,  $dx_j$  berisi vektor perturbasi atau perubahan parameter hiposenter terhadap parameter dugaan (awal), dan  $ds$  adalah koreksi stasiun.

Nilai  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$ ,  $dT_o$ , dan  $dS$  merupakan perturbasi parameter-parameter model yang ingin ditentukan, dalam hal ini dihimpun dalam suatu 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 :

$$f(m) = \sum(O - C)^2 \rightarrow \text{minimum} \quad (19)$$

Dalam metoda LSQ dibutuhkan model inisial sebagai perkiraan awal, dalam hal ini digunakan hasil dari metoda SED.  $O$  merupakan waktu observasi dan  $C$  merupakan waktu hasil dari kalkulasi. Setelah diperoleh nilai  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$ , dan  $dT_o$ , nilai model inisial diperbarui menjadi parameter model yang baru :  $x_1 = x_0 + dx$ ,  $y_1 = y_0 + dy$ ,  $z_1 = z_0 + dz$ , dan  $t_1 = t_0 + dT_o$ . Penyelesaian ini dilakukan secara iteratif dengan mengasumsikan model baru yang diperoleh sebagai model inisial. Proses iteratif ini dilakukan hingga perubahan yang diperoleh sudah tidak signifikan lagi atau dibatasi oleh jumlah iterasi maksimum.

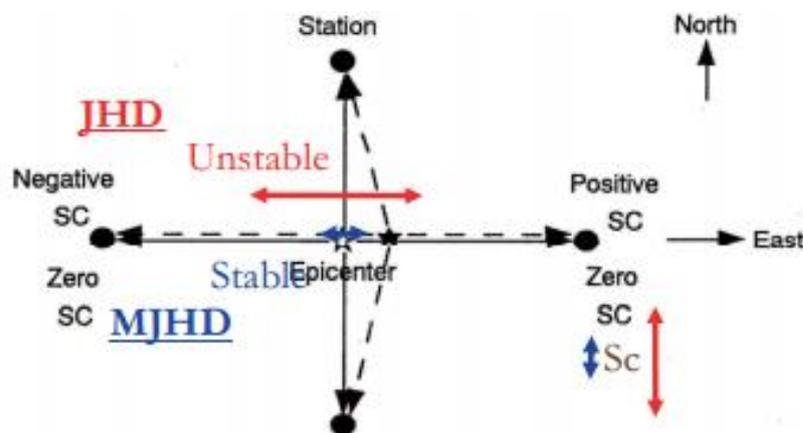
Metode JHD ini digunakan untuk memperbaiki lokasi gempabumi dengan memperhitungkan adanya kesalahan dari model bumi yang digunakan sebelumnya. Sehingga metode ini mampu merelokasi suatu kumpulan gempabumi secara simultan menggunakan koreksi stasiun. Koreksi ini dihitung untuk setiap stasiun pengamat yang merekam kumpulan kejadian gempa, sehingga inversi JHD bisa menghasilkan lokasi hiposenter yang relatif lebih baik.

Namun, apabila gelombang gempabumi melewati medium yang sangat heterogen dan sebaran stasiunnya kurang baik, maka solusi JHD menjadi tidak stabil dan kurang dapat diandalkan. Hal ini disebabkan adanya *trade – off (loosing quality)* antara nilai koreksi stasiun dengan kedalaman fokus gempabumi (Hurukawa, dkk., 2008). Dengan memodifikasi metode JHD, Hurukawa dan Imoto (1992) mengembangkan metode *Modified Joint Hypocenter Determination (MJHD)* dengan menambahkan beberapa *constrain* sebagai berikut:

$$\begin{aligned}
 \sum_{i=1}^n S_i D_i &= 0 \\
 \sum_{i=1}^n S_i &= 0 \\
 \sum_{i=1}^n S_i \cos \theta_i &= 0 \\
 \sum_{i=1}^n S_i \sin \theta_i &= 0
 \end{aligned}
 \tag{20}$$

Dimana  $S_i$  adalah koreksi stasiun pada stasiun ke  $- i$ ,  $D_i$  adalah jarak antara stasiun ke  $- i$  dengan pusat *cluster*,  $\theta_i$  adalah azimuth dari stasiun ke  $- i$  terhadap pusat *cluster*, dan  $n$  adalah nomor stasiun. Pemberian *constrain* ini berdampak pada nilai

koreksi stasiun yang tidak bergantung pada jarak dan azimuth dari pusat *cluster* ke stasiun yang ilustrasinya dapat dilihat pada **Gambar 16**.



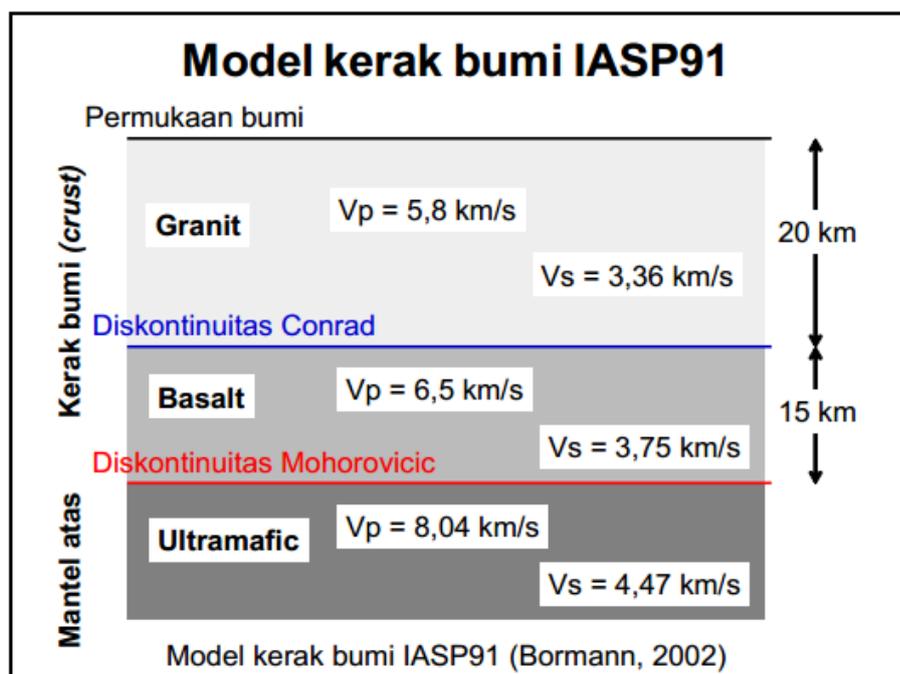
**Gambar 16.** Ilustrasi relokasi menggunakan MJHD (Hurukawa dan Imoto, 1992)

Meskipun metode ini mengakibatkan perubahan pada lokasi absolut gempa bumi, namun solusi dari MJHD ini menjadi lebih stabil yang dapat kita lihat pada Gambar 16 di atas. Apabila gempa bumi yang terjadi dalam, maka solusi menggunakan metode MJHD akan lebih stabil dibandingkan dengan menggunakan metode JHD. Keunggulan metode MJHD ini adalah tidak diharuskannya memilih *master event*, dimana sangat efektif pada saat terjadi kasus gempa bumi yang tidak diamati dengan jelas di semua stasiun (Hurukawa, dkk., 2008)

MJHD merupakan metode untuk merelokasi posisi pusat gempa bumi (lintang, bujur, kedalaman, dan *origin time*). Perubahan yang signifikan pada umumnya terjadi pada parameter kedalaman hiposenter. Relokasi pusat gempa menggunakan metode MJHD mempunyai kelebihan yaitu karena adanya penambahan koreksi stasiun, sehingga meskipun model kecepatan yang digunakan sama seperti yang digunakan untuk mendapatkan hiposenter awal, namun hasilnya akan berbeda dan menjadi lebih akurat. Demikian pula dengan adanya penambahan faktor azimuth

dan jarak relatif stasiun membuat metode ini bisa mengadaptasi variasi kecepatan lateral yang cukup heterogen serta distribusi stasiun yang umumnya tidak merata (Aswad, dkk., 2012).

Dalam metode MJHD ini menggunakan model kecepatan global IASP91 yang merupakan model kecepatan bumi satu dimensi yang dihasilkan oleh *International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior* (IASPEI) yang merupakan hasil pemodelan dengan menggunakan ribuan data gelombang P dan S yang direkam oleh ribuan seismometer di seluruh dunia. Model IASP91 ini hanya berisikan parameter kecepatan gelombang P dan S. Pada kecepatan IASP91 ini memerhitungkan dua lapisan diskontinuitas pada lapisan kerak bumi kedalaman 20 sampai 365 km, lapisan diskontinuitas dimantle bumi pada kedalaman 410 sampai 660 km. Berikut merupakan model kecepatan IASP91 yang digunakan terdapat pada **Gambar 17**.



**Gambar 17.** Model kecepatan IASP91 (Putri, 2012)

Kelebihan dalam relokasi menggunakan metode MJHD ini adalah adanya penambahan koreksi stasiun pada proses penentuan ulang hiposenter gempa bumi. Selain itu juga dengan menggunakan kecepatan IASP91 akan menghasilkan hiposenter yang lebih akurat karena asumsi dari kecepatan yang digunakan berupa kecepatan bumi global yang mengasumsikan struktur bumi yang heterogen.

### **I. Menentukan Kelengkungan dan Sudut Penunjaman**

Kelengkungan penunjaman ditentukan dengan menggunakan metode regresi. Regresi merupakan hubungan antara dua variabel atau lebih yang dinyatakan dalam bentuk fungsi. Regresi yang digunakan pada penulisan ini yaitu regresi polinomial yang merupakan sebuah variabel bebas dengan pangkat terurut. Orde yang digunakan yaitu orde tiga yang mempunyai korelasi terbaik dari data hiposenter gempa yang digunakan. Berikut bentuk umum dari persamaan orde tiga:

$$y = ax^3 + bx^2 + cx + d \quad (21)$$

Dimana

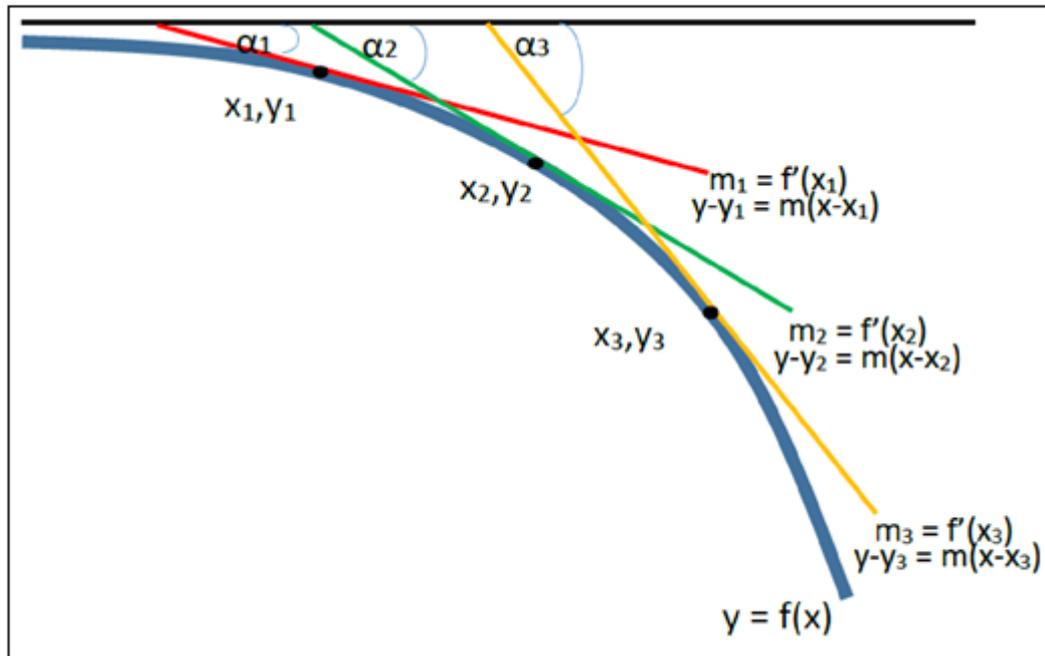
Y = fungsi kedalaman (km)

X = jarak pusat gempa dari penunjaman terdangkal (km)

a,b,c,d = konstanta

Besar sudut penunjaman dihitung dengan menggunakan garis singgung kurva pada salah satu titik di sepanjang kurva. Titik tersebut merupakan titik awal terjadinya perubahan sudut yang signifikan. Setelah menentukan garis singgung kurva, maka sudut penunjaman dapat ditentukan. Ilustrasi penentuan sudut dapat dilihat pada

**Gambar 18** berikut ini:



**Gambar 18.** Ilustrasi garis singgung kurva (Listyaningrum, 2015)

Hubungan dari garis singgung kurva tersebut dapat dinyatakan dalam persamaan:

$$y = f(x) \quad (22)$$

Kemiringan garis singgung atau gradien dapat dinyatakan dengan turunan pertama dari kurva  $y=f(x)$

$$m = f'(x) \quad (23)$$

Kemudian untuk menentukan persamaan garis singgung dapat dinyatakan dengan:

$$y - y_1 = m(x - x_1) \quad (24)$$

Besar sudut ( $\alpha$ ) didapatkan dengan menentukan terlebih dahulu titik  $x_1'$  pada garis singgung saat  $y=0$ .

$$\alpha = \arctan\left(\frac{y_1}{x_1'}\right) \quad (25)$$

## IV. METODE PENELITIAN

### A. Lokasi dan Tempat Penelitian

Tugas Akhir dilakukan di “Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika” dengan waktu pelaksanaan selama 2 bulan. Tema dari Tugas Akhir ini adalah “Relokasi Hiposenter Gempabumi Menggunakan Metode MJHD (*Modified Joint Hypocenter Determination*) Untuk Analisis Zona Subduksi Sumatera Bagian Selatan”.

### B. Data Penelitian dan Perangkat Lunak

Data dan perangkat lunak yang digunakan dalam penelitian ini adalah:

1. Data *arrival time* gelombang P dan gelombang S periode waktu Januari 2010 s.d Desember 2016 untuk wilayah Sumatera bagian Selatan dengan batasan wilayah  $-3.5^{\circ}$  s.d  $-9^{\circ}$  LS dan  $99^{\circ}$  s.d  $106.5^{\circ}$  BT yang diperoleh dari katalog BMKG (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika)
2. *Software Cygwin* untuk melakukan relokasi data gempabumi dengan menggunakan metode MJHD
3. *Software GMT* untuk melakukan *plotting* peta sebelum relokasi maupun hasil dari relokasi
4. *Software Excel* untuk menentukan pola dan sudut zona subduksi daerah penelitian

### C. Pengolahan Data

Dalam penelitian ini, dilakukan beberapa tahap pengolahan data sebagai berikut:

1. Mengubah data gempabumi dari katalog BMKG dengan format \*.txt yang telah diubah terlebih dahulu menjadi format \*.data kedalam format MJHD agar bisa dilakukan relokasi. Data awal yang didapat dari katalog BMKG berupa data dalam format *arrival time* gelombang P dan S yang dapat dilihat pada **Gambar 19**.

```

Meteorological Climatological and Geophysical Agency, BMKG
Earthquake Database
-----
File Created: Tue Feb 14 2017 13:06:19 WIB
Earthquake Events = 2374 Events
Date Range: 2010-01-01 - 2016-12-31
Latitude: 3.5S - 9S
Longitude: 106.5E - 99E
Magnitude Range: 1 - 9.5 SR
Depth Range: 1 - 1000 Km

EventID: hmg2010akrq
Date      Time      Latitude Longitude Depth  Mag TypeMag smaj      smin  az  rms      cPhase Region
2010-01-06 20:21:19 -4.91    100.64 15  4.6 M      8.61      2.38  223 0.659  18      Southwest of Sumatra, Indonesia

Net Sta Phase Date      Time      dis Az  Res Amp  Per Qual  mb  ML  mB
IA MNAI P 2010-01-06 20:21:57.9 2.4 77 -0.3 0 0 i
IA LHSI P 2010-01-06 20:22:08.3 3.1 70 0.6 0 0 i
IA LWLI P 2010-01-06 20:22:13.1 3.4 92 0.7 0 0 i
IA MDSI P 2010-01-06 20:22:14.7 3.6 83 0.4 0 0 i
IA FDSI P 2010-01-06 20:22:19.0 4 357 -1.1 0 0 i
IA KASI P 2010-01-06 20:22:19.3 3.9 99 0.3 0 0 i
IA KLI P 2010-01-06 20:22:22.5 4.2 89 -1 0 0 i
IA KLSI P 2010-01-06 20:22:22.5 4.1 87 0.9 0 0 i
IA FPI P 2010-01-06 20:22:26.2 4.4 357 -0.2 0 0 i
IA CGJI P 2010-01-06 20:22:38.0 5.3 109 -0.4 63.7 0.9 i
IA MWSI P 2010-01-06 20:22:43.6 5.9 349 -1 52.4 0.7 i
IA DBJI P 2010-01-06 20:22:52.2 6.3 105 0.3 48.8 1 1
IA CBJI P 2010-01-06 20:22:54.6 6.5 106 -0.3 127.7 0.9 i
IA GSI P 2010-01-06 20:23:01.2 6.9 334 1.2 60.5 0.7 i
IA CISI P 2010-01-06 20:23:09.5 7.6 111 -0.3 77.5 0.5 i
IA CMJI P 2010-01-06 20:23:10.5 8.3 111 -0.4 69.9 0.5 i
IA KPJI P 2010-01-06 20:23:23.0 8.6 107 -0.3 27.8 0.6 i
IA TSI P 2010-01-06 20:23:24.2 8.6 346 0.7 48.6 0.5 i

```

**Gambar 19.** Data dari katalog BMKG

Data tersebut kemudian diubah kedalam format MJHD yang dapat dilihat pada

**Gambar 20.**

```

1 2010 1 62021 19.0000 -4.9100 100.6400 15.0000 4.6000 18
MNAI 57.90 -0.3 2.40 77.0
LHSI 68.30 0.6 3.10 70.0
LWLI 73.10 0.7 3.40 92.0
MDSI 74.70 0.4 3.60 83.0
FDSI 79.00 -1.1 4.00 357.0
KASI 79.30 0.3 3.90 99.0
KLI 82.50 -1.0 4.20 89.0
KLSI 82.50 0.9 4.10 87.0
FPI 86.20 -0.2 4.40 357.0
CGJI 98.00 -0.4 5.30 109.0
MWSI 103.60 -1.0 5.90 349.0
DBJI 112.20 0.3 6.30 105.0
CBJI 114.60 -0.3 6.50 106.0
GSI 121.20 1.2 6.90 334.0
CISI 129.50 -0.3 7.60 111.0
CMJI 138.50 -0.4 8.30 111.0
KPJI 143.00 -0.3 8.60 107.0
TSI 144.20 0.7 8.60 346.0

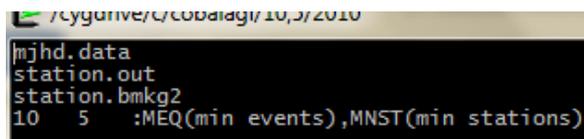
2 2010 1 8 244 5.0000 -6.5100 104.4800 16.0000 4.1000 12
KASI 22.60 -0.4 1.00 1.0
CGJI 26.70 0.2 1.20 95.0
LWLI 31.60 -0.1 1.50 344.0
KLI 34.50 0.3 1.70 13.0
KLSI 36.00 -0.1 1.80 8.0
SBJI 36.50 2.5 1.70 77.0
MDSI 38.70 -0.6 2.00 351.0
CGJIs 41.40 -1.6 1.20 95.0
DBJI 42.00 -0.3 2.30 91.0
CBJI 45.50 0.6 2.40 95.0
LHSI 50.10 -0.1 2.80 340.0
CISI 58.50 -0.4 3.50 108.0

```

**Gambar 20.** Data dalam format MJHD

Pada format data MJHD ini, parameter yang diambil adalah *origin time*, lintang, bujur, kedalaman, magnitudo dan jumlah fase dari setiap *event* gempa bumi yang terjadi, serta keterangan tentang stasiun pencatat.

- Menentukan nilai *Minimum Number of Earthquake* (MEQ) dan *Minimum Number of Station* (MNST) yang ditunjukkan dengan **Gambar 21**.



```

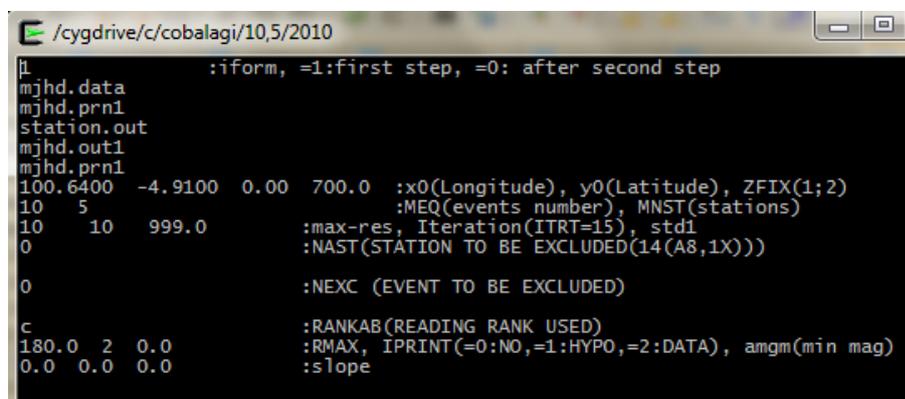
/cygdrive/c/cobalagi/10,5/2010
mjhd.data
station.out
station.bmkg2
10 5 :MEQ(min events),MNST(min stations)

```

**Gambar 21.** Tampilan input program *station*

Nilai MEQ dan MNST digunakan sebagai input pada program *station* dengan bahasa fortran yang merupakan input parameter dalam program MJHD. Nilai MEQ yang digunakan pada penelitian ini yaitu 10 dan MNST yang digunakan yaitu 5. MEQ merupakan jumlah minimal gempa bumi yang dicatat oleh satu stasiun, sedangkan MNST merupakan jumlah minimal stasiun yang dipakai untuk satu gempa bumi.

- Melakukan inversi menggunakan MJHD dengan melakukan beberapa iterasi untuk mendapatkan hasil hiposenter yang lebih akurat. Berikut merupakan tampilan dari iterasi yang digunakan pada *software Cygwin* yang ditunjukkan pada **Gambar 22**.



```

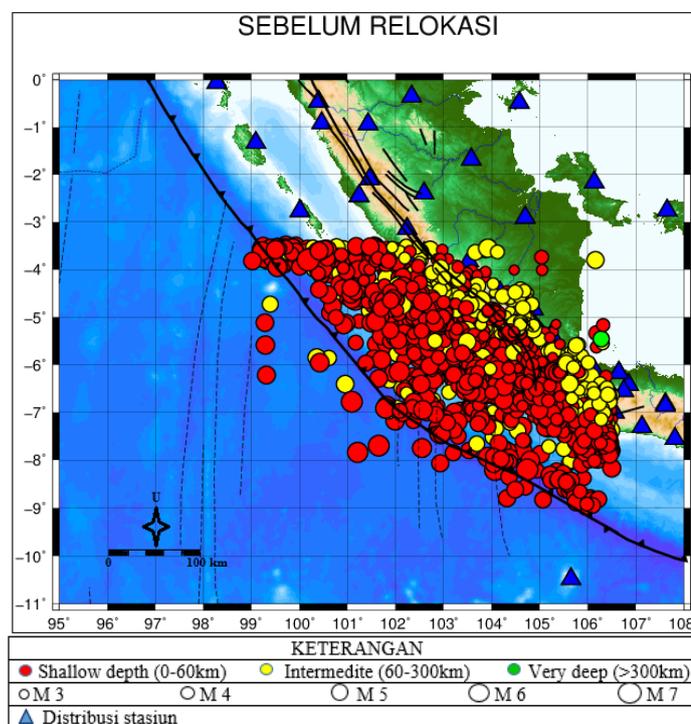
/cygdrive/c/cobalagi/10,5/2010
:iform, =1:first step, =0: after second step
mjhd.data
mjhd.prn1
station.out
mjhd.out1
mjhd.prn1
100.6400 -4.9100 0.00 700.0 :x0(Longitude), y0(Latitude), ZFIX(1;2)
10 5 :MEQ(events number), MNST(stations)
10 10 999.0 :max-res, Iteration(ITRT=15), std1
0 :NAST(STATION TO BE EXCLUDED(14(A8,1X)))
0 :NEXC (EVENT TO BE EXCLUDED)
C :RANKAB(READING RANK USED)
180.0 2 0.0 :RMAX, IPRINT(=0:NO,=1:HYP0,=2:DATA), amgm(min mag)
0.0 0.0 0.0 :slope

```

**Gambar 22.** Tampilan parameter iterasi yang digunakan

Parameter dari inputan iterasi tersebut berupa *iform* atau tipe data input, nama *file* masukan, nama *file* keluaran, *longitude* dan *latitude* kedalaman fix (ZFIX) yaitu batas kedalaman gempabumi dalam km, residu maksimum *travel time* (RESS), jumlah iterasi maksimum (ITRT), standar deviasi (STD1), jumlah stasiun yang tidak digunakan (NAST), jumlah gempabumi pada data yang tidak digunakan (NEXC), akurasi pembacaan (RANKAB), RMAX yaitu batasan derajat dimana jika sebuah stasiun ada dalam batasan RMAX dari pusat area maka stasiun tersebut akan dilibatkan dalam perhitungan, pilihan mengenai hasil yang akan dicetak, magnitude minimum (AMGM), dan nilai SLOPE.

4. Melakukan *plotting* dengan GMT untuk mengetahui sebaran hiposenter sebelum dan sesudah direlokasi. Berikut merupakan sebaran *event* gempabumi yang digunakan dalam penelitian ini yang ditunjukkan pada **Gambar 23**.

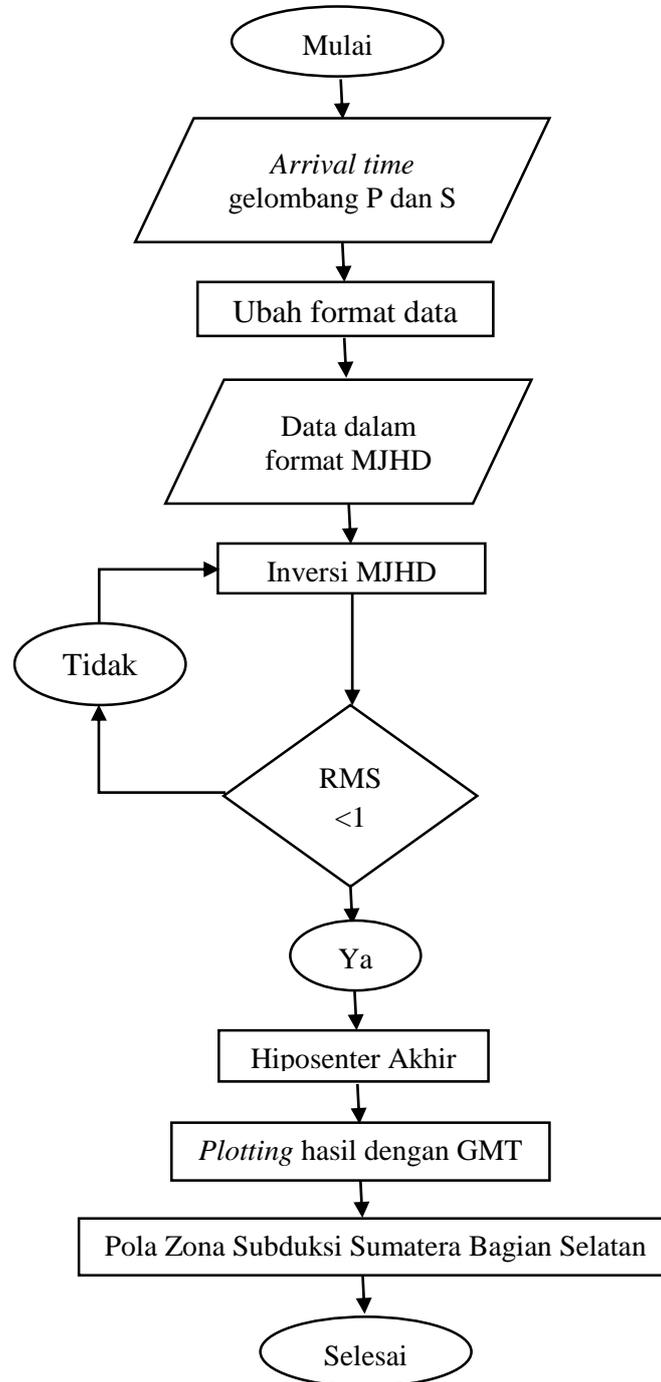


**Gambar 23.** Contoh *plotting* gempabumi dengan GMT

5. Menentukan zona subduksi Sumatera bagian Selatan dan mengetahui sudut penunjamannya dengan menggunakan *Ms. Excel*.

#### D. Diagram Alir

Diagram alir yang digunakan dalam penelitian ini terdapat pada **Gambar 24**.



**Gambar 24.** Diagram alir

### E. *Time Schedule*

*Time Schedule* dari penyusunan skripsi ini tertera pada **Tabel 3**.

**Tabel 3.** *Time schedule* penyusunan skripsi

Kegiatan	Jadwal kegiatan				
	Februari	Maret	April	Mei	Juni
Studi literatur					
Pemilihan data					
Pemilihan <i>software</i>					
Pengolahan data					
Penyusunan laporan					
Seminar proposal					
Seminar hasil					
Uji komprehensif					

## **BAB VI. KESIMPULAN**

### **A. Kesimpulan**

Dari hasil penelitian mengenai relokasi hiposenter gempabumi didapatkan beberapa kesimpulan antara lain:

1. Relokasi hiposenter gempabumi menggunakan metode MJHD ini menunjukkan peningkatan kualitas yang lebih baik dilihat dari nilai RMS yang kurang dari 1 yaitu antara 0.2 s.d 0.5.
2. Relokasi menggunakan MJHD menghasilkan distribusi hiposenter yang lebih dominan mengikuti pola penunjaman dengan distribusi gempa yang semakin dalam kearah timur.
3. Pola penunjaman yang dihasilkan menunjukkan sudut zona subduksi Bengkulu sebesar  $26.78^\circ$ , Lampung sebesar  $30.22^\circ$  dan Selat Sunda sebesar  $52.53^\circ$ .
4. Zona Seismik Ganda ditemukan sejajar dengan pola penunjaman didaerah Lampung dengan jarak 50 km dengan kedalaman antara 50 – 150 km.
5. Kedalaman slab daerah Bengkulu berkisar 250 km sedangkan kedalaman slab daerah Lampung dan Selat Sunda berkisar 400 km.

**B. Saran**

Saran yang dapat diberikan yaitu perlunya penelitian lanjutan dengan menggunakan metode lain seperti metode *Hypo DD* untuk memperkuat hasil dari penelitian ini.

## DAFTAR PUSTAKA

- Ardiansyah, S., 2012, *Eartquake Potential Energy in the Musi Segment, Kepahiang-Bengkulu Area*, Stasiun Geofisika Kepahiang.
- Aswad, S., Ahmad, D., dan Budiati, M.R., 2012, *Relokasi Gempa di Sepanjang Sesar Palu Koro Menggunakan Metode Modified Joint Hyipocenter Deterministik dan Double Difference*. Prodi Geofisika, Jurusan Geofisika, Fakultas MIPA Universitas Hasanuddin.
- Awaludin, A., 2011, Penentuan Waktu Berakhirnya Gempa Susulan Untuk Gempabumi Biak 16 Juni 2010, *Skripsi*, Program Studi Fisika, Fakultas Sains dan Teknologi, Universitas Islam Negeri Syarif Hidayatullah Jakarta.
- BMKG Kotabumi, 2016, Peran dan Kapasitas BMKG Kotabumi Dalam Mendukung Sistem Peringatan Dini, *Presentation*.
- Douglas, A., 1967, Joint Epicenter Determination, *Nature*, 215 : 47 – 48.
- Fauzi, A., 2015, Relokasi Hiposenter Gempabumi Daerah Jawa dan Sekitarnya Tahun 2009-2014 Menggunakan Metode MJHD, *Skripsi*, ITB.
- Fredman, H.W., 1967, A Statistical Discussion of P Residual From Explosion, Part II, *Bulletin of The Seismological Soecity of America*, 57 : 545-546.
- Hasegawa, A., Umino, N., dan Takagi, A., 1978. Double-Planed Structure of th Dee Seismic Zone in the Notheastern Japan Arc. *Tectonophysics*.
- Hidayati, S., Sumaryono, dan Eka, S., 2010, Tsunami Mentawai 25 Oktober 2010, *Bulletin Vulkanologi dan Bencana Geologi*, Vol 5 No 3 : 1-11.
- Hurukawa, N., dan Imoto, M., 1992, Subducting Oceanic Crust of the Philippine Sea and Pacific Plates and Weak-Zone-Normal Compression in Kanto District, Japan, *Geophys. J. Int.*, 109: 639652.
- Hurukawa, N., Popa, M., dan Radulian, M. 2008. Relocation of Large IntermediateDepth Earthquakes in The Vrancea Region, Romania, Since 1934 and a Seismic Gap. *Earth, Planets and Space*. 60(6):565-572.

- Irsyam, M., Sengara, W., Aldiamar, F., Widianoro, S., Triyoso, W., Hilman, D., Kertapati, E., Meilano, I., Suhardjono, Asrusifak, dan Ridwan, M., 2010, *Ringkasan Hasil Studi Tim Revisi Peta Gempabumi Indonesia 2010*, Kementerian Pekerjaan Umum.
- Kaluku, A., 2015, Relokasi Gempabumi di Wilayah Selat Sunda Menggunakan Metode Double Different (hypo DD), *Skripsi*, Geofisika, STMKG, Tangerang Selatan.
- Listyaningrum, Z., 2015, Studi Hubungan Antara Sudut Penunjaman Lempeng Indo-Australia - Eurasia Terhadap Tataan Tektonik Overriding Plate, *Skripsi*, Geofisika, STMKG, Tangerang Selatan.
- Madlazim, 2013, Kajian Awal Tentang b Value Gempabumi di Sumatera Tahun 1964-2013, *Jurnal Penelitian Fisika dan Aplikasinya (JPFA)*.
- Malik, 2009, Analisa Pola Subduksi Daerah Bengkulu dengan Metode Segmen Irisan Vertikal, *Skripsi*, Akademi Meteorologi dan Geofisika.
- Mangga, S.A., Amirudin, T., Suwarti, S., Gafoer dan Sidarto, 1993, *Peta Geologi Tanjungkarang, Sumatera*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Maung, P.M., 2009, *Relocation of Earthquakes in Myanmar by MJHD Method: Aftershocks of Large Earthquakes and Seismicity Along the Sagaing Fault*, IISEE, Tsukuba, Ibaraki, Japan.
- Munadi, S., 2002, *Pengolahan Data Seismik Prinsip Dasar dan Metodologi*, Program Studi Geofisika, Jurusan Fisika, Universitas Indonesia: Depok.
- Mustafa, B., 2010, Analisis Gempa Nias dan Gempa Sumatera Barat dan Kesamaannya yang Tidak Menimbulkan Tsunami, *Jurnal Ilmu Fisika (JIF)*, Vol 2 No 1.
- Pesicek, J.D., Thurber, C.H., Zhang, H., Engdahl, .R., dan Widiyantoro, S. Teleseismic Doubl-Different Rlocation Arthuakes Along the Sumatera-Andan Subduction Zone Using 3D Model. *Journal Geophysical Research*. Vol 115.
- Pujol, J., 2000, Joint Event Location – The JHD Technique and Applications to Data From Local Seismic Networks, *Advances in Seismic Location*, 163-204.
- Putri, Y.T., 2012, Relokasi Gempabumi Utama Dan Gempabumi Susulan Menggunakan Metode MJHD (Studi Kasus Gempabumi Mentawai 25 Oktober 2010), *Skripsi*, Depok: Universitas Indonesia.
- Santoso, D., 2004, *Volkanologi*. Bandung: Institut Teknologi Bandung Press.

- Santoso dan Soehaemi, A., 2010, Analisis Bahaya Gempabumumi Lengan Utara Sulawesi, *Pusat Survei Geologi*, Vol 20.
- Setyonegoro, W., Sunardi, B., Sulastri, Nugraha, J., dan Susilanto, P., 2012, Analisis Sumber Gempabumi pada Segmen Mentawai (Studi Kasus: Gempabumi 25 Oktober 2010), *Jurnal Meteorologi dan Geofisika (JMG)*, Vol 13 No 2.
- Sieh, 2000, Nanotectonics of the Sumatran fault, Indonesia, *Journal of geophysical research*, Vol 105
- Sieh, K., dan Natawidjaja, D.H., 2000, Neotectonics of th Sumateran Fault, Indonesia. *Journal of Gophysical Research*. Vol 105.
- Subardjo, dan Ibrahim, G., 2004, *Pengetahuan Seismologi*, Jakarta: Badan Meteorologi dan Geofisika.
- Sukanto, R., Ratman, N., dan Simandjuntak, T.O., 1996, *Peta Geologi Indonesia*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Supartoyo, Surono, dan Putranto, E.T., 2014, *Katalog Gempabumi Merusak di Indonesia Tahun 1612-2014*, Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi.