



**TUGAS AKHIR - SF 141501**

**ANALISIS PERSEBARAN SEISMISITAS WILAYAH SUMATERA  
SELATAN PERIODE 2010-2015 DENGAN MENGGUNAKAN  
METODE *DOUBLE DIFFERENCE***

**DEWI FAJRIYYATUL MAULIDAH  
NRP 1112 100 005**

**Dosen Pembimbing  
Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S. U**

**Jurusan Fisika  
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam  
Institut Teknologi Sepuluh Nopember  
Surabaya 2016**



**FINAL PROJECT - SF 141501**

**ANALYSIS DISTRIBUTION OF SEISMICITY IN AREA  
SOUTH SUMATRA ON PERIOD 2010-2015 BY USING  
DOUBLE DIFFERENCE**

**DEWI FAJRIYYATUL MAULIDAH  
NRP 1112 100 001**

**Advisor  
Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S. U**

**Department of Physics  
Faculty of Mathematics and Natural Sciences  
Institut Teknologi Sepuluh Nopember  
Surabaya 2016**

**Analisis Persebaran Seismisitas Wilayah Sumatera Selatan Periode 2010-2015 dengan Menggunakan Metode *Double Difference***

**TUGAS AKHIR**

Diajukan Untuk Memenuhi Salah Satu Syarat  
Memperoleh Gelar Sarjana Sains  
pada  
Bidang Fisika Bumi  
Program Studi S-1 Jurusan Fisika  
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam  
Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Oleh:

**DEWI FAJRIYYATUL MAULIDAH**

NRP 1112100005

Disetujui oleh Pembimbing Tugas Akhir

**Prof. Dr.rer.nat Bagus Jaya Santosa, S. U**

NIP. 19620802 198701 1001

()



# **ANALISIS PERSEBARAN SEISMISITAS WILAYAH SUMATERA SELATAN PERIODE 2010-2015 DENGAN MENGUNAKAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE***

**Nama** : Dewi Fajriyyatul Maulidah  
**NRP** : 1111100005  
**Jurusan** : Fisika, FMIPA-ITS  
**Pembimbing** : Prof. Dr .rer .nat Bagus Jaya Santosa, S.U

## **Abstrak**

*Sumatera Selatan merupakan salah satu pulau yang sering mengalami bencana gempa bumi. Pertemuan antara dua lempeng tektonik, yaitu lempeng tektonik Indo-Australia yang bergerak dari arah barat daya dan menunjam ke dalam lempeng Eurasia menyebabkan Pulau Sumatera mengalami pembelokan yang mengakibatkan terbentuknya patahan aktif di Sumatera. Zona patahan Sumatera ini mempunyai potensi tinggi sebagai penyebab terjadinya gempa. Sebagai upaya mitigasi bencana gempa bumi, diperlukan studi kegempaan untuk menentukan pusat gempa dengan presisi yang tinggi. Salah satu teknik yang digunakan untuk merelokasi gempa bumi adalah algoritma double difference. Wilayah yang direlokasi adalah Sumatera Selatan pada  $1^{\circ}$ - $4^{\circ}$  LS dan  $102^{\circ}$ - $106^{\circ}$  BT. Jumlah gempa bumi yang digunakan sebanyak 106 event. Stasiun pencatat yang digunakan sebanyak 9 stasiun. Hasil relokasi dapat memberikan informasi tentang koordinat episenter yang lebih akurat. Tidak hanya koordinat episenter yang telah terelokasi dengan baik tetapi juga nilai kedalaman hiposenter. Pergeseran hiposenter menyebar ke segala arah dan tidak memiliki kecenderungan ke arah tertentu, namun demikian perubahan hiposenter terbanyak ke arah timur laut. Relokasi menggunakan hypoDD menunjukkan adanya peningkatan kualitas relokasi apabila dilihat dari hasil residual.*

**Kata kunci:** *Double Difference, gempa bumi, zona patahan Sumatera*

# **ANALYSIS DISTRIBUTION OF SEISMICITY IN SOUTH SUMATRA ON PERIOD 2010-2015 BY USING DOUBLE DIFFERENCE METHOD**

**Name** : Dewi Fajriyyatul Maulidah  
**NRP** : 1111100005  
**Major** : Physics, FMIPA-ITS  
**Advisor** : Prof. Dr .rer .nat Bagus Jaya Santosa, S.U

## ***Abstract***

*South Sumatra is one of the island experienced frequent earthquakes. The meeting between two tectonic plates, the Indo-Australian tectonic plates that move from the southwest and subducting into the Eurasian plate causing Sumatra Island suffered deflection resulting in the active faults in Sumatra. Sumatra fault zone has a high potential to cause an earthquake. As the mitigation of earthquakes, seismic studies are necessary to determine the epicenter with high precision. One technique used for the relocation of the earthquake are double-difference algorithm. A region which relocated was in South Sumatra at  $1^{\circ}$ - $4^{\circ}$  S and  $102^{\circ}$  - $106^{\circ}$  E. The number of earthquakes that used as many as 106 events. Recording station being used as much as 9 station. The results can provide information about the relocation of the epicenter coordinates more accurately. Not only the coordinates of the epicenter of which was relocated well but also the value of the depth of the hypocenter. Friction hypocenter spread in all directions and do not have a tendency to a certain direction, but nevertheless most hypocenter changes to the northeast. Relocation use hypoDD showed improved quality of relocating when seen from the results of residual.*

***Keywords: Double Difference, earthquake, Sumatra Fault Zone***

## DAFTAR ISI

<b>HALAMAN JUDUL</b> .....	i
<b>COVER PAGE</b> .....	ii
<b>LEMBAR PENGESAHAN</b> .....	iii
<b>ABSTRAK</b> .....	iv
<b>ABSTRACT</b> .....	v
<b>KATA PENGANTAR</b> .....	vi
<b>DAFTAR ISI</b> .....	ix
<b>DAFTAR TABEL</b> .....	xi
<b>DAFTAR GAMBAR</b> .....	xii
<b>DAFTAR LAMPIRAN</b> .....	xiv
<b>BAB I PENDAHULUAN</b> .....	1
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Perumusan Masalah .....	2
1.3 Batasan Masalah .....	2
1.4 Tujuan Penelitian .....	3
1.5 Manfaat Penelitian .....	3
1.6 Sistematika Penulisan Laporan .....	3
<b>BAB II TINJAUAN PUSTAKA</b> .....	5
2.1 Kerangka Tektonik .....	5
2.2 Gempa Bumi .....	7
2.3 <i>Magnitude</i> dan Intensitas Gempa.....	9
2.4 Gelombang Seismik.....	11
2.4.1 Penjalaran Gelombang Seismik .....	11
2.4.2 Picking Gelombang P .....	15
2.5 Sesar.....	15
2.6 Metode <i>Double Difference</i> .....	18
2.7 Metode Penentuan Lokasi Hiposenter .....	21
2.7.1 Metode Inversi Linier .....	21
2.7.2 Inversi Non Linier dengan Pendekatan Linier .....	22
2.8 <i>Ray Tracing</i> .....	24
2.9 Persamaan Gelombang Seismik.....	26

<b>BAB III METODOLOGI</b> .....	29
3.1 Data Penelitian.....	29
3.2 Perangkat Lunak.....	29
3.3 Proses Pengolahan Data.....	30
3.3.1 Relokasi Hiposenter.....	31
3.3.2 Pembuatan Peta Persebaran Seismisitas.....	43
<b>BAB IV ANALISIS DATA DAN PEMBAHASAN</b> .....	45
4.1 Persebaran Gempa di Wilayah Sumatera Selatan.....	45
4.2 Relokasi dengan Metode <i>Double Difference</i> .....	47
4.2.1 Hasil Relokasi Episenter.....	50
4.2.2 Diagram Kompas dan Diagram Rose.....	52
4.2.3 Histogram RMS.....	53
4.3 Analisis Seismisitas Berdasarkan Hasil Relokasi.....	55
<b>BAB V KESIMPULAN</b> .....	61
5.1 Kesimpulan.....	61
5.2 Saran.....	61
<b>DAFTAR PUSTAKA</b> .....	63
<b>LAMPIRAN</b> .....	67
<b>BIOGRAFI PENULIS</b> .....	81

## DAFTAR TABEL

<b>Tabel 2.1</b> Skala Intensitas Modifikasi Mercalli.....	10
<b>Tabel 4.1</b> Model Kecepatan Bumi Sumatera Selatan.....	47
<b>Tabel 1</b> Stasiun pencatat yang digunakan pada penelitian .....	67
<b>Tabel 2</b> <i>Events</i> yang digunakan pada penelitian.....	67
<b>Tabel 3</b> Posisi episenter kedalaman sesudah dan sebelum relokasi .....	71
<b>Tabel 4</b> Nilai RMS setelah relokasi.....	79

## DAFTAR GAMBAR

<b>Gambar 2.1</b>	Pola struktur pada cekungan Sumatera Selatan .....	6
<b>Gambar 2.2</b>	Mekanisme proses terjadinya gempa bumi .....	8
<b>Gambar 2.3</b>	Gelombang P.....	12
<b>Gambar 2.4</b>	Gelombang S.....	13
<b>Gambar 2.5</b>	Gelombang <i>Love</i> .....	14
<b>Gambar 2.6</b>	Gelombang <i>Rayleigh</i> .....	14
<b>Gambar 2.7</b>	Picking gelombang P .....	54
<b>Gambar 2.8</b>	Struktur geologi sesar, a. Sesar turun ( <i>Normal fault</i> ), b. Sesar naik ( <i>Reverse fault</i> ), c. Sesar diagonal ( <i>Oblique</i> ) .....	17
<b>Gambar 2.9</b>	Parameter sesar .....	17
<b>Gambar 2.10</b>	Ilustrasi Metode <i>Double Difference</i> . .....	19
<b>Gambar 2.11</b>	Ilustrasi evolusi muka gelombang.....	25
<b>Gambar 2.12</b>	Ilustrasi skema perturbasi 3 titik .....	26
<b>Gambar 3.1</b>	Diagram penelitian tugas akhir .....	30
<b>Gambar 3.2</b>	Tampilan webdc.eu .....	31
<b>Gambar 3.3</b>	Tampilan webdc.eu untuk pemilihan data gempa..	32
<b>Gambar 3.4</b>	Perintah untuk konversi dari .openssl ke .seed .....	32
<b>Gambar 3.5</b>	Perintah untuk konversi dari .seed menjadi 3 .....	33
<b>Gambar 3.6</b>	Tampilan program SeisGram2K70 .....	34
<b>Gambar 3.7</b>	<i>Input</i> file stasiun.dat.....	35
<b>Gambar 3.8</b>	<i>Input</i> file phase.pha.....	35
<b>Gambar 3.9</b>	<i>Input</i> file ph2dt.inp.....	37
<b>Gambar 3.10</b>	Tampilan <i>output windows</i> dan <i>processing</i> ph2dt menggunakan RedHat Cgywin.....	38
<b>Gambar 3.11</b>	Tampilan file hypoDD.inp .....	40
<b>Gambar 3.12</b>	Tampilan <i>output windows</i> dan <i>processing</i> hypoDD menggunakan RedHat Cgywin.....	42
<b>Gambar 3.13</b>	Input software GMT dalam file berformat .gmt...	44
<b>Gambar 3.14</b>	Input software GMT dalam file berformat .bat....	44
<b>Gambar 4.1</b>	Peta persebaran gempabumi dan stasiun pencatat	45
<b>Gambar 4.2</b>	<i>Cross Section</i> hiposenter sebelum relokasi .....	46
<b>Gambar 4.3</b>	Plot <i>events</i> dalam <i>cluster</i> besar .....	48
<b>Gambar 4.4</b>	Plot <i>events</i> dalam <i>cluster</i> kecil.....	49

<b>Gambar 4.5</b> (a) Plot episenter sebelum relokasi, (b) Plot episenter setelah relokasi, dan (c) Plot episenter sesudah dan sebelum direlokasi .....	51
<b>Gambar 4.6</b> (a) Digram kompas, (b) Diagram rose .....	52
<b>Gambar 4.7</b> Histogram RMS residual.....	54
<b>Gambar 4.8</b> Peta seismisitas gempa Sumatera Selatan pada zona subduksi.....	55
<b>Gambar 4.9</b> <i>Cross Section</i> sesudah relokasi .....	56
<b>Gambar 4.10</b> Perbandingan <i>Cross Section</i> sebelum relokasi (a), sesudah relokasi (b).....	57
<b>Gambar 4.11</b> Peta seismisitas gempa Sumatera Selatan setelah relokasi .....	58

## DAFTAR LAMPIRAN

<b>LAMPIRAN A</b>	.....	67
<b>LAMPIRAN B</b>	.....	71
<b>LAMPIRAN C</b>	.....	75
<b>LAMPIRAN D</b>	.....	79

# **BAB I**

## **PENDAHULUAN**

### **1.1 Latar Belakang**

Indonesia mempunyai posisi geografis yang terletak pada pertemuan tiga lempeng aktif dunia, yaitu lempeng Indo Australia, lempeng Eurasia, dan lempeng Pasifik. Hal tersebut menyebabkan Indonesia menjadi Negara yang rawan akan bencana gempa tektonik. Salah satu wilayah di Indonesia yang rawan akan bencana gempa bumi adalah Pulau Sumatera. Kegempaan di daerah Sumatera khususnya Sumatera Selatan terbilang cukup tinggi karena pertemuan antara dua lempeng tektonik, yaitu lempeng tektonik Indo-Australia yang bergerak dari arah barat daya dan menunjam ke dalam lempeng Eurasia yang berada di sebelah timur laut akan menyebabkan Pulau Sumatera mengalami pembelokan, sehingga ragam tektoniknya dipengaruhi oleh besarnya sudut interaksi serta konvergensi lempengan. Penunjaman yang relatif miring menyebabkan terbentuknya patahan aktif di Sumatera. Zona patahan Sumatera inilah yang mempunyai potensi tinggi sebagai penyebab terjadinya gempa.

Pemetaan wilayah yang rawan akan gempa bumi, studi tentang struktur kecepatan, serta analisis seismisitas, memerlukan pengetahuan yang baik tentang penentuan hiposenter gempa bumi yang akurat. Penentuan hiposenter masih belum dioptimalkan karena biasanya informasi tentang hiposenter hanya digunakan untuk memberikan informasi yang cepat kepada masyarakat. Oleh karena itu perlu dilakukan studi lebih lanjut untuk merelokasi parameter hiposenter gempa bumi yang dihasilkan sebelumnya. Supaya didapatkan posisi hiposenter yang akurat yang dapat bermanfaat dalam analisis struktur secara detail, misalnya analisis tentang zona patahan dan sebaran patahan.

Telah dikembangkan banyak teknik untuk menentukan lokasi hiposenter lebih tepat. Salah satunya adalah dengan menggunakan metode *double difference*. Metode *double difference* didasarkan pada kenyataan jika jarak hiposenter antara dua gempa bumi lebih

kecil dibandingkan dengan jarak antara *event* dengan stasiun pencatatnya, maka *ray path* antara sumber gempa dan stasiun pencatat hampir sama dengan panjang *ray path*. Waldhauser dan Ellsworth (2000), menerapkan metode *double difference* pada patahan Hayward utara di California dan hasilnya menunjukkan struktur yang lebih fokus dibandingkan dengan metode sebelumnya (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Dunn pada tahun 2004 menggunakan hypoDD yang berdasarkan pada metode *double difference* untuk menguji relokasi hiposenter gempa bumi dalam usahanya mengatasi orientasi patahan sehingga memberikan pandangan yang lebih jelas terhadap tektonik zona seismic Tennessee Timur (Dunn, 2004). Miyazawa (2007) juga memperlihatkan bahwa metode *double difference* secara signifikan dapat meningkatkan lokasi gempa bumi mikro pada *Cold Lake* (Sunardi et al., 2012). Pada kesempatan ini, akan dilakukan penelitian yang bertujuan untuk merelokasi hiposenter gempa bumi wilayah Sumatera Selatan pada tahun 2010 sampai tahun 2015 menggunakan metode *double difference*. Relokasi diharapkan dapat meningkatkan keakuratan posisi sumber gempa bumi sehingga diperoleh posisi sumber gempa bumi yang dapat dijadikan acuan dalam studi kegempabumian lebih lanjut.

## 1.2 Rumusan Masalah

Rumusan masalah dari tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

1. Bagaimana merelokasi hiposenter gempa bumi menggunakan metode *double difference*?
2. Bagaimana menentukan persebaran hiposenter sebelum dan sesudah direlokasi menggunakan GMT (*Generic Mapping Tool*)?

## 1.3 Batasan Masalah

Batasan masalah pada penelitian ini adalah

1. Relokasi gempa bumi di Wilayah Sumatera Selatan Periode 2010-2015
2. Metode yang digunakan Metode *Double Difference*

3. Magnitudo yang digunakan mulai skala 4,8 SR.

#### **1.4 Tujuan Penelitian**

Tujuan penelitian dari tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

1. Merelokasi hiposenter gempa bumi menggunakan metode *double difference*
2. Menentukan persebaran hiposenter sebelum dan sesudah direlokasi menggunakan GMT (*Generic Mapping Tool*)

#### **1.5 Manfaat Penelitian**

Manfaat dari penelitian tugas akhir ini adalah memberikan informasi mengenai hasil relokasi dan peta persebaran hiposenter gempa bumi di Sumatera Selatan.

#### **1.6 Sistematika Penulisan**

Sistematika penulisan tugas akhir ini, tersusun dalam lima bab yaitu: Bab 1: Pendahuluan berisi latar belakang masalah, maksud dan tujuan, perumusan masalah dan manfaat tugas akhir. Bab 2: Tinjauan Pustaka berisi mengenai kajian pustaka yang digunakan pada tugas akhir. Bab 3: Metodologi Penelitian berisi tentang metode dan tahap pengolahan data. Bab 4: Analisa Data dan Pembahasan berupa hasil data yang diperoleh, serta analisis yang dilakukan. Bab 5: Kesimpulan berisi kesimpulan dari penelitian yang telah dilakukan.

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

## **BAB II**

### **TINJAUAN PUSTAKA**

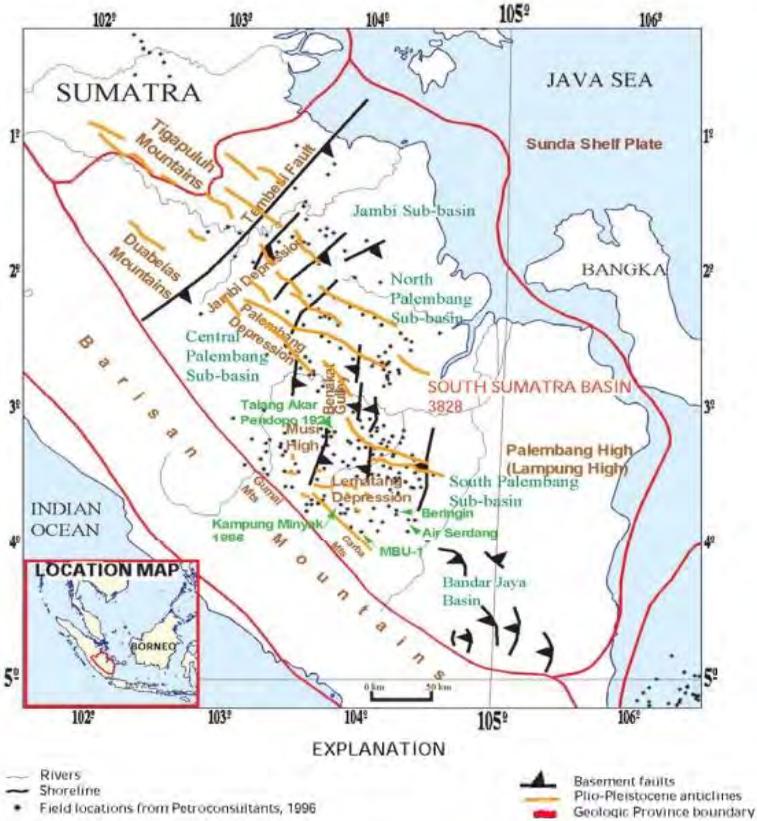
#### **2.1 Kerangka Tektonik Sumatera Selatan**

Kepulauan Indonesia mempunyai tatanan geologi yang rumit dan unik. Hal ini dikarenakan Indonesia berada pada jalur pertemuan antara lempeng Eurasia dengan lempeng Samudra Hindia di bagian barat, dan lempeng Australia dan lempeng Samudra Pasifik di bagian timur (Ardianti and Madlazim, 2012). Menurut Pulunggono dan Cameron (1984), kerangka tektonik Sumatera terdiri dari Lempeng Mikro Kontinen dan Samudra pada Trias Akhir. Kemudian ketika Mergui, Malaka dan Melayu Timur bergabung, terbentuklah Sundaland. Tidak lama kemudian pada akhir Mesozoikum terbentuklah pantai barat Woyla Terrain (Barber et al., 2005).

Sesuai dengan pendapat Pulunggono dan Cameron (1984), Pulau Sumatera terdiri dari beberapa elemen struktur yang berarah ke barat laut sejajar dengan busur luar, yaitu busur vulkanik Barisan dan zona sesar Sumatera. Busur ini membagi Sumatera menjadi tiga cekungan utama, yaitu Cekungan Sumatera Utara, Cekungan Sumatera Tengah, dan Cekungan Sumatera Selatan. Berdasarkan posisi Busur Magmatik, Sumatera bagian Selatan dibagi menjadi empat zona, yaitu Zona Akrasi, Zona Busur Depan Sumatera, Zona Busur Magmatik Barisan, dan Zona Busur Belakang Sumatera (Barber et al., 2005).

Gambar 2.1 menjelaskan tentang pola struktur pada cekungan Sumatera yang mana terbagi menjadi tiga bagian yaitu cekungan Sumatera Utara, Cekungan Sumatera Tengah, dan Cekungan Sumatera Selatan. Seperti yang dijelaskan oleh Pulunggono dan Cameron (1984) berdasarkan dengan posisi busur magnetik dapat dilihat pada Gambar 2.1 Sumatera Selatan dibagi menjadi empat zona. Garis merah menunjukkan batas geologi dari Sumatera. Pada cekungan Sumatera Selatan terdapat banyak patahan terutama didaerah garis pantai, dimana garis pantai ditunjukkan oleh garis

berwarna kuning, sedangkan garis hitam merupakan daerah yang terdapat patahan.



**Gambar 2.1** Pola struktur pada Cekungan Sumatera Selatan (Barber et al., 2005)

Cekungan Sumatera Selatan terdiri dari serangkaian endapan-endapan yang terbentuk pada saat Tersier, kemudian batuan dasar akan tertutupi oleh batuan yang tererosi. Batuan dasar tersebut terdiri dari batuan granodiorit, granit, dan batuan metamorfis (batu sabak, batu gamping, dan marmer). Batuan dasar dapat digunakan untuk menentukan sumber pengendapan batuan Tersier, selain itu batuan dasar juga berfungsi sebagai perangkap yang baik untuk

pengendapan batuan tersier dikarenakan peningkatan porositas akibat pembentukan struktur rekahan.

Urutan stratigrafi Tersier di Cekungan Sumatera Selatan dibagi menjadi empat kelompok yang dipisah-pisahkan oleh ketidakselarasan lokal maupun regional. Pada Eosen Awal pengendapan sedimen dimulai dengan graben-graben yang terisi oleh bahan-bahan yang berasal dari pengikisan tinggian-tinggian di sebelah-sebelahnya yang terangkat pada saat pembentukan sesar bongkah.

Secara struktur, Cekungan Sumatera Selatan di bagian barat laut dibatasi oleh Bukit Tiga Puluh, di bagian timur dibatasi oleh Pulau Bangka dan Pulau Lingga (di paparan Sunda), di bagian barat daya dibatasi oleh singkapan tersier Bukit Barisan, dan sebelah tenggara dibatasi oleh tinggian Lampung. Cekungan Sumatera Selatan berbentuk memanjang dan berarah ke barat laut-tenggara (De Coster, 1974).

## **2.2 Gempa Bumi**

Gempa Bumi merupakan peristiwa timbulnya getaran pada bumi akibat adanya perambatan gelombang karena pergeseran lempeng bumi (Wifayanti and Santosa, 2014). Menurut Noor (2006), Gempa bumi adalah getaran dalam bumi yang terjadi sebagai akibat dari terlepasnya energi yang terkumpul secara tiba-tiba dalam batuan yang mengalami deformasi. Jadi gempa bumi dapat diartikan sebagai rambatan gelombang di dalam tanah karena pelepasan energi kinetik dari dalam bumi. Sumber energi yang dilepaskan dapat berasal dari hasil tumbukan lempeng, letusan gunung api, atau longsor masa batuan atau tanah. Sepanjang batas-batas lempeng terdapat sebaran pusat-pusat gempa (*epicenter*) (Noor, 2006). Selain gempa tektonik terdapat gempa minor. Gempa minor merupakan gempa yang disebabkan oleh longsor tanah, letusan gunung api, dan aktivitas manusia. Gempa minor biasanya hanya dirasakan secara lokal dan getarannya tidak menimbulkan kerusakan dan kerugian yang signifikan (Noor, 2006).

Berdasarkan sebab terjadinya gempa bumi dibagi menjadi tiga kelompok, yaitu (Bowler, 2003):

1. Gempa Bumi Tektonik

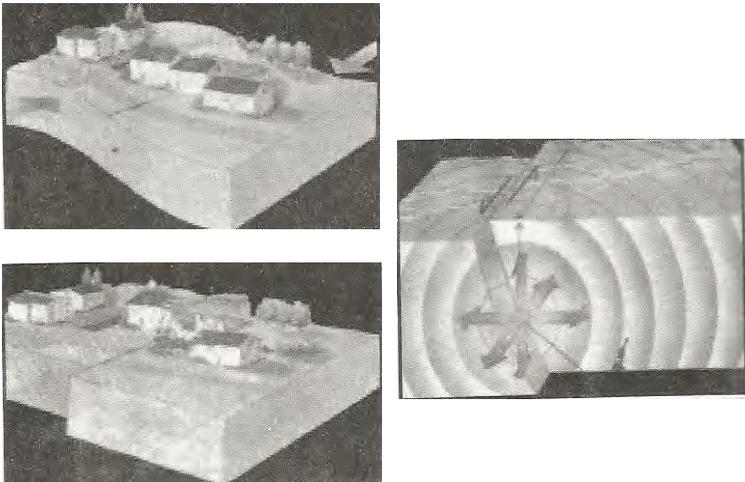
Gempa bumi tektonik terjadi akibat adanya perpindahan atau dislokasi karena pergeseran lapisan bumi secara tiba-tiba. Hal tersebut dapat berupa tarikan atau tekanan

2. Gempa Bumi Vulkanik

Gempa bumi vulkanik merupakan gempa bumi yang disebabkan oleh aktivitas gunung api atau letusan gunung api. Terdapat energi yang mendesak lapisan bumi pada saat dapur magma bergejolak. Energi yang mendesak lapisan bumi mampu mengangkat lapisan bumi sampai ke permukaan disertai getaran.

3. Gempa Bumi Runtuhan

Gempa bumi runtuh merupakan gempa bumi yang terjadi akibat dari runtuhnya atap gua atau terowongan tambang di bawah tanah. Runtuhnya gua dan terowongan yang besar dapat mengakibatkan getaran yang kuat.



**Gambar 2.2** Mekanisme proses terjadinya gempa bumi (Noor, 2006)

Pergeseran di sepanjang jalur patahan yang terjadi pada jalur patahan aktif mengakibatkan gaya yang bekerja dengan arah yang berlawanan dan energi yang terhimpun di dalam batuan akan dilepas dan merambat ke segala arah sebagai gelombang longitudinal (gelombang P) dan gelombang transversal (gelombang S). Gelombang yang merambat di dalam batuan inilah yang dapat menghancurkan bangunan yang ada dipermukaan bumi (Noor, 2006). Mekanisme terjadinya gempa dapat dilihat pada Gambar 2.2.

### **2.3 Magnitude dan Intensitas Gempa Bumi**

Intensitas dan *magnitude* gempa yang terjadi dipermukaan bumi dapat diketahui melalui alat seismograf, yaitu alat yang peka terhadap getaran seismik (Noor, 2006). Seismograf akan mencatat setiap getaran seismik yang sampai pada alat tersebut. Gelombang seismik ini direkam dengan menggunakan alat seismometer tiga komponen. Seismometer tiga komponen adalah seismometer yang memiliki tiga buah sensor. Satu sensor merekam gelombang seismik pada komponen vertical (*up-down, UD*) dan dua buah komponen horizontal, yaitu komponen utara selatan (*north-south, NS*) dan komponen timur-barat (*east-west, EW*) (Wifayanti and Santosa, 2014).

Hiposenter dapat diketahui dari selisih waktu tiba gelombang P dan gelombang S, sedangkan episenter dapat diketahui melalui perpotongan 3 lokasi alat seismograf yang mencatat getaran seismik tersebut. *Magnitude* gempa dapat ditentukan berdasarkan besarnya amplitude gelombang seismik yang tercatat pada seismograf. Satuan besaran gempa menggunakan skala Richter yang menyatakan besarnya *magnitude* gempa dalam skala 1-10. Tidak hanya itu, satuan intensitas dan *magnitude* gempa juga dapat diukur berdasarkan dampak kerusakan yang ditimbulkan gelombang seismik. Satuan yang digunakan adalah Intensitas Modifikasi Mercalli (MMI) berskala 1-12 (Noor, 2006).

**Tabel 2.1** Skala Intensitas Modifikasi Mercalli (MMI)(Noor, 2006)

<b>Skala MMI</b>	<b>DAMPAK KERUSAKAN</b>
I	Tidak dirasakan oleh kebanyakan orang, hanya beberapa orang yang dapat merasakan dalam situasi tertentu
II	Dapat dirasakan oleh beberapa orang yang sedang istirahat atau diam. Dapat memindahkan dan menjatuhkan benda-benda
III	Dirasakan sedikit orang, terutama yang ada di dalam rumah.
IV	Dirasakan banyak orang, piring dan jendela dapat bergetar. Barang-barang dapat menjadi pecah belah
V	Dirasakan setiap orang yang saling berdekatan. Terjadi retakan didinding tembok. Barang-barang terbalik dan pohon mulai tumbang
VI	Dirasakan oleh setiap orang, tembok runtuh, bangunan tinggi seperti tugu dan menara dapat runtuh
VII	Setiap orang berlarian keluar rumah. Bangunan berstruktur buruk mengalami kerusakan. Orang-orang dalam kendaraan dapat merasakan getarannya.
VIII	Runtuhnya bangunan yang berstruktur buruk. Dinding, menara, dan tiang runtuh. Keluar pasir dan lumpur dari dalam tanah
IX	Sebagian bangunan yang memiliki struktur tertentu rusak dan sebagian lagi runtuh. Tanah mengalami retakan. Pipa-pipa mulai pecah.
X	Hampir semua bangunan berstruktur beton dan kayu rusak. Tanah retak-retak, jalan kereta api bengkok, pipa-pipa pecah.
XI	Beberapa struktur bangunan beton masih tersisa. Terjadi retakan yang panjang di permukaan tanah. Pipa terpotong. Terjadi tanah longsor dan rel kereta api putus
XII	Kerusakan total. Benda-benda terlempar ke udara. Gelombang permukaan tanah dapat teramati

## 2.4 Gelombang Seismik

### 2.4.1 Penjalaran Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang yang merambat naik di dalam ataupun di permukaan bumi yang berasal dari sumber seismik seperti sumber gempa bumi, letusan gunung berapi, ledakan dan lain sebagainya (Afnimar, 2009). Gelombang seismik juga disebut gelombang elastik karena osilasi partikel-partikel yang ada di dalam suatu medium akibat adanya interaksi antara gaya stress dengan gaya elastik. Dari interaksi inilah muncul gelombang transversal, gelombang longitudinal, dan kombinasi dari kedua gelombang tersebut (Putri, 2012).

Batuan akan menunjukkan sifatnya sebagai padatan elastik pada saat terjadi gempa bumi. Padatan elastik ini akan menjalar menjadi beberapa fase gelombang. Ada dua tipe gelombang elastik dasar, yaitu gelombang yang menyebabkan kompresi dan peregangan material elastik yang searah dengan perambatan gelombang, kemudian tipe kedua merupakan gelombang yang mengakibatkan pergeseran material elastik akan tetapi tegak lurus dengan arah perambatan gelombang (Gencalves dan Abry, 1993).

Gelombang seismik dapat diklasifikasikan menjadi dua kelompok yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*).

1. Gelombang Badan (*Body Wave*) adalah gelombang seismic yang merambat hingga ke dalam bumi (Putri, 2012). Gelombang badan merambat dalam medium yang dilaluinya. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjalarnya gelombang badan dapat dibedakan menjadi gelombang P dan gelombang S.

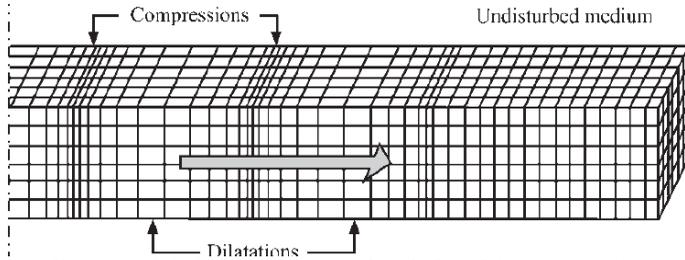
- a. Gelombang Primer (*P-wave*)

Gelombang P atau disebut juga gelombang primer yaitu gelombang yang pertama kali tercatat oleh alat seismometer. Hal tersebut dikarenakan gelombang ini memiliki kecepatan yang paling cepat dibandingkan gelombang seismic lainnya (Putri, 2012). Gelombang P merupakan gelombang longitudinal yang arah osilasi

partikelnya searah dengan arah rambat gelombang. Gelombang P dapat menjalar disemua medium baik padat, cair ataupun gas (Ismawati, 2011). Kecepatan gelombang P sekitar 1,8 km/s sampai 7 km/s, dan periodenya berkisar antara 5-7 detik. Persamaan dari kecepatan gelombang P adalah sebagai berikut:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \dots\dots\dots(2.1)$$

dimana  $V_p$  adalah kecepatan gelombang P,  $\lambda$  adalah parameter lame,  $\mu$  adalah modulus geser, dan  $\rho$  merupakan densitas batuan (Putri, 2012).



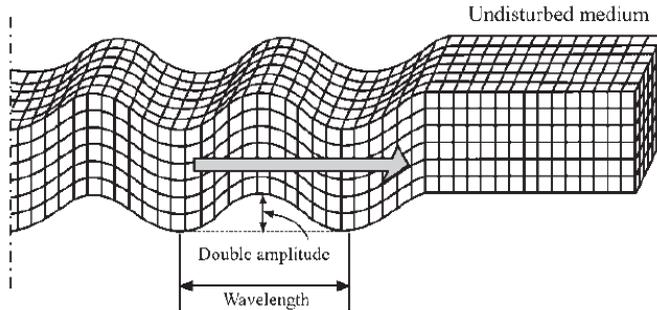
**Gambar 2.3** Gelombang P (Elnashai and Sarno, 2008)

b. Gelombang Sekunder (S-wave)

Gelombang S atau gelombang sekunder adalah gelombang seismik yang hanya merambat di permukaan bumi. Gelombang S merupakan gelombang transversal yang gerak partikelnya tegak lurus dengan arah rambatnya. Gelombang ini memiliki waktu perambatan yang lebih lama daripada gelombang P sehingga akan tercatat pada alat seismometer setelah gelombang P (Putri, 2012). Berbeda dengan gelombang P gelombang S hanya dapat menjalar pada medium padat. Ada dua tipe gelombang S yaitu gelombang SV (*shear vertical*) dan gelombang SH (*shear horizontal*) (Ismawati, 2011). Gelombang S memiliki periode 10-13 detik. Persamaan kecepatan gelombang S adalah sebagai berikut:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \dots\dots\dots(2.2)$$

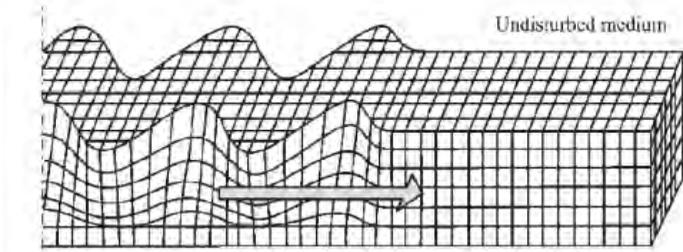
dimana  $V_s$  adalah kecepatan gelombang S,  $\mu$  adalah modulus geser, dan  $\rho$  merupakan densitas batuan (Putri, 2012).



**Gambar 2.4** Gelombang S (Elnashai and Sarno, 2008)

2. Gelombang Permukaan (*Surface Wave*) adalah gelombang seismik yang hanya merambat di permukaan bumi. Gelombang permukaan merambat sejajar dengan medium yang dilaluinya. Amplitudo gelombang akan semakin lemah apabila semakin masuk ke dalam bumi (Putri, 2012). Gelombang permukaan merupakan gelombang yang kompleks dengan frekuensi yang rendah dan amplitudo yang besar, yang menjalar akibat adanya efek *free surface* dimana terdapat perbedaan sifat elastik (Susilawati, 2008). Gelombang permukaan dibedakan atas:
  - a. Gelombang *Love* adalah gelombang yang hanya merambat pada batas lapisan dan bergerak pada bidang horizontal saja. Gelombang ini terbentuk akibat adanya interferensi gelombang pantul dengan gelombang SH (*shear horizontal*) pada lapisan yang dekat dengan permukaan bumi. Gerak partikel yang dilewati oleh gelombang *Love* sama pada saat medium tersebut dilewati oleh gelombang

SH hanya saja besarnya amplitudo berkurang terhadap kedalaman (Afnimar, 2009).

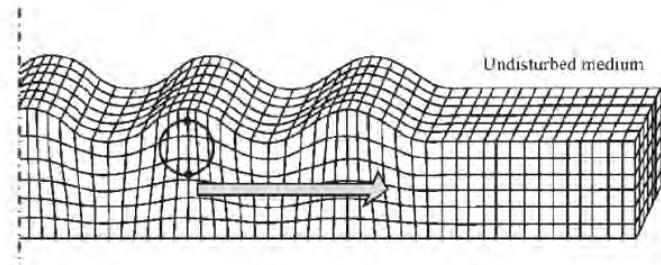


**Gambar 2.5** Gelombang *Love* (Elnashai and Sarno, 2008)

b. Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang yang merambat pada batas permukaan dan medium padat saja. Arah getarannya berlawanan arah dengan arah rambatannya (Putri, 2012). Gelombang ini timbul akibat adanya interferensi gelombang pantul dan gelombang SV (*shear vertical*) yang sudut datangnya melebihi sudut kritis. Amplitudo gelombangnya turun terhadap kedalaman (Afnimar, 2009). Persamaan kecepatan gelombang *Rayleigh* adalah sebagai berikut:

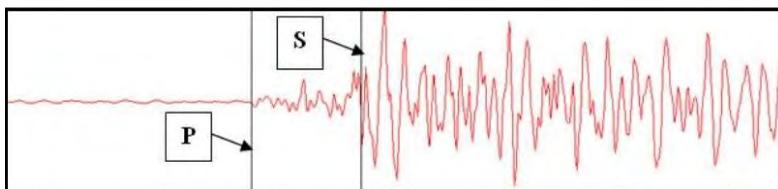
$$V_R = 0,92\sqrt{V_s} \dots\dots\dots(2.3)$$



**Gambar 2.6** Gelombang *Rayleigh* (Elnashai and Sarno, 2008)

### 2.4.2 Picking Gelombang P

Picking dilakukan untuk mencari nilai waktu tiba gelombang P beda waktu tiba gelombang P dan S. Gelombang P merupakan gelombang yang pertama kali tercatat oleh alat seismometer, Gambar 2.7 menunjukkan cara picking gelombang P dan S. Konsep dari picking gelombang P adalah fase gelombang pertama yang muncul pada seismometer, baik fase gelombang naik ataupun fase gelombang turun. Hal tersebut dikarenakan gelombang P memiliki kecepatan yang paling cepat dibandingkan gelombang seismik lainnya (Putri, 2012). Fase gelombang pertama yang terlihat pada Gambar 2.7 adalah fase gelombang turun.



Gambar 2.7 Picking Gelombang P

### 2.5 Sesar

Sesar (*fault*) merupakan rekahan atau retakan akibat pergeseran (*displacement*) pada batuan penyusun bumi. Sesar sering terjadi di daerah tumbukan antar lempeng benua dan lempeng samudra. Bidang sesar (*fault plane*) merupakan permukaan tempat terjadinya *slip* pada saat gempa bumi (Yanuarsih, 2012). Sesar yang terjadi pada saat gempa bumi berlangsung dapat diestimasi dengan menggunakan metode waktu tiba pertama (*first motion*) dari gelombang P (Lay Thorne, 1995). Dua blok yang bersinggungan disebut *hanging wall* dan *foot wall*. *Hanging wall* merupakan blok yang berada di bagian atas bidang sesar. Sedangkan *foot wall* adalah blok yang berada di bagian bawah bidang sesar (Putri, 2012).

Sesar dapat dibedakan menjadi beberapa macam berdasarkan karakteristik gerakannya yaitu sebagai berikut:

1. Sesar Mendatar

Sesar mendatar atau biasa disebut *strike-slip* merupakan sesar yang bergerak secara horizontal. Sesar mendatar ditentukan berdasarkan arah gerak sesar. Terdapat dua macam sesar mendatar, yaitu:

- a. *Right* lateral yaitu sesar mendatar yang bergerak searah dengan jarum jam.
- b. *Left* lateral yaitu sesar mendatar yang bergerak berlawanan dengan arah jarum jam.

2. Sesar tidak mendatar adalah sesar yang arah gerak blok sesar secara vertical atau miring. Sesar tidak mendatar dibagi menjadi tiga jenis, yaitu:

a. Sesar Turun (*Normal Fault*)

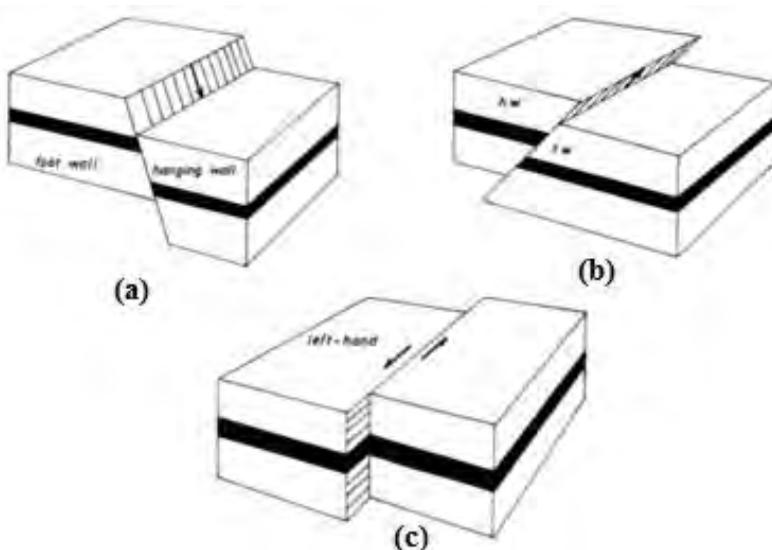
Sesar turun dapat disebut juga sesar normal. Sesar ini memiliki karakteristik *hanging wall* akan relatif turun terhadap *foot wall*. Bidang sesar memiliki kemiringan yang sangat besar. Sesar normal terjadi jika nilai  $\delta$  (*dip*)  $\neq 0$  dan  $\delta \neq \pi/2$  serta nilai  $\lambda$  (*rake*) dalam rentang  $-180^\circ \leq \lambda \leq 0^\circ$ .

b. Sesar Naik (*Reverse Fault*)

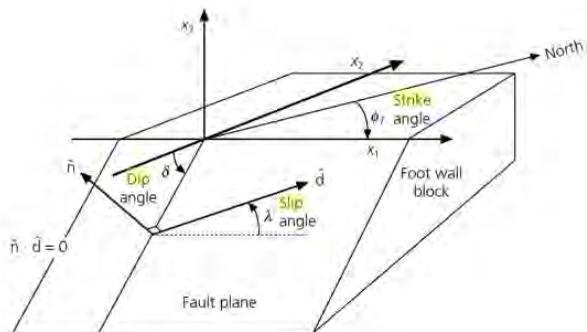
Sesar naik memiliki karakteristik *hanging wall* akan relatif naik terhadap *foot wall*. Sesar naik terjadi jika nilai  $\delta$  (*dip*)  $\neq 0$  dan  $\delta \neq \pi/2$  serta nilai  $\lambda$  (*rake*) dalam rentang  $0^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$ .

c. Sesar Diagonal (*Oblique*)

Pergerakan dari sesar ini merupakan gabungan antara horizontal dan vertikal sehingga membentuk arah diagonal. Gaya-gaya yang bekerja menyebabkan sesar mendatar dan sesar normal jika  $\delta=90^\circ$  dan  $\lambda=0^\circ$  maka akan bergeser ke kiri dan jika  $\lambda=180^\circ$  maka bergeser ke kanan.



**Gambar 2.8** Struktur Geologi Sesar, a. Sesar Turun (*Normal Fault*), b. Sesar Naik (*Reverse Fault*), c. Sesar Diagonal (*Oblique*) (Ramsay and Huber, 1987)



**Gambar 2.9** Parameter sesar (*Strike, Dip, Slip*) (Stein and Wysession, 2009)

Parameter-parameter sesar dapat dilihat pada Gambar 2.9. Bentuk sesar dapat dianalisis dengan melihat parameter-parameter sesar, yaitu:

1. *Strike* ( $\phi$ )

Garis *Strike* adalah garis perpotongan antara bidang horizontal dan bidang sesar, sedangkan sudut *strike* merupakan sudut yang digunakan untuk menentukan orientasi *fault* dan diukur searah jarum jam dari arah utara geografis ke arah *strike* (Afnimar, 2009). Sebagai contoh jika *strike*  $0^0$  atau  $180^0$  menunjukkan orientasi *fault* pada arah utara-selatan, sedangkan *strike*  $90^0$  atau  $270^0$  menunjukkan orientasi *fault* pada arah timur-barat. Besar *strike* mulai dari  $0^0$  sampai dengan  $360^0$  (Madlazim, 2011).

2. *Dip* ( $\delta$ )

*Dip* adalah sudut antara permukaan atau bidang horizontal dan bidang sesar. Sudut ini memiliki variasi antara  $0^0$  sampai  $90^0$  (Afnimar, 2009). Sudut ini diukur dari permukaan bumi atau paralel bidang sesar ke permukaan bumi. Kemiringan *fault* horizontal adalah  $0^0$ , sedangkan kemiringan *fault* vertikal adalah  $90^0$  (Madlazim, 2011).

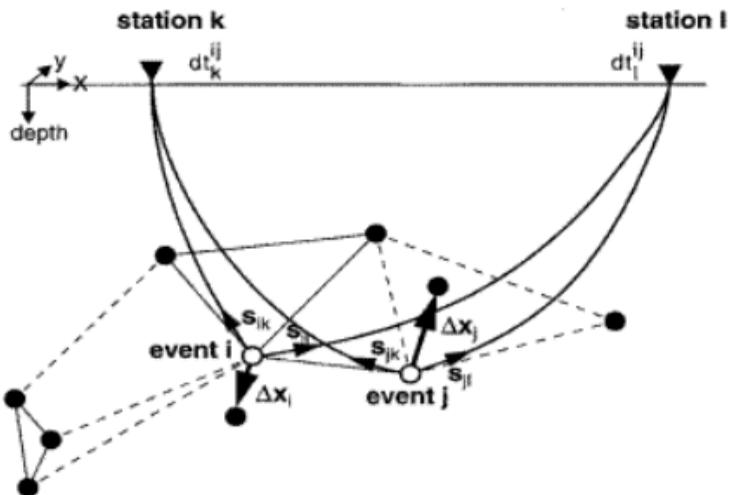
3. *Slip*

*Slip* mempunyai dua komponen pergeseran yang dapat menggambarkan seberapa jauh batuan bergerak dan kemana arah pergerakan *fault*. Jauh pergeseran *slip* bergantung pada besar kecil gempanya, apabila gempa kecil maka pergeserannya hanya beberapa sentimeter, sedangkan apabila gempa besar maka dapat bergeser beberapa meter. Kemudian untuk arah *slip* dihitung dari permukaan sesar (Madlazim, 2011).

## 2.6 Metode *Double Difference*

Persamaan *dobel difference* merupakan pengembangan dari Metode Geiger untuk penentuan lokasi gempa. Prinsip dari metode *double difference* adalah *residual time* dari waktu tempuh yang diamati dan hasil perhitungan antara dua *event* gempa bumi yang

berdekatan pada stasiun pencatat yang sama. Teknik *double difference* dapat memberikan keuntungan jika jarak hiposenter antara dua gempa bumi lebih kecil dibandingkan dengan jarak antara *event* dengan stasiun pencatatnya, maka *ray path* antara sumber gempa dan stasiun pencatat hampir sama dengan panjang *ray path* (Waldhauser dan Ellsworth, 2000). Solusi yang ditemukan sangat bebas dari kesalahan waktu tempuh karena heterogenitas kecepatan, akan tetapi ketidakakuratan dari pembacaan *travel time* akan tetap ada dalam hypoDD (Sunardi et al., 2012).



**Gambar 2.10** Ilustrasi Metode *Double Difference* (Sunardi et al., 2012)

Lingkaran hitam dan putih pada Gambar 2.10 menunjukkan hiposenter yang dihubungkan dengan pusat gempa bumi yang ada di sekitarnya dengan data korelasi silang dan katalog. Garis putus-putus menunjukkan data katalog sedangkan garis utuh menunjukkan data korelasi silang. Lingkaran putih menunjukkan *event* gempa i dan j yang terekam pada stasiun l dan k dengan

selisih waktu tempuh  $dt_k^{ij}$  dan  $d_l^{ij}$ . Sedangkan  $\Delta x_i$  dan  $\Delta x_j$  merupakan vektor relokasi (Sunardi et al., 2012).

Waktu residu antara pengamatan dan perhitungan ( $\Delta d$ ) pada metode *double difference* merupakan perbedaan waktu tempuh observasi dan kalkulasi antara dua *event* gempa bumi, dapat dinyatakan dalam persamaan

$$d_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \dots\dots\dots(2.4)$$

dengan  $t_k^i$  merupakan waktu tempuh gelombang seismik ke stasiun k akibat gempa bumi i dan merupakan waktu tempuh gelombang seismik ke stasiun k akibat gempa bumi j. Selanjutnya Persamaan (2.5) dapat ditulis dalam bentuk (Waldhauser dan Ellsworth, 2000):

$$\Delta d = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j \dots\dots\dots(2.5)$$

Persamaan (2.5) dapat ditulis menjadi

$$\begin{aligned} \Delta d = & \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta t_k^i \\ & - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta t_k^j \dots\dots\dots(2.6) \end{aligned}$$

Apabila dinyatakan dalam bentuk matrik maka persamaannya akan menjadi

$$\begin{pmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ \vdots \\ \Delta d_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial t_1}{\partial x_1} \frac{\partial t_1}{\partial y_1} & \frac{\partial t_1}{\partial z_1} & 1 \\ \frac{\partial t_2}{\partial x_2} \frac{\partial t_2}{\partial y_2} & \frac{\partial t_2}{\partial z_2} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial t_n}{\partial x_n} \frac{\partial t_n}{\partial y_n} & \frac{\partial t_n}{\partial z_n} & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \end{pmatrix} \dots\dots\dots(2.7)$$

atau

$$W \Delta d = W G \Delta m \dots\dots\dots(2.8)$$

dimana  $\Delta d$  adalah matriks waktu residu berdimensi  $M \times 1$ .  $M$  dan  $G$  berturut-turut merupakan jumlah data observasi *double difference* dan matriks Jacobi yang berdimensi  $M \times 4N$ .  $N$  dan  $\Delta m$  berturut-turut adalah jumlah gempa bumi dan matriks perubahan model yang berdimensi  $4N \times 1$ , sedangkan  $W$  merupakan matriks

diagonal yang menjadi pembobotan dalam persamaan perhitungan waktu tempuh gelombang (Sunardi et al., 2012).

## 2.7 Metode Penentuan Lokasi Hiposenter

### 2.7.1 Metode Inversi Linier

Parameter pada pemodelan inversi diperoleh secara langsung dari data. Solusi inversi linier dapat diperoleh menggunakan metode *least square* dengan mencari nilai minimum suatu fungsi objektif yang menyatakan selisih kuadrat antara data pengamatan dan data perhitungan yang saling berhimpit. Prinsip dari metode *least square* adalah mencari model yang terbaik atau paling optimum dengan kuadrat nilai error yang minimum (Grandis, 2009).

Respon model dengan data pengamatan dikatakan sesuai apabila fungsi objektif sudah minimum sehingga didapatkan model terbaik dengan kesalahan minimum untuk semua data. Fungsi error dapat dinyatakan dengan persamaan berikut:

$$E = \sum_{i=1}^N (obs - cal)^2 = \sum_{i=1}^N [r_i(x)]^2 \dots\dots(2.9)$$

dimana  $r_i$  merupakan nilai sisa (residual) di titik data ke-i. Apabila dituliskan dalam bentuk matriks maka dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$r_i = [r_1(x), r_2(x), r_3(x) \dots] \dots\dots(2.10)$$

Sehingga Persamaan (2.9) dapat disederhanakan menjadi

$$E = r^T r \dots\dots\dots(2.11)$$

Apabila fungsi yang menghubungkan antara data dengan parameter model merupakan suatu fungsi linier, maka persamaan tersebut dapat disederhanakan dalam bentuk matriks berikut:

$$d = G m \dots\dots\dots(2.12)$$

dimana  $G$  merupakan matriks ( $N \times M$ ) biasa disebut matriks kernel merupakan fungsi *forward modeling*.  $M$  merupakan elemen yang ingin dicari yang tidak mengandung elemen parameter model, sedangkan  $d$  adalah elemen data yang merepresentasikan data yang bervariasi terhadap variable bebas  $m$ . Jika jumlah data pengamatan lebih banyak dibandingkan jumlah parameter model yang tidak diketahui

maka Persamaan (2.12) akan menjadi *overdetermined*. Apabila terjadi kondisi ini maka untuk mencari solusi dari persamaan tersebut dapat digunakan metode klasik kuadrat terkecil (*Least Squares Method*) (Puspito, 1996).

Metode *least square* meminimalkan Persamaan (2.11) dengan cara menggunakan notasi  $d$  sebagai data hasil pengamatan dan data perhitungan yang diperoleh melalui penyelesaian fungsi atau persamaan *forward modeling* yang menggunakan Persamaan (2.12) sehingga Persamaan (2.11) dapat ditulis menjadi:

$$E = r^T r = (d - Gm)^T (d - Gm) \dots \dots \dots (2.13)$$

$$= d^T d - d^T Gm - [Gm]^T d + [Gm]^T Gm \dots \dots \dots (2.14)$$

Apabila suatu fungsi mencapai nilai minimum maka turunannya terhadap variabel yang tidak diketahui di titik minimum tersebut adalah nol, sehingga fungsi tersebut dapat digunakan untuk pencarian parameter model. Adapun turunan fungsi objektif  $E$  terhadap parameter model  $m$  adalah sebagai berikut:

$$\frac{\partial E}{\partial m} = -d^T G - [G]^T d + G^T Gm + [Gm]^T G \dots (2.15)$$

$$0 = 2(-[G]^T d + G^T Gm) \dots \dots \dots (2.16)$$

$$[G]^T d = G^T Gm \dots \dots \dots (2.17)$$

$$[G^T G]^{-1} G^T d = m \dots \dots \dots (2.18)$$

Persamaan (2.18) merupakan solusi inversi linier dengan optimasi *least square* untuk suatu sistem atau permasalahan yang hubungan data dan parameter modelnya dinyatakan oleh persamaan linier  $d = Gm$  (Grandis, 2009).

**2.7.2 Inversi Non Linier dengan Pendekatan Linier**

Persamaan  $d = Gm$  tidak hanya digunakan untuk menyatakan hubungan antara data dengan parameter model yang direpresentasikan oleh suatu fungsi linier saja akan tetapi persamaan tersebut dapat juga digunakan untuk suatu fungsi non linier. Dengan  $g$  adalah suatu fungsi *forward modeling* yang berupa fungsi non linier dari parameter model. Solusi inversi suatu fungsi non linier diperoleh dengan cara

melinierkan fungsi tersebut dengan menggunakan ekspansi Taylor orde pertama (Grandis, 2009). Langkah pertama adalah dengan menebak solusi awal  $m_0$  yang akan terus berubah dengan perubahan seperti dibawah ini (Yudiar, 2013):

$$m_j^1 = m_j^0 + \delta m_j^0 \dots\dots\dots(2.19)$$

dimana  $\delta m_j^0$  merupakan variasi perubahan dari parameter model ke j yang akan bergerak sampai mencapai hasil yang terbaik. Persamaan (2.19) menyatakan bahwa model  $m_0$  merupakan hasil dari model awal yang dipertubaskan dengan  $\delta m_j^0$ . Sehingga persamaan  $d = Gm$  dapat dituliskan ke dalam bentuk:

$$d = G (m_j^0 + \delta m_j^0) \dots\dots\dots(2.20)$$

Nilai derivative didapatkan dari tebakan awal

$$\delta d_i = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \delta m_j \dots\dots\dots(2.21)$$

Atau dapat dinyatakan sebagai komponen dari matriks,

$$J_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \dots\dots\dots(2.22)$$

Sehingga dapat disederhanakan menjadi,

$$\Delta d = J \Delta m \dots\dots\dots(2.23)$$

dimana J merupakan matriks Jacobi yang dievaluasi pada parameter model tertentu. Maka Persamaan (2.23) hampir sama dengan persamaan yang berlaku pada hubungan linier antara data dengan parameter model, yaitu  $d = Gm$ . Dapat dikatakan bahwa data d digantikan oleh perturbasi data  $\delta d_i$  dan model digantikan oleh perturbasi model  $\delta m_i$ , sedangkan matriks Kernel (G) digantikan dengan matriks Jacobi (J). Maka solusi inversi akan didapatkan dalam bentuk sebagai berikut (Yudiar, 2013):

$$\Delta m = [J^T J]^{-1} J^T \Delta d \dots\dots\dots(2.24)$$

Persamaan (2.24) pada dasarnya menyatakan perturbasi yang diperlukan terhadap suatu model awal agar diperoleh model yang lebih baik yaitu  $m = m_0 + \Delta m$ . Suatu pendekatan fungsi non linier tidak dapat langsung menghasilkan model optimum sehingga proses perturbasi model terhadap model

awal dilakukan secara iteratif pada iterasi ke-(n+1) menggunakan persamaan berikut (Grandis, 2009):

$$m_{n+1} = m_n + [J_n^T J_n]^{-1} J_n^T \Delta d_n \dots (2.25)$$

Teknik optimasi *least square* pada relokasi gempa digunakan untuk mendapatkan vektor perubahan parameter hiposenter dari matriks turunan waktu tempuh terhadap parameter hiposenter.

**2.8 Ray Tracing**

Karakteristik pada lintasan orthogonal (media isotropik) yang sampai pada muka gelombang dapat memberikan informasi tentang persamaan kinematik *ray tracing*. Apabila R adalah vektor posisi dari titik pada muka gelombang kemudian l adalah panjang lintasan yang ditelusuri oleh titik ini dapat disebut evolusi muka gelombang ditunjukkan oleh Gambar 2.11 dengan persamaan berikut (Rawlinson, 2007):

$$\frac{dr}{dl} = \frac{\nabla T}{s} \dots \dots \dots (2.26)$$

dimana  $dr/dl$  dan  $\nabla T/s$  merupakan unit vektor yang bersifat paralel terhadap lintasan. Laju perubahan travel time sepanjang lintasan direpresentasikan sebagai *slowness*, maka

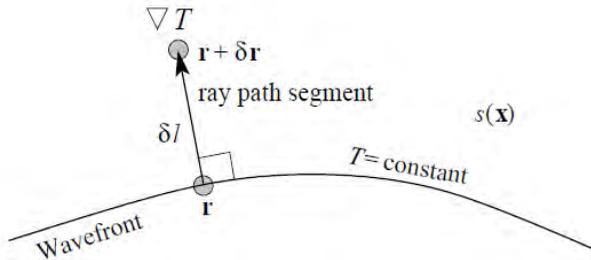
$$\frac{dT}{dl} = s \dots \dots \dots (2.27)$$

dengan mendefinisikan gradien untuk setiap persamaan maka didapatkan persamaan berikut:

$$\frac{dT}{dl} = \nabla s \dots \dots \dots (2.28)$$

Kemudian dengan mensubstitusikan Persamaan (2.26) dan (2.28) maka dengan mengeliminasi  $\nabla T$  akan didapatkan persamaan kinematis penjalaran gelombang seperti berikut:

$$\frac{d}{dl} \left[ s \frac{dr}{dl} \right] = \nabla s \dots \dots \dots (2.29)$$



**Gambar 2.11** Ilustrasi evolusi muka gelombang (Rawlinson, 2007)

Berdasarkan Prinsip fermat, gelombang gempa akan menjalar dari suatu titik sumber ke titik penerimanya dengan waktu tercepat dengan cara meminimumkan *travel time* secara intensif (Nugroho, 2007).

Sepanjang lintasan penjalaran gelombang *travel time* dihubungkan dengan integral garis dua titik ujung (Thurber, 1993).

$$T = \int_{source}^{receiver} \frac{l}{V} dl \dots \dots \dots (2.30)$$

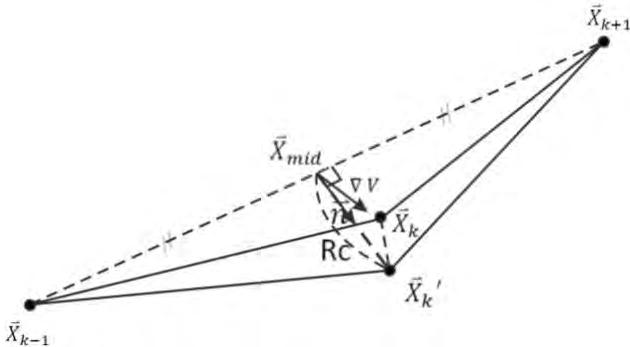
Dimana *l* merupakan panjang lintasan gelombang, *V* kecepatan gelombang, yang mana *l/V* merupakan *slowness*, dan *dl* merupakan perubahan panjang lintasan penjalaran gelombang.

Besar *travel time* dapat dihitung dengan menggunakan somasi numerik sepanjang segmen lintasan gelombang dan persamaan *travel time* dapat dituliskan dengan persamaan berikut:

$$T = \sum |X_k - X_{k-1}| \frac{1/V_k + 1/V_{k-1}}{2} \dots (2.31)$$

dimana *n* merupakan jumlah titik pada lintasan, *X<sub>k</sub>* merupakan vektor posisi pada titik ke-*k*, kemudian *V<sub>k</sub>* kecepatan titik ke-*k*. Apabila *travel time* diminimumkan secara bersamaan pada setiap segmen dari lintasan *ray*, maka akan menghasilkan solusi dari persamaan non-linier.

Pada Gambar 2.12 diasumsikan terdapat dua titik akhir yaitu  $X_{k-1}$  dan  $X_{k+1}$  yang merupakan titik-titik lintasan sebelum pertubasi, titik baru  $X_k$  merupakan pengganti dari titik sebelumnya ditentukan dengan cara meminimumkan *travel time* sepanjang segmen lintasan dari  $X_{k-1}$  ke  $X_{k+1}$ . Dua variabel yang dihitung untuk menentukan titik baru  $X_k$  adalah menentukan vektor gradien kecepatan normal ( $n$ ) dan panjangnya ( $R$ ) dari titik tengah ( $X_{mid}$ ) (Nugroho, 2007).



**Gambar 2.12** Ilustrasi skema pertubasi 3 titik (Thurber, 1993)

**2.9 Persamaan Gelombang Seismik**

Persamaan gerak dapat memberikan solusi yang dapat menggambarkan tentang penjalaran dua gelombang seismic, gelombang geser, dan tekanan. Dari hal tersebut dapat diketahui bahwa gelombang akan merambat secara berbeda-beda dengan kecepatan sesuai dengan lintasan yang dilewati. Wilayah homogen memiliki sifat elastisitas yang sama, sehingga dapat diasumsikan bahwa tidak terdapat gelombang seismic pada wilayah tersebut (Seth, 2002). Setelah gelombang merambat jauh dari sumber, hubungan antara tekanan dan perpindahan akan menjadi persamaan gerak, dengan  $F=ma$  menjadi Persamaan (2.32),

$$\sigma_{ij,j}(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x,t)}{\partial t^2} \dots \dots \dots (2.32)$$

Persamaan (2.32) dalam bentuk koordinat kartesian ( $x, y, z$ ) dapat dituliskan menjadi Persamaan (2.33), diawali dengan komponen  $x$ .

$$\frac{\partial \sigma_{xx}(x,t)}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}(x,t)}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}(x,t)}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 u_x(x,t)}{\partial t^2} \dots (2.33)$$

Perpindahan tersebut dapat dijelaskan menggunakan persamaan pada media elastis isotropi.

$$\sigma_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \dots (2.34)$$

Sehingga dapat dituliskan *strains* pada perpindahannya,

$$\sigma_{xx} = \lambda \theta + 2\mu e_{xx} = \lambda \theta + 2\mu \frac{\partial u_x}{\partial x} \dots (2.35)$$

$$\sigma_{xy} = 2\mu e_{xy} = \mu \left( \frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \dots (2.36)$$

$$\sigma_{xz} = 2\mu e_{xz} = \mu \left( \frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \dots (2.37)$$

Persamaan (2.37) dapat diturunkan pada komponen tekanan sehingga diperoleh,

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} = \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} \dots (2.38)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} = \mu \left( \frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y \partial x} \right) \dots (2.39)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \mu \left( \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z \partial x} \right) \dots (2.40)$$

Fakta bahwa pada bahan homogen elastisitas konstan tidak berbeda dengan posisi, maka persamaan turunannya dapat dirubah ke dalam bentuk persamaan gerak berikut (Seth, 2002):

$$\theta = \nabla \cdot u = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \dots (2.41)$$

dan persamaan Laplacian,

$$\nabla^2(u_x) = \frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} \dots (2.42)$$

Untuk komponen x pada Persamaan (2.32) menjadi,

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2(u_x) = \rho \left( \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} \right) \dots (2.43)$$

Perpindahan komponen y dan z juga menggunakan persamaan yang serupa dengan Persamaan (2.43). Ketiga persamaan tersebut dapat dikombinasikan menggunakan vektor Laplacian dari bidang perpindahan.

$$\nabla^2 u = (\nabla^2 u_x, \nabla^2 u_y, \nabla^2 u_z) \dots (2.44)$$

Persamaan (2.44) dapat menjadi persamaan vektor tunggal berikut:

$$(\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot u(x, t)) + \mu \nabla^2 u(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2} (2.45)$$

$$\nabla^2 u = \nabla(\nabla \cdot u) - \nabla \times (\nabla \times u) \dots\dots\dots(2.46)$$

Sehingga diperoleh,

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot u(x, t)) - \mu\nabla \times (\nabla \times u(x, t)) = \rho \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2} \dots\dots\dots(2.47)$$

$$u(x, t) = \nabla\phi(x, t) + \nabla \times Y(x, t) \dots\dots\dots(2.48)$$

Persamaan (2.48) menyatakan bahwa perpindahan dapat dipisahkan menjadi potensi skalar sesuai dengan gelombang P yang memenuhi persamaan gelombang skalar.

$$\nabla^2 \phi(x, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi(x, t)}{\partial t^2} \dots\dots\dots (2.49)$$

Perpindahan yang disebabkan oleh dua jenis gelombang pada arah z, scalar potensial pada bidang gelombang P harmonik dapat dipahami menggunakan persamaan berikut:

$$\phi(z, t) = A \exp(i(\omega t - kz)) \dots\dots\dots(2.50)$$

Sehingga diperoleh gradien perpindahan,

$$u(z, t) = \nabla\phi(z, t) = (0, 0, -ik)A \exp(i(\omega t - kz)) \dots\dots\dots(2.51)$$

$$\nabla \cdot u(z, t) = -k^2 A \exp(i(\omega t - kz)) \dots\dots\dots(2.52)$$

Gelombang yang merambat menyebabkan terjadinya perubahan volume karena perpindahan arah rambatan menimbulkan adanya material yang dikompres dan diperluas secara bergantian. Gelombang P yang dihasilkan pada potensi skalar disebut gelombang kompresional (Seth, 2002).

## **BAB III**

### **METODOLOGI PENELITIAN**

#### **3.1 Data Penelitian**

Penelitian tugas akhir ini menggunakan data gempa Sumatera Selatan yang terjadi pada tahun 2010 sampai 2015. Proses pengambilan data dilakukan melalui situs resmi pencatatan gempa yaitu webdc.eu. Adapun data yang digunakan adalah sebagai berikut:

1. Data parameter sumber gempa yang meliputi *origin time*, *latitude*, *longitude*, *depth*, dan nama stasiun yang digunakan.
2. Data stasiun yang digunakan meliputi *latitude* dan *longitude* tiap-tiap stasiun.

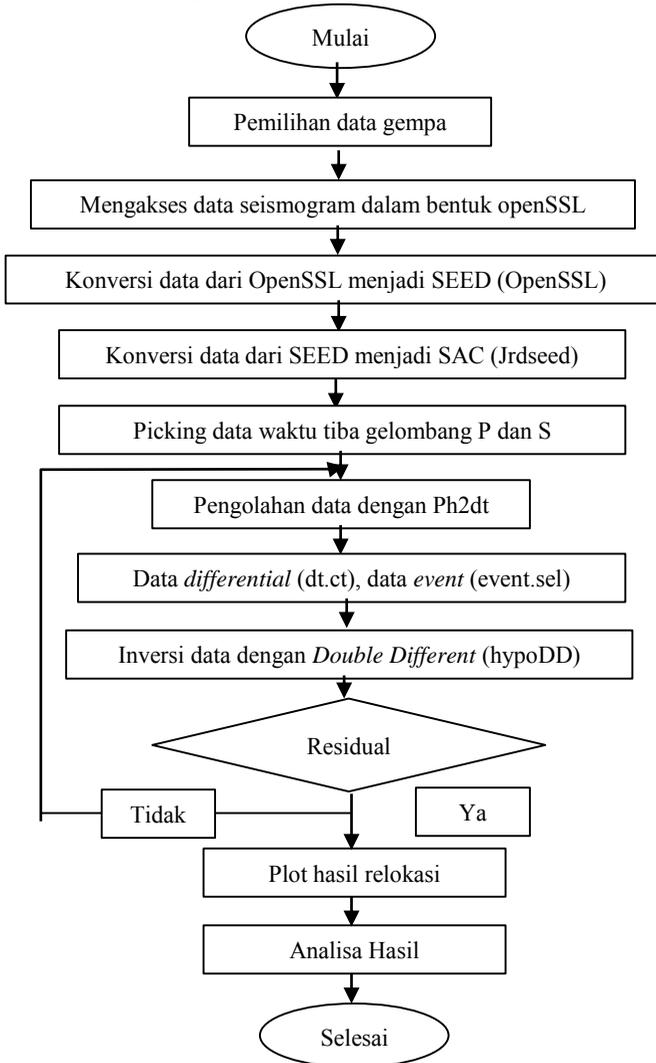
#### **3.2 Perangkat Lunak**

Perangkat lunak yang dibutuhkan pada penelitian tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

1. OpenSSL digunakan untuk merubah format data gempa dari .OPENSSL menjadi .SEED.
2. Jrdseed digunakan untuk merubah format data gempa dari .SEED menjadi .SAC.
3. SeisGram2K70 digunakan untuk *picking* gelombang P dan S.
4. Notepad++ digunakan untuk mencatat hasil *picking* gelombang P dan S, serta informasi lain yang dibutuhkan untuk pengolahan data.
5. HypoDD digunakan untuk relokasi gempa bumi dengan metode *double difference*.
6. MATLAB digunakan untuk menampilkan keluaran program hypoDD dari file hypoDD.reloc, hypoDD.loc, dan hypoDD.sta.
7. GMT digunakan untuk membuat peta persebaran hasil relokasi.

### 3.3 Proses Pengolahan Data

Proses Pengolahan data pada tugas akhir ini ditunjukkan dengan diagram alir penelitian pada Gambar 3.1:



**Gambar 3.1** Diagram penelitian Tugas Akhir

### 3.3.1 Relokasi Hiposenter

Relokasi dengan menggunakan hypoDD dimulai dengan identifikasi stasiun atau stasiun-stasiun pada dua *event* gempa yang berdekatan untuk membuat koreksi waktu tiba pada stasiun-stasiun tersebut.

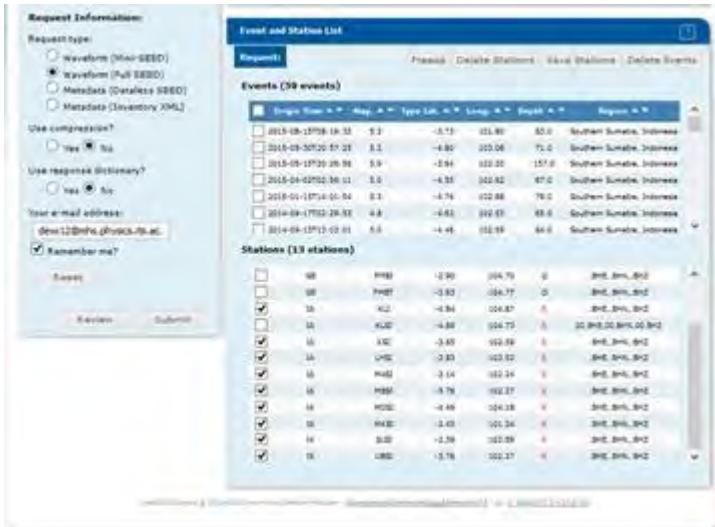
Dalam prakteknya proses pengolahan data relokasi hiposenter dilakukan dengan beberapa tahap, sebagai berikut:

#### a. Pemilihan Data Gempa

Proses pengambilan data dilakukan melalui situs resmi pencatatan gempa yaitu *webdc.eu*. Pada *webdc.eu* akan muncul tampilan seperti pada Gambar 3.2. Setelah itu tandai wilayah Sumatera Selatan, kemudian tentukan besar magnitude yang digunakan serta periode terjadinya gempa, dimana pada penelitian tugas akhir ini digunakan gempa dengan magnitude mulai dari 4,8 SR pada periode 2010-2015. Apabila parameter-parameter sudah ditentukan maka tampilkan *event* dan stasiun yang ada pada periode tersebut dengan *explore events* dan *explore stations* maka akan muncul tampilan seperti pada Gambar 3.3. Pada penelitian ini dipilih data *waveform (full SEED)* dengan 9 stasiun pencatat.



Gambar 3.2. Tampilan webdc.eu



Gambar 3.3. Tampilan *webdc.eu* untuk pemilihan data gempa

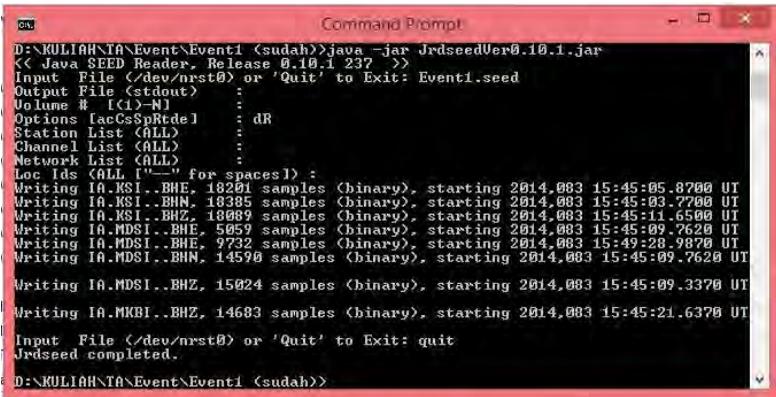
## b. Konversi data

Data yang didapatkan dari hasil pemilihan data gempa berformat .OPENSSE, oleh karena itu dilakukan proses konversi data yaitu sebuah proses merubah format data dari .OPENSSE menjadi .SEED. Proses ini menggunakan software OpenSSL yang dapat dijalankan menggunakan *command prompt*. Hasil keluaran dari proses ini adalah data dengan format .SEED. Perintah yang digunakan untuk merubah format data tersebut ditunjukkan pada Gambar 3.4.



Gambar 3.4. Perintah untuk konversi dari .openssl ke .seed

Setelah format data berubah menjadi .SEED, maka dilakukan proses konversi data lagi untuk merubah format data dari .SEED menjadi .SAC. Hal tersebut dilakukan karena data yang dibutuhkan dan dapat dibaca oleh software SeisGram2K70 adalah data berformat .SAC. Proses konversi data yang kedua ini menggunakan software Jrdseed yang dapat dijalankan menggunakan *command prompt*. Hasil keluaran dari proses ini adalah data dengan format .SEED yang memiliki 3 komponen yaitu BHE, BHN dan BHZ.



```

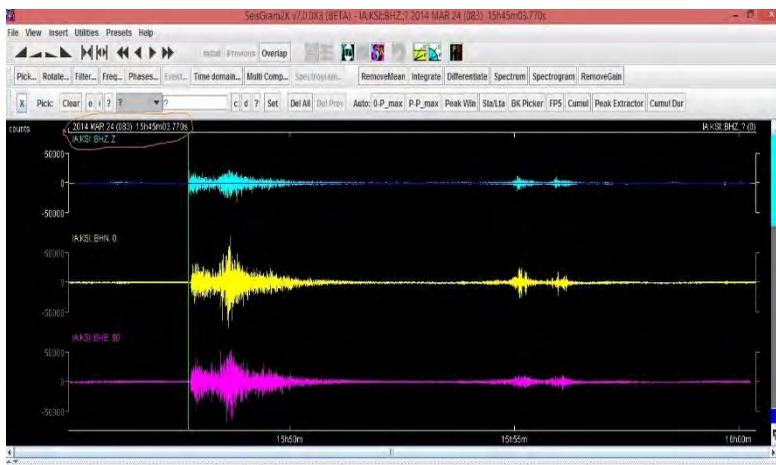
D:\KULIAH\TA\Event\Event1 (sudah)>java -jar JrdseedVer0.10.1.jar
<< Java SEED Reader, Release 0.10.1 237 >>
Input File (<dev>nrst0) or 'Quit' to Exit: Event1.seed
Output File (<stdout>) :
Volume # [(1)-N] :
Options [acCsSprtde] : dR
Station List (ALL)
Channel List (ALL)
Network List (ALL)
Loc Ids (ALL ["-" for spaces]) :
Writing IA.KSI..BHE, 18201 samples (binary), starting 2014.083 15:45:05.8700 UT
Writing IA.KSI..BHN, 18385 samples (binary), starting 2014.083 15:45:03.7700 UT
Writing IA.KSI..BHZ, 18089 samples (binary), starting 2014.083 15:45:11.6500 UT
Writing IA.MDSI..BHE, 5059 samples (binary), starting 2014.083 15:45:09.7620 UT
Writing IA.MDSI..BHE, 9732 samples (binary), starting 2014.083 15:49:28.9870 UT
Writing IA.MDSI..BHN, 14590 samples (binary), starting 2014.083 15:45:09.7620 UT
Writing IA.MDSI..BHZ, 15024 samples (binary), starting 2014.083 15:45:09.3370 UT
Writing IA.MKBI..BHZ, 14683 samples (binary), starting 2014.083 15:45:21.6370 UT
Input File (<dev>nrst0) or 'Quit' to Exit: quit
Jrdseed completed.
D:\KULIAH\TA\Event\Event1 (sudah)>

```

**Gambar 3.5.** Perintah untuk konversi dari .seed menjadi 3 komponen

### c. *Picking data*

*Picking data* dilakukan menggunakan software SeisGram2K70, dengan software tersebut data gempa yang telah dirubah menjadi format .BHE, BHN, dan BHZ dapat ditampilkan seperti pada Gambar 3.6. Apabila sudah muncul gambar seperti pada Gambar 3.6 maka pilih perintah *picking*, kemudian tempatkan kursor pada awal gelombang sehingga akan muncul *arrival time* gelombang tersebut, kemudian catat waktu tiba gelombang tersebut pada notepad++.



**Gambar 3.6.** Tampilan program SeisGram2K70

#### **d. Pengolahan Data dengan ph2dt**

Tahap pertama untuk relokasi hiposenter yaitu analisa fase atau bentuk gelombang dari perbedaan *travel time* tiap *event*. Program yang digunakan untuk tahap pertama yaitu ph2dt, merupakan program yang mengubah gelombang P dan gelombang S menjadi *input* untuk program hypoDD. *Input* dari program ph2dt membutuhkan *travel time* dari gelombang yang dihasilkan tiap *event* pada setiap stasiun pencatat. *Input* untuk program ph2dt ada dua yaitu informasi stasiun berupa nama, *latittude* dan *longitude* stasiun yang kemudian disimpan dalam format .dat. Inputan kedua yaitu file dalam format .pha yaitu phase.pha yang berisikan informasi dari semua *event* yang digunakan serta *travel time* yang didapatkan dari hasil *picking* data. *Travel time* didapatkan dari hasil pengurangan *origin time* dengan *arrival time* yang tercatat dari setiap stasiun. Format penulisan untuk inputan program ph2dt dapat dilihat pada Gambar 3.7 dan Gambar 3.8.

Station Name	Latitude	Longitude	Status
1 KSI	-3.6517	102.593	CRIT
2 MDSI	-4.4861	104.178	CRIT
3 MKBI	-2.4474	101.240	CRIT
4 SLSI	-2.3924	102.593	CRIT
5 MASI	-3.1415	102.240	CRIT
6 UBSI	-3.7611	102.271	CRIT
7 LHSI	-3.8267	103.523	CRIT
8 KLI	-4.8363	104.871	CRIT
9 MBSI	-3.7611	102.271	CRIT

**Gambar 3.7.** *Input* file stasiun.dat

File stasiun.dat pada Gambar 3.7 berisi informasi tentang stasiun pencatat yang digunakan dengan format nama stasiun, latitude, dan longitude (Contoh: KSI -3.6517 102.593).

Event ID	Date	Time	Latitude	Longitude	Depth	Station	Status			
1	# 2014 03 24 15 46	32.00	-3.5500	103.8800	286.0	4.90	0.00	0.00	0.00	1 CRIT
2	KSI	73.078	1.000	P	CRIT					
3	MDSI	39.789	1.000	P	CRIT					
4	MKBI	54.700	1.000	P	CRIT					
5	# 2015 05 15 20 26	56.00	-2.6400	102.2000	157.0	5.90	0.00	0.00	0.00	2 CRIT
6	SLSI	22.735	1.000	P	CRIT					
7	MASI	23.171	1.000	P	CRIT					
8	UBSI	26.941	1.000	P	CRIT					
9	MDSI	44.867	1.000	P	CRIT					
10	KSI	48.328	1.000	P	CRIT					
11	MKBI	25.564	1.000	P	CRIT					
12	LHSI	33.892	1.000	P	CRIT					
13	# 2014 03 07 16 14	53.00	-4.6500	103.7400	111.0	5.30	0.00	0.00	0.00	3 CRIT
14	MDSI	16.626	1.000	P	CRIT					
15	KSI	61.998	1.000	P	CRIT					
16	MKBI	51.552	1.000	P	CRIT					
17	# 2014 06 19 00 51	17.00	-2.8500	102.2900	166.0	5.00	0.00	0.00	0.00	4 CRIT
18	SLSI	24.519	1.000	P	CRIT					
19	LHSI	32.599	1.000	P	CRIT					
20	MKBI	28.949	1.000	P	CRIT					
21	MASI	24.623	1.000	P	CRIT					
22	UBSI	27.43	1.000	P	CRIT					
23	KLI	51.665	1.000	P	CRIT					

**Gambar 3.8.** *Input* file phase pha

Gambar 3.8 menunjukkan file catalog untuk *travel time* yaitu file phase pha. File ini berisi informasi tentang *travel time* dari gelombang P dan S dari setiap event gempa yang terjadi. Format penulisan untuk file ini yaitu sebagai berikut:

#, YR, MO, DY, HR, MN, SC, LAT, LON, DEP, MAG, EH, EZ, RMS, ID

dimana '#' merupakan tanda untuk *event*, sedangkan YR, MO, DY merupakan tahun, bulan, dan hari terjadinya gempa bumi. Kemudian HR, MI, SC merupakan *origin time* (*hour, minute, second*). LAT, LON, DEP berarti latitude, longitude, dan kedalaman (km). MAG, EH, EZ merupakan magnitudo gempa, horizontal error, *depth error* (km). Apabila tidak tersedia horizontal error dan depth error dapat diatur dengan 0.0. RMS merupakan RMS dari *travel time*, pada penelitian ini RMS diatur 0.0 karena tidak tersedia RMS. time residual. ID merupakan ID dari setiap *event*. Kemudian penulisan untuk *travel time* adalah sebagai berikut:

STA, TT, WGHT, PHA

dengan informasi dari parameter tersebut adalah STA nama stasiun, TT *travel time* dari setiap gelombang. WGHT merupakan pembobotan. PHA merupakan fase gelombang (P= gelombang P; S= gelombang S).

Apabila file *phase.pha* dan *stasiun.dat* sudah siap, maka langkah selanjutnya adalah mengatur parameter inputan untuk file *ph2dt.inp*. Format penulisannya seperti pada Gambar 3.9. Sedangkan diskripsi untuk parameter dalam file *ph2dt.inp* adalah sebagai berikut:

MINWGHT = minimum pembobotan untuk picking data (0– 1).

MAXDIST = maksimal jarak atau cakupan semua *event*.

MAXSEP = jarak hiposenter 1 pasangan gempa dengan hiposenter gempa bumi yang lain.

MAXNGH = maksimal jumlah tetangga atau pasangan dari setiap *event*.

MINLNK = jumlah minimal fase dari gempa bumi.

**MINOBS** = jumlah minimal pasangan gempa bumi yang dihubungkan dengan pasangan gempa bumi disekitarnya (pasangan terhadap pasangan lain).

**MAXOBS** = jumlah maksimal pasangan gempabumi yang dihubungkan dengan pasangan gempabumi disekitarnya (pasangan terhadap pasangan lain).

```

1 * ph2dt.inp - input control file for program ph2dt
2 * Input station file:
3 stasiun.dat
4 * Input phase file:
5 phase.pha
6 *MINWGHT: min. pick weight allowed [0]
7 *MAXDIST: max. distance in km between event pair and stations [200]
8 *MAXSEP: max. hypocentral separation in km [10]
9 *MAXNGH: max. number of neighbors per event [10]
10 *MINLNK: min. number of links required to define a neighbor [8]
11 *MINOBS: min. number of links per pair saved [8]
12 *MAXOBS: max. number of links per pair saved [20]
13 *MINWGHT MAXDIST MAXSEP MAXNGH MINLNK MINOBS MAXOBS
14 0 1000 70 106 1 1 9

```

**Gambar 3.9.** *Input file ph2dt.inp*

Hasil *output* dari program ph2dt merupakan file-file yang digunakan sebagai masukan untuk mengolah data menggunakan program hypoDD, yaitu diantaranya file dt.ct, event.sel, event.dat, dan ph2dt.log. *Output* ph2dt tersebut digunakan untuk *input* pada program hypoDD. Kemudian untuk menjalankan program ph2dt digunakan RedHat Cgywin, apabila PC atau computer yang digunakan tidak berbasis Linux. Sehingga didapatkan tampilan *output* dari ph2dt seperti Gambar 3.10.

```

Dewi_punyas@Dewi ~
$ cd /HYPODD

Dewi_punyas@Dewi ~/HYPODD
$ cd src

Dewi_punyas@Dewi ~/HYPODD/src
$ cd ph2dt

Dewi_punyas@Dewi ~/HYPODD/src/ph2dt
$ ./ph2dt.exe ph2dt.inp
starting ph2dt (v1.3 - 08/2010)...

reading data ...
> stations = 9
> events total = 106
> events selected = 106
> phases = 535
Forming diines...
> P-phase pairs total = 2777
> S-phase pairs total = 0
> outliers = 1274 ( 45 %)
> phases at stations not in station list = 0
> phases at distances larger than MAXDIST = 0
> P-phase pairs selected = 1503 ( 54 %)
> weakly linked events = 106 ( 100 %)
> linked event pairs = 636
> average links per pair = 2
> average offset (km) betw. linked events = 40.1542244
> average offset (km) betw. strongly linked events = 40.1542244
> maximum offset (km) betw. strongly linked events = 69.8653336

Done.

Output files: dt.ct; event.dat; event.sel; ph2dt.log
ph2dt parameters were:
(minwght,maxdlist,maxsep,maxngh,minlink,minobs,maxobs)
0.00000000 1000.00000 70.0000000 106 1 1 9

Dewi_punyas@Dewi ~/HYPODD/src/ph2dt
$

```

**Gambar 3.10.** Tampilan *output windows* dan *processing* ph2dt menggunakan RedHat Cgywin

### e. Pengolahan Data dengan hypoDD

Kemudian tahap kedua yaitu mengolah data yang didapatkan dari tahap pertama untuk menentukan lokasi dari dua hiposenter yang berbeda. *Output* dari program ph2dt digunakan sebagai *input* dari program hypoDD. Keluaran dari program ph2dt adalah file dt.ct, event.sel, event.dat, dan ph2dt.log. Sedangkan inputan yang dibutuhkan untuk program hypoDD adalah file dt.ct, file event.sel atau event.dat, dan file stasiun.dat. Format penulisan untuk *input* dari parameter yang digunakan program hypoDD pada penelitian tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

\* hypoDD.inp:

\*--- INPUT FILE SELECTION

\* file name of cross-corr diff. time input (blank if not available):

\* file name of catalog travel time input (blank if not available):

```

dt.ct
* file name of initial hypocenter input:
event.sel
* file name of station input:
stasiun.dat
*
*--- OUTPUT FILE SELECTION
* file name of initial hypocenter output (if blank: output to
hypoDD.loc):
hypoDD.loc
* file name of relocated hypocenter output (if blank: output to
hypoDD.reloc):
hypoDD.reloc
* file name of station residual output (if blank: no output written):
hypoDD.sta
* file name of data residual output (if blank: no output written):
hypoDD.res
* file name of takeoff angle output (if blank: no output written):
hypoDD.src
*
*--- DATA SELECTION:
* IDAT IPHA DIST
  2   1  1000
*
*--- EVENT CLUSTERING:
* OBSCC OBSCT
  0     1
*
*--- SOLUTION CONTROL:
* ISTART ISOLV NSET
  2     2     2
*
*--- DATA WEIGHTING AND REWEIGHTING:
* NITER WTCCP WTCCS WRCC WDCC WTCTP WTCTS
  2     -9     -9     -9     -9     1.0     1.0

```

```

2      -9      -9      -9      -9      1.0      1.0
WRCT WDCT DAMP
3  70  60
2  70  60

```

\*

\*--- MODEL SPECIFICATIONS:

\* NLAY RATIO

```
7 1.78
```

\* TOP:

```
0.0 1.0 2.0 5.0 16.0 33.0 40.0
```

\* VEL:

```
2.31 4.27 5.52 6.23 6.41 6.70 8.00
```

\*

\*--- CLUSTER/EVENT SELECTION:

\* CID

```
0
```

\* ID

Tampilan untuk *input* dari parameter yang dibutuhkan program hypoDD dengan file hypoDD.inp ditunjukkan oleh Gambar 3.11.



```

File Edit Search View Encoding Language Settings Macro Run Plugins Window ?
hypoDD.inp [0]
--- input file selection
1 * cross correlation skip times
2
3
4
5 * output file selection
6
7 * event file
8
9 * event path
10
11 * station file
12
13 * station dir
14
15 * output file selection
16
17 * original location
18
19 * release
20
21 * release
22
23 * station information
24
25 * station information
26
27 * station information
28
29 * station information
30
31 * station information
32
33
34
35
36 * data type selection
37
38 * IDAT: 0 = synthetic; 1 = cross corr; 2 = data; 3 = cross a cut
39
40 * IDAT: 1 = 1; 2 = 2; 3 = 3
41
42 * IDAT: 1 = 1; 2 = 2; 3 = 3
43
44 * IDAT: 1 = 1; 2 = 2; 3 = 3
45
46 * IDAT: 1 = 1; 2 = 2; 3 = 3
47
48 * IDAT: 1 = 1; 2 = 2; 3 = 3
49
50 * event identifier
51
52 * event: skip # of stations for displaying data (0 = no clustering)
53
54 * event: skip # of stations for network data (0 = no clustering)

```

**Gambar 3.11.** Tampilan file hypoDD.inp

Keterangan untuk Gambar 3.11 adalah sebagai berikut:

- IDAT merupakan tipe data yang digunakan. Apabila digunakan data cross correlation saja maka IDAT diisi

dengan nomor 1, sedangkan apabila digunakan data catalog saja maka diisi dengan angka 2, dan jika digunakan kedua data tersebut maka diisi 3. Pada penelitian tugas akhir ini digunakan data catalog saja sehingga dipilih nomer 2.

- IPHA merupakan jenis fase yang digunakan apabila 1 = gelombang P; 2 = gelombang S; 3 = gelombang P dan S.
- DIST merupakan jarak maksimum antara pusat dari event yang tercluster dengan stasiun pencatat. DIST pada hypoDD sama dengan MAXDIST pada ph2dt sehingga apabila digunakan jarak maksimal di ph2dt 1000 km maka pada hypoDD juga diisi 1000 km.
- OBSCC, OBSCT merupakan minimal pasangan event dari data cross correlation, OBSCT = MINLNK pada ph2dt sehingga diisi 1 karena minimal link yang digunakan pada ph2dt adalah 1.
- ISTART merupakan awal dari lokasi jika 1 = maka dimulai dari pust cluster, sedangkan 2 = dimulai dari pusat catalog.
- ISOLV merupakan model inversi yang digunakan. 1 = singular value decomposition (SVD); 2 = conjugate gradients (LSQR). Pada penelitian ini digunakan persamaan LSQR.
- NSET banyak set dari iterasi yang digunakan.

Data weighting and re-weighting:

- NITER: banyaknya iterasi yang digunakan
- WTCCP, WTCCS: pembobotan untuk data cross P, S, karena pada penelitian ini tidak digunakan data cross maka diisi -9.
- WTCTP, WTCTS: pembobotan untuk data catalog gelombang P, S, digunakan 1 pada penelitian ini.
- WRCC, WRCT: residual dalam detik untuk data cross, catalog.
- WDCC, WDCT: jarak maksimal antara cross, catalog pasangan event.

- DAMP: damping (hanya digunakan untuk lsqr), karena pada penelitian ini digunakan inversi dengan lsqr maka damping diisi.
- NLAY adalah banyaknya layer pada daerah yang digunakan, Sumatera Selatan menggunakan 7 layer berdasarkan model kecepatan bumi Sumatera Selatan.
- RATIO merupakan ratio dari  $V_p/V_s$ . Rasio ini berdasarkan model kecepatan bumi.
- TOP: kedalaman (km) pada model kecepatan bumi.
- VEL: Kecepatan gelombang yang melalui lapisan (km/s).
- CID merupakan indeks dari cluster yang ingin dicari. Apabila ingin menampilkan semua cluster dari hasil program hypoDD maka diisi dengan 0. Apabila diisi 1 maka yang muncul hanya cluster 1 saja.

```

# events = 106
# stations < maxdist = 9
# catalog P dtimes = 1503
# dtimes total = 1503
# events after dtype match = 102
# stations = 9
Clustering ...
Clustered events: 102
Isolated events: 0
# clusters: 2
Cluster 1: 100 events
Cluster 2: 2 events

RELOCATION OF CLUSTER: 1 Tue May 17 23:02:28 2016
-----
Reading data ... Tue May 17 23:02:28 2016
# events = 100
# stations < maxdist = 9
# catalog P dtimes = 1499
# dtimes total = 1499
# events after dtype match = 100
# stations = 9
Initial trial sources = 100

IT EV CT RMSCT RMSST DX DY DZ DT OS AQ CND
% % ms % ms m m m m ms m
1 1 100 94 890 -29.7 1791 1558 2576 4429 132 1500 0 11
2 98 83 632 -29.0 1791 827 1369 3443 67 1500 1 12
3 2 97 78 597 -5.6 1135 757 1214 1856 61 683 0 11
4 3 97 67 350 -41.4 652 330 543 929 24 476 0 11
5 95 57 266 -24.0 652 265 255 813 13 476 1 10
6 4 94 53 232 -12.7 400 157 222 272 11 1042 0 9

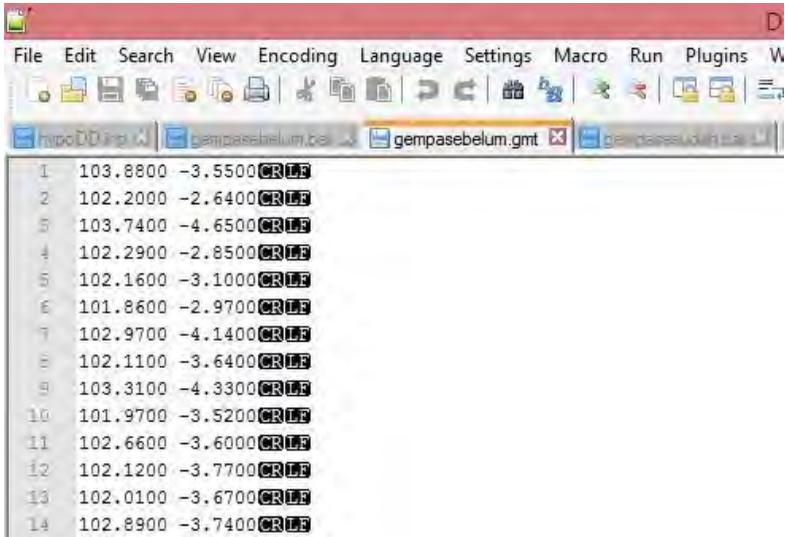
writing out results ...

```

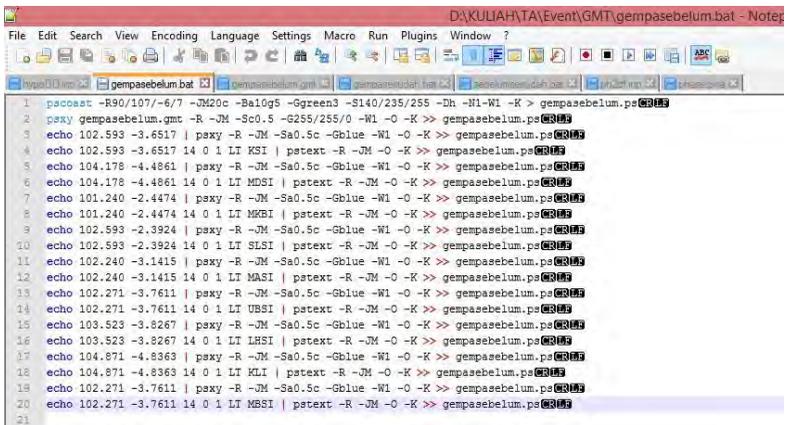
**Gambar 3.12.** Tampilan *output windows* dan *processing* hypoDD menggunakan RedHat Cgywin

### 3.3.2 Pembuatan Peta persebaran seismisitas

Pembuatan peta persebaran seismisitas dilakukan dengan menggunakan software GMT. Peta persebaran seismisitas akan ditampilkan untuk setiap *cluster*. Dalam pembuatan peta persebaran diperlukan input berupa *magnitude*, koordinat gempa dan stasiun, serta keterangan lainnya dari suatu *event* gempa. Setelah itu hasil peta persebaran akan diplot berdasarkan *magnitude* gempa. Pertama disiapkan data tentang *event* gempa dalam format .gmt seperti pada Gambar 3.13. Pada Gambar 3.13 format penulisannya adalah *longitude* kemudian baru *latitude* dari *event* gempa. Kemudian dibuat file tentang *magnitude* gempa dan warna yang diinginkan dalam format .cpt. terakhir dibuat file dalam bentuk .bat seperti pada Gambar 3.14, dimana pada Gambar 3.14 jangan lupa untuk menulis koordinat dari wilayah yang ingin ditampilkan petanya. Pada penelitian tugas akhir ini digunakan wilayah Sumatera Selatan dengan koordinat 6 derajat Lintang Selatan dan 107 derajat Bujur Timur. Setelah itu untuk menampilkan hasil peta persebaran yang sudah dibuat bisa dengan cara menjalankan file dalam format .bat yang telah dibuat tadi. Apabila sudah dijalankan maka *output* dari GMT dapat dianalisis berdasarkan persebaran hiposenter yang dihasilkan.



Gambar 3.13. Input software GMT dalam file berformat .gmt



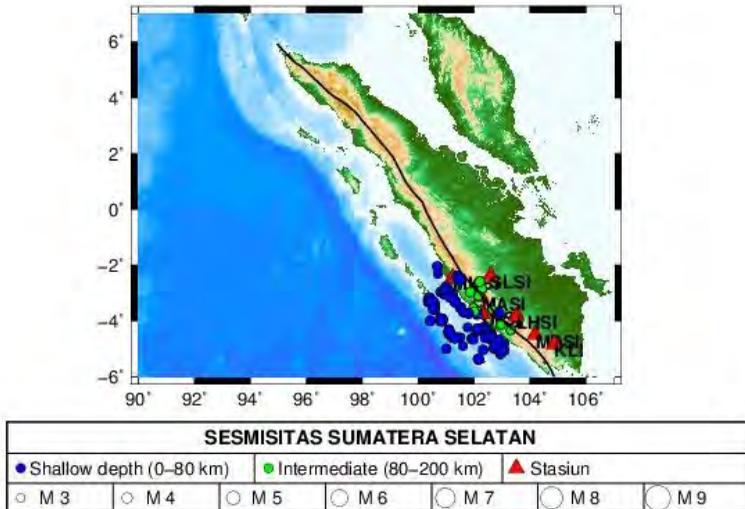
Gambar 3.14. Input software GMT dalam file berformat .bat

## BAB IV ANALISIS DATA DAN PEMBAHASAN

### 4.1 Persebaran Gempa di Wilayah Sumatera Selatan

Data yang digunakan pada penelitian ini merupakan data katalog gempa yang didapatkan dari web resmi pencatat gempabumi yaitu *webdc.eu*. Penelitian ini menggunakan data gempabumi yang terjadi di daerah Sumatera Selatan yang terletak antara  $1^{\circ}$ - $4^{\circ}$  LS dan  $102^{\circ}$ - $106^{\circ}$  BT. Waktu terjadinya gempa yang diteliti merupakan gempa yang terjadi pada tanggal 1 Januari 2010 hingga 31 Desember 2015. Total *events* yang diteliti sebanyak 106 *events* gempa dengan rentan kekuatan 4,8 SR – 6,5 SR. Total stasiun yang digunakan sebanyak 9 stasiun pencatat gempa.

PETA EPICENTER GEMPA DI SUMATERA SELATAN

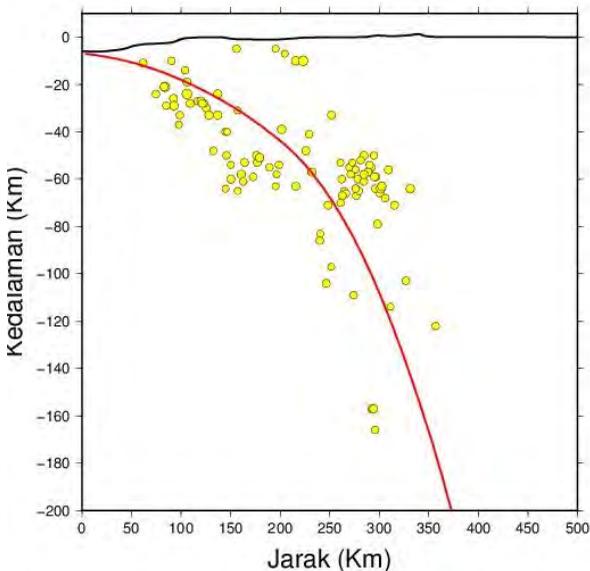


**Gambar 4.1** Peta persebaran gempabumi dan stasiun pencatat

Persebaran episenter gempabumi di wilayah Sumatera Selatan serta persebaran dan lokasi stasiun pencatat yang digunakan

ditunjukkan oleh Gambar 4.1. Terlihat pada Gambar 4.1 gempa yang diteliti berada disekitar garis hitam, dimana garis hitam tersebut merupakan garis patahan pada sistem patahan milik Sumatera. Posisi gempa tepatnya berada diantara Zona Busur Magmatik Barisan dengan Samudra Hindia. Pada Zona Busur Magmatik Barisan terdapat sederatan Gunung Barisan. Kondisi geologis seperti inilah yang menyebabkan di wilayah Sumatera Selatan sering terjadi gempa bumi.

Jika Gambar 4.1 menunjukkan persebaran gempa bumi sebelum dilakukan relokasi maka Gambar 4.2 menunjukkan *cross section* dari hiposenter gempa bumi di wilayah Sumatera Selatan sebelum dilakukan relokasi. Secara umum, persebaran gempa bumi banyak berada di kedalaman dangkal yaitu kurang dari 80 km ( $h < 80 \text{ km}$ ). Gempabumi di Sumatera Selatan banyak disebabkan akibat tunjaman lempeng, sehingga gempa bumi yang berada di zona subduksi akan memiliki kedalaman dangkal.



**Gambar 4.2** *Cross Section* hiposenter sebelum relokasi

#### 4.2 Relokasi dengan Metode *Double Difference*

Relokasi menggunakan hypoDD dimulai dengan memasukkan data letak stasiun perekam, model kecepatan bumi satu dimensi, dan *travel time* dari gelombang P dan S yang terbaca pada setiap stasiun perekam. Tabel 4.1 merupakan tabel yang berisi model kecepatan bumi yang digunakan yaitu kombinasi model bumi Haslinger dan Santosa.

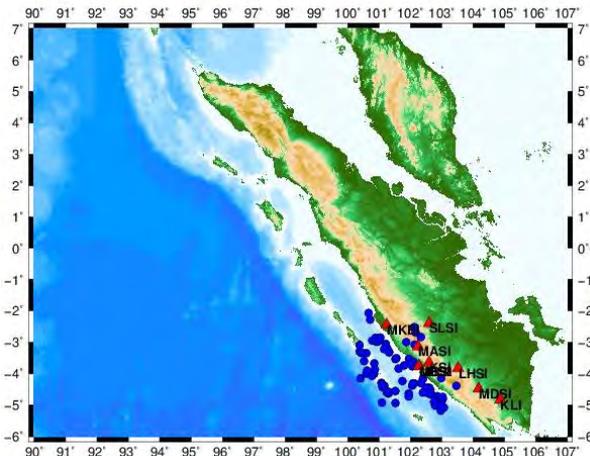
**Tabel 4.1 Model kecepatan bumi Sumatera Selatan**

Layer	Velocity	Depth	vdamp	Phase
1	2,31	0	1	P- VELOCITY MODEL
2	4,27	1	1	
3	5,52	2	1	
4	6,23	5	1	
5	6,41	16	1	
6	6,7	33	1	
7	8,0	40	1	

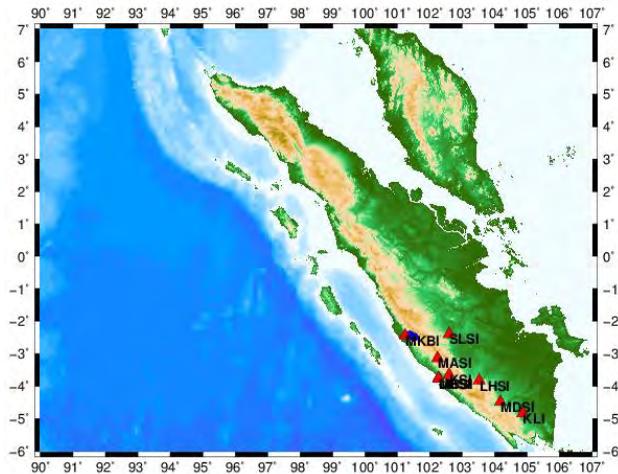
Sebelum melakukan proses pengolahan menggunakan metode *double difference* diperlukan penentuan parameter jarak maksimal hiposenter antara 1 pasangan gempa bumi dengan hiposenter pasangan gempa bumi yang lainnya (MAXSEP), MAXSEP yang digunakan sebesar 70 km. Pemberian nilai tersebut didasarkan pada kondisi yang dibutuhkan agar algoritma *double difference* bisa berjalan dengan maksimal. Metode *double difference* memiliki syarat dimana jarak antara pasangan gempa harus lebih dekat daripada jarak antara gempa dengan stasiun perekam. Tidak hanya MAXSEP saja yang ditentukan parameter lain yang juga menentukan proses relokasi menggunakan metode *double difference* adalah jarak maksimal atau cakupan dari semua *events* yang ada (MAXDIST). MAXDIST juga menentukan karena apabila cakupan dari semua *event* kecil maka *event* yang ter-*cluster* akan semakin sedikit, akan tetapi apabila cakupan besar maka *event* yang ter-*cluster* akan semakin banyak. Pada proses pengolahan menggunakan hypoDD digunakan MAXDIST sebesar 1000 km, digunakan jarak tersebut untuk menghindari stasiun-stasiun yang letaknya jauh, sehingga stasiun tersebut masuk dalam cakupan jarak yang digunakan. Berdasarkan hasil

relokasi menggunakan MAXSEP 70 km diperoleh gempa sebanyak 95 *events* dari 106 *events* yang masuk ke dalam 2 *cluster* gempa, sedangkan sisa gempa lainnya gagal untuk direlokasi karena jarak antar gempanya melebihi 70 km. *Cluster* terbesar terdiri atas 93 gempa sedangkan yang terkecil terdiri atas 2 gempa. Gempa terdalam berada pada kedalaman 167,078 km, gempa tersebut terdapat pada *cluster* besar.

Nilai yang diberikan pada parameter pembobotan seperti WDCT akan menjadi penentu jumlah gempa yang akan di-*cluster*. Iterasi dan redaman juga dikondisikan untuk setiap *cluster*, karena gempabumi yang tidak memenuhi nilai *residual threshold* (WRCT) dan WDCT akan disingkirkan. Gambar 4.3 merupakan gambar *cluster* besar, sedangkan Gambar 4.4 merupakan gambar *cluster* kecil. Adanya *cluster* kecil dikarenakan jarak maksimum gempa yang terpisah antara *cluster* kecil dan *cluster* besar melebihi nilai parameter yang ditentukan. *Cluster* kecil pada Gambar 4.4 dapat dilihat bahwa gempa tersebut terletak saling berdekatan, dua *event* tersebut jaraknya lebih dekat daripada jarak ke stasiun pencatat. Oleh karena itu dua *event* tersebut ter-*cluster* menjadi satu *cluster* kecil.



**Gambar 4.3** Plot *events* dalam *cluster* besar



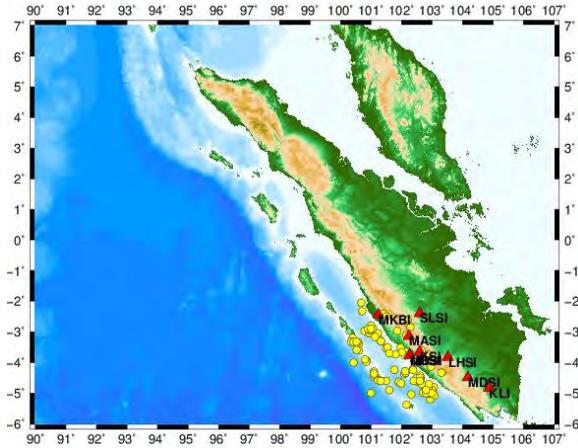
**Gambar 4.4** Plot *events* dalam *cluster* kecil

Gempa yang terjadi ada 106 *events* akan tetapi yang terelokasi hanya 95 *events* hal tersebut dikarenakan gempabumi yang tidak terelokasi belum memenuhi nilai *residual threshold* (WRCT). Untuk mengurangi *event* yang tidak terelokasi dapat dilakukan dengan mengatur jumlah iterasi yang digunakan serta nilai damping atau redaman. Redaman disesuaikan dengan jumlah gempabumi dan *condition number* (CND). Redaman tersebut berfungsi untuk mengatasi ketidakstabilan inversi. Ketidakstabilan inversi dapat dilihat melalui *condition number* yang muncul pada *output* hypoDD. Waldhausser (2001) merekomendasikan redaman 0 sampai 80 dengan korelasi *condition number* 40 sampai 80. Stabilitas solusi didapat dengan *condition number* 40 atau kurang dari 40 (Dunn, 2004). Redaman yang digunakan adalah 60 untuk *cluster* 1 dan 5 untuk *cluster* 2. Kemudian iterasi yang digunakan adalah 5 kali iterasi untuk *cluster* 1 dan 2 kali iterasi untuk *cluster* 2. Redaman yang terlalu besar dapat mengakibatkan hiposenter gempabumi tidak mengalami perubahan posisi yang disebut *overdamped*. Berdasarkan hasil iterasi terakhir dari tiap *cluster*, menghasilkan

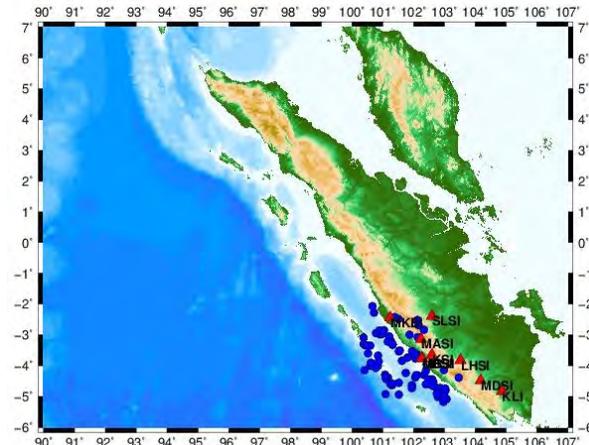
nilai *CND* sebesar 7,0 untuk *cluster* pertama dan 3,0 untuk *cluster* kedua.

#### 4.2.1 Hasil Relokasi Episenter

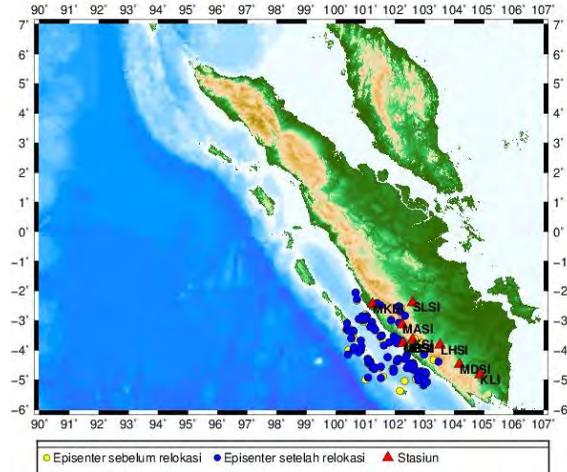
Posisi episenter sebelum direlokasi (a), sesudah direlokasi (b), serta gabungan antara keduanya yaitu sesudah dan sebelum direlokasi (c) ditunjukkan oleh Gambar 4.5.



(a)



(b)



(c)

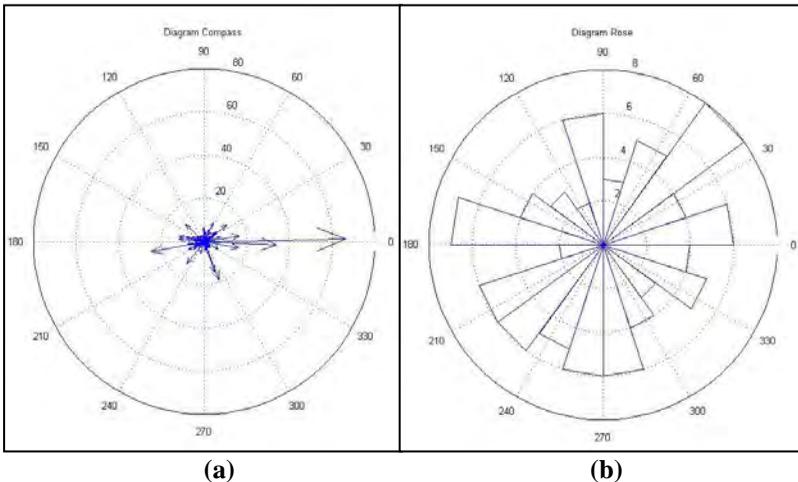
**Gambar 4.5** (a) Plot episenter sebelum relokasi, (b) Plot episenter setelah relokasi, dan (c) Plot episenter sesudah dan sebelum direlokasi

Warna merah menunjukkan posisi stasiun perekam, sedangkan warna kuning menunjukkan posisi episenter sebelum relokasi dan warna biru menunjukkan posisi episenter setelah relokasi. Pada Gambar 4.5 dapat dilihat bahwa persebaran gempabumi terelokasi lebih terfokus dan berkumpul dalam beberapa zona dibandingkan persebaran sebelum direlokasi. Berdasarkan *map view* Gambar 4.5 (c) terlihat bahwa posisi episenter mengalami pergeseran setelah dilakukan relokasi meskipun hanya sedikit pergeserannya. *Latitude* dan *longitude* dari episenter sebelum dan sesudah relokasi akan mengalami perubahan, begitu pula hiposenter dari gempa bumi setelah direlokasi juga mengalami perubahan. Hal tersebut menunjukkan bahwa setelah direlokasi dengan metode hypoDD maka *events* akan mengalami pergeseran posisi epicenter dan juga kedalaman dari hiposenter menjadi lebih akurat lagi. Pergeseran posisi episenter serta perubahan dari kedalaman hiposenter suatu *event* dapat berubah karena jaringan stasiun

pencatat yang mencatat suatu *event* berbeda-beda, jadi apabila *event* tersebut mengalami pergeseran artinya *event* tersebut berada diluar sebagian besar jaringan stasiun pengamat. Akan tetapi terdapat *event* yang tidak mengalami pergeseran yang signifikan artinya posisi episenter berada disemua jaringan stasiun pencatat.

#### 4.2.2 Diagram Rose dan Diagram Kompas

Arah dari pergeseran episenter dari gempa bumi hasil relokasi dapat diketahui melalui diagram kompas dan juga diagram rose.



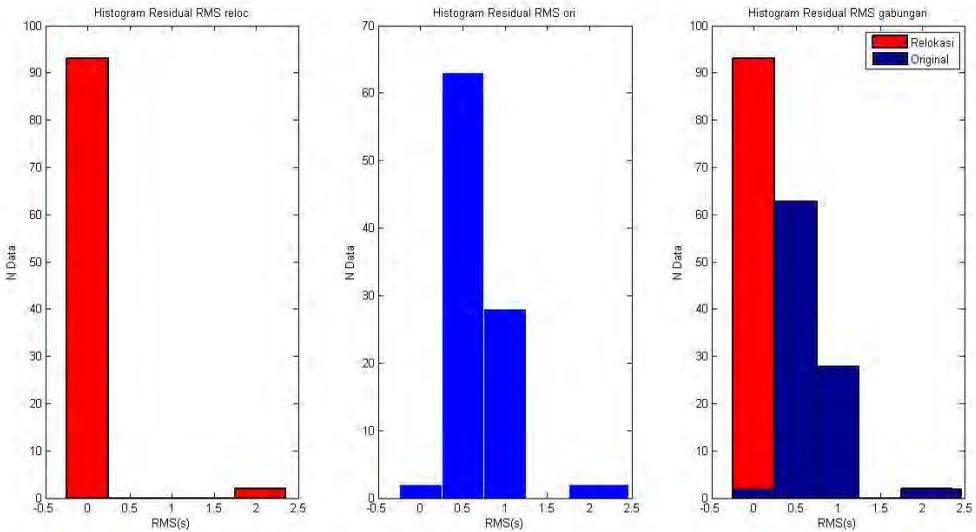
**Gambar 4.6** (a) Diagram kompas, (b) Diagram rose

Tanda panah pada diagram kompas Gambar 4.6 (a) menunjukkan arah pergeseran hasil relokasi gempa, sedangkan angka 20, 40, 60, dan 80 menunjukkan jarak pergeseran dari gempa tersebut dalam km. Pada Gambar 4.6 (a) dapat dilihat bahwa jarak pergeseran episenter gempa bumi hasil relokasi dominan pada jarak kurang dari 20 km. Dari diagram kompas tersebut terlihat hanya sedikit gempabumi dengan pergeseran lebih dari 20 km. Diagram rose yang ditunjukkan pada Gambar 4.6 (b) menggambarkan jumlah gempabumi dan sudut perubahan

arah relokasi gempa bumi. Pada gambar tersebut lingkaran dengan skala 2 sampai 8 menunjukkan jumlah *event* gempa sedangkan interval 0 sampai 330 menunjukkan sudut pergeseran hasil relokasi. Dari Gambar 4.6 dapat diketahui bahwa pergeseran episenter terjauh sebesar 66,3854 km  $\approx$  66 km dengan sudut azimuth  $0,95^\circ$  terhadap arah utara, dengan pergerakan yang semakin dalam dari kedalaman 66 km menjadi 68,911 km. Persebaran gempa bumi yang sudah direlokasi cenderung menyebar ke segala arah, namun perubahan episenter terbanyak pada arah Timur Laut.

### 4.2.3 Histogram RMS

Proses relokasi akan menghasilkan nilai RMS. Nilai RMS merupakan nilai residual antara data sebenarnya dalam penelitian ini adalah *origin time* menurut pengamat dengan *origin time* yang dihitung berdasarkan hasil hiposenter yang didapatkan. Histogram RMS sebelum dan sesudah relokasi ditunjukkan oleh Gambar 4.7, dimana histogram yang berwarna merah adalah RMS setelah direlokasi sedangkan histogram yang berwarna biru sebelum relokasi dan histogram yang terakhir adalah gabungan dari sebelum dan sesudah relokasi. RMS sebelum relokasi pada penelitian ini didapatkan dari hasil iterasi pertama menggunakan program hypoDD. Hampir semua nilai RMS dari *event* yang terlokasi mendekati 0, bahkan dari 95 *events* terdapat 93 *events* yang memiliki nilai  $RMS < 0,5$  dengan nilai RMS terkecil yaitu 0,002, meskipun ada beberapa *events* yang nilai RMS nya lebih dari 0, akan tetapi dari Gambar 4.7 dapat dilihat bahwa RMS hasil relokasi jauh lebih baik daripada nilai RMS yang dihasilkan sebelum relokasi. Iterasi pertama pada program hypoDD merupakan proses awal dari program hypoDD sehingga dapat dibandingkan mulai awal iterasi pertama sampai akhir relokasi nilai RMS yang dihasilkan akan menunjukkan nilai yang semakin kecil. Nilai RMS yang diperoleh setelah proses relokasi menggunakan program hypoDD dapat memberikan informasi yang lebih baik.

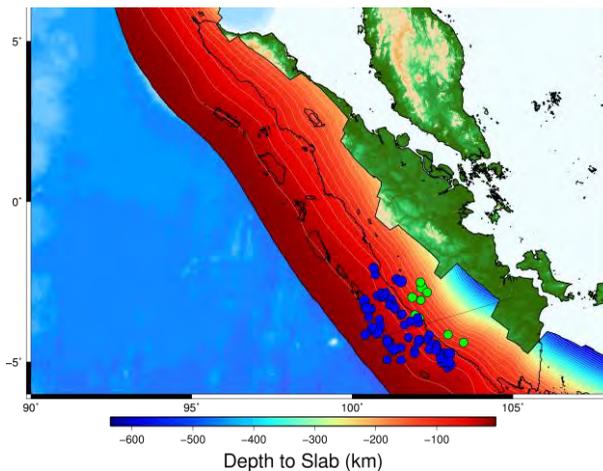


**Gambar 4.7** Histogram RMS residual

Nilai RMS yang dihasilkan menunjukkan keakuratan dari parameter model yang diperoleh. Apabila nilai residual kecil maka metode yang digunakan akurat. Semakin kecil nilai RMS menunjukkan bahwa metode yang digunakan semakin akurat. Apabila nilai RMS yang diperoleh kecil, maka nilai parameter model yang dihasilkan mendekati nilai sebenarnya sehingga kurva hasil perhitungan dengan hasil observasi semakin berhimpit yang artinya model parameter yang digunakan melalui proses perhitungan semakin mendekati hasil observasi. Besar kecilnya nilai RMS yang dihasilkan dipengaruhi oleh penentuan nilai tebakan awal dari parameter model. Selain itu faktor lain yang dapat mempengaruhi keakuratan dari hasil yang didapatkan adalah keakuratan dalam pemilihan waktu tiba gelombang P dan S yang dilakukan pada proses *picking* data.

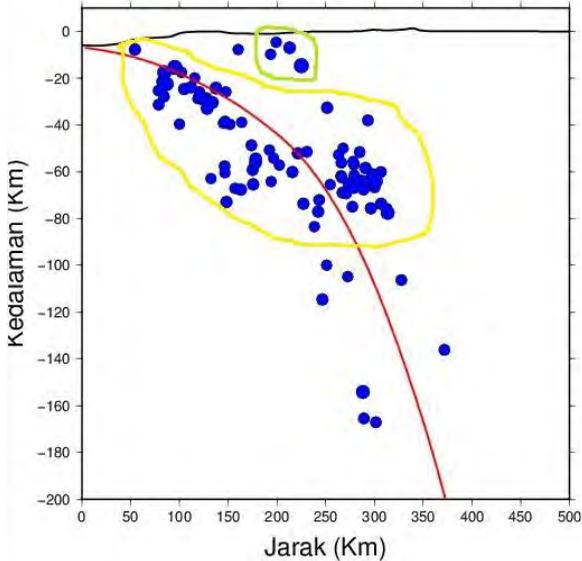
### 4.3 Analisis Seismisitas Berdasarkan Hasil Relokasi

Peta hasil relokasi gempabumi di daerah slab Sumatera ditunjukkan oleh Gambar 4.8. Berdasarkan model slab Sumatera – Jawa, hiposenter gempabumi setelah direlokasi menunjukkan kondisi yang sesuai dengan kondisi geologis di daerah Sumatera Selatan yaitu tepat di zona subduksi sehingga menghasilkan gempabumi dangkal dengan kedalaman kurang dari 80 km. Zona subduksi di wilayah Sumatera Selatan terbentuk karena adanya tumbukan antar lempeng yang bersifat konvergen. Lempeng tektonik Indo-Australia yang memiliki massa jenis lebih besar dibandingkan lempeng Eurasia akan menunjам ke bawah lempeng Eurasia, sehingga menyebabkan terbentuknya zona patahan aktif di Sumatera. Penunjaman ini terjadi di batas antar lempeng Samudra Hindia, sehingga di Sumatera Selatan terbentuk deretan gunung barisan dan juga terdapat banyak gempabumi dangkal. Pada Gambar 4.8 dapat dilihat bahwa apabila *event* semakin dekat dengan zona subduksi maka kedalaman gempa dangkal, akan tetapi semakin jauh gempa dengan zona subduksi maka hiposenter gempa akan semakin dalam.



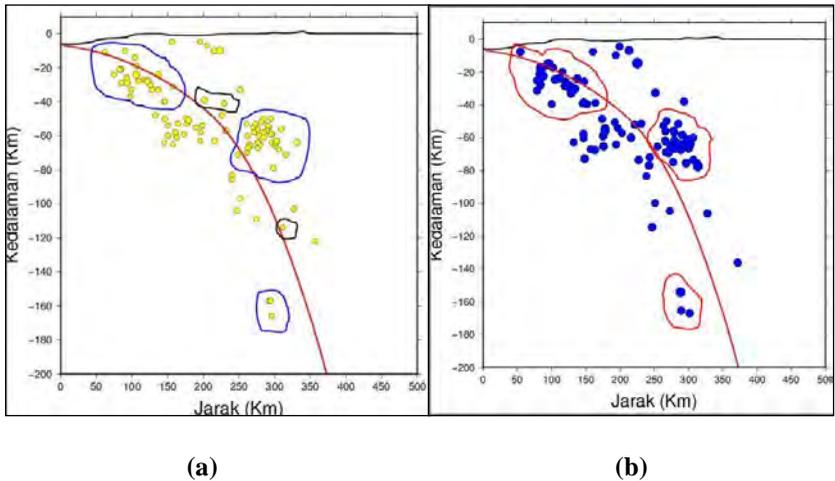
**Gambar 4.8** Peta seismisitas gempa Sumatera Selatan pada zona subduksi

Kemudian pada Gambar 4.9 terlihat bahwa secara umum hiposenter gempa setelah terelokasi didominasi pada kedalaman kurang dari 80 km ( $h < 80 \text{ km}$ ). Hanya ada sembilan gempa yang termasuk dalam gempa menengah dengan kedalaman lebih dari 80 km.



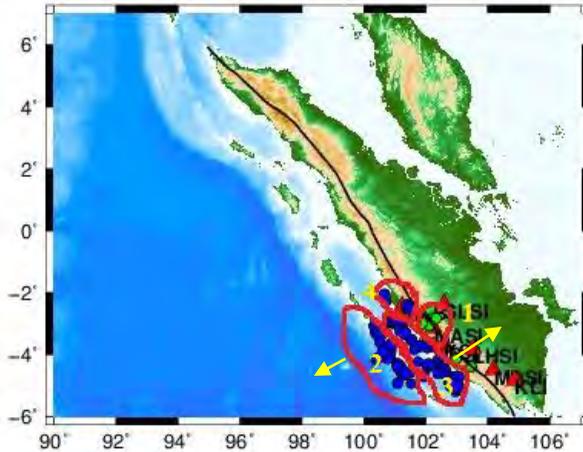
**Gambar 4.9** *Cross Section* sesudah relokasi

Gempabumi pada daerah Sumatera Selatan mengumpul lebih banyak pada kedalaman dangkal. Lingkaran hitam pada Gambar 4.9 menunjukkan *events* yang terelokasi semakin mengumpul pada zona subduksi. Sedangkan terdapat beberapa *events* yang mengumpul tidak mendekati garis slab merah, *events* tersebut ditandai dengan lingkaran hijau dimana *events* yang mengumpul dekat dengan permukaan tersebut berada di daerah patahan Sunda.



**Gambar 4.10** Perbandingan *Cross Section* sebelum relokasi (a), sesudah relokasi (b)

Jika Gambar 4.9 menunjukkan *cross section* sesudah relokasi maka Gambar 4.10 menunjukkan perbandingan *cross section* sesudah dan sebelum relokasi. Garis hitam pada Gambar 4.10 (a) menunjukkan *event* yang tidak terelokasi. *Event* tersebut tidak terelokasi karena tidak sesuai dengan parameter model yang digunakan pada program hypoDD. Sedangkan lingkaran merah dan biru yang melingkari *events* menunjukkan perbedaan *event* sesudah dan sebelum relokasi, dapat dilihat bahwa pada Gambar 4.10 (b) *event* setelah relokasi semakin mengumpul dan semakin mendekati garis subduksi. Gempabumi subduksi pada daerah penelitian mengumpul lebih banyak pada kedalaman dangkal (kurang dari 80 km).



SESMISITAS SUMATERA SELATAN						
● Shallow depth (0–80 km)		● Intermediate (80–200 km)			▲ Stasiun	
○ M 3	○ M 4	○ M 5	○ M 6	○ M 7	○ M 8	○ M 9

**Gambar 4.11** Peta seismisitas gempa Sumatera Selatan setelah relokasi

Hasil relokasi hiposenter menggunakan hypoDD menunjukkan adanya pola yang lebih jelas. Terdapat zona seismisitas tinggi yang mengumpul di daerah zona subduksi serta di daerah sistem patahan Sumatera (*Sumatran Fault Zone System*). Pada Gambar 4.11 terlihat bahwa gempabumi yang terelokasi membentuk suatu pola yang saling berkumpul. Terdapat empat pola mengumpul pada Gambar 4.11. Pola pertama yaitu gempa menengah atau gempa yang memiliki kedalaman lebih dari 80 km berkumpul mendekati garis hitam, dimana garis tersebut merupakan garis patahan pada *Sumatran Fault Zone System*. Kemudian pola kedua dan pola ketiga terlihat episenter cenderung berkumpul pada daerah zona subduksi. Gempabumi yang terjadi pada pola kedua dan ketiga dinamakan gempabumi subduksi yang merupakan gempabumi yang terjadi di pertemuan lempeng Samudra dengan *overriding plate* atau disebut dengan gempabumi *interface slip* atau gempabumi zona *megathrust*. Gempabumi pada lokasi ini perlu diwaspadai sebab

kedalamannya dangkal dengan episenter berada pada perairan, yang dapat memicu tsunami. Akan tetapi pola kedua cenderung mendekati garis patahan sehingga mengalami pergeseran ke arah timur laut. Sedangkan pola ketiga cenderung tidak berkumpul mendekati garis patahan melainkan semakin condong ke arah barat daya. Pola keempat berada di zona subduksi akan tetapi pada zona subduksi tersebut terdapat patahan Sunda.

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

## **BAB V**

### **KESIMPULAN DAN SARAN**

#### **5.1 Kesimpulan**

Dari hasil pengolahan data dan analisis data yang telah dilakukan pada penelitian Tugas Akhir ini, dapat diambil kesimpulan bahwa:

1. Hasil relokasi dengan menggunakan metode *double difference* menunjukkan pergeseran hiposenter menyebar ke segala arah dan tidak memiliki kecenderungan ke arah tertentu, akan tetapi perubahan hiposenter terbanyak pada arah Timur Laut. Selain itu, relokasi dengan menggunakan metode *double difference* mampu memberikan koordinat episenter yang lebih akurat, hal tersebut dibuktikan berdasarkan nilai RMS sesudah relokasi lebih baik daripada RMS sebelum relokasi.
2. Hasil pemetaan menggunakan GMT menunjukkan bahwa episenter tersebar dalam empat pola, dimana pola pertama berada di daerah Garis Patahan Sumatera (*Sumatran Fault Zone System*), kemudian pola kedua dan ketiga berada di daerah zona subduksi, dan pola keempat berada di daerah patahan Sunda.

#### **5.2 Saran**

Adapun saran dari penulis yaitu perlunya penambahan *event* gempa untuk mendapatkan hasil relokasi yang maksimal dengan residual kecil. Kemudian perlu dilakukan variasi parameter pada proses relokasi agar gempa bumi yang terelokasi lebih banyak.

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

## DAFTAR PUSTAKA

- Ardianti, A.D.D., Madlazim, 2012. Penentuan Model Kecepatan Lokal 1-D Gelombang P dan S Sebagai Fungsi Kedalaman Di Wilayah Sumatera Barat Menggunakan Metode Inversi Algoritma Genetika. *Inov. Fis. Indones.* 1.
- Afnimar. 2009. *Seismologi Edisi Pertama*. Institut Teknologi Bandung. Bandung.
- Barber, A.J., Crow, M.J., Milsom, J., 2005. *Sumatra: Geology, Resources and Tectonic Evolution*. Geological Society of London.
- Bowler, Sue. 2003. *Bumi yang Gelisah*. Erlangga, Jakarta.
- Dunn, M. Meredith (2004). *Relocation of Eastern Tennessee Earthquakes using HypoDD*. Master Thesis, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg.
- Elnashai, S.A. dan Sarno, D.L. 2008. *Fundamental of Earthquake Engineering*. Wiley. Hongkong.
- Goncalves, P. P dan P. Flandrin Abry., 1993. *Wavelet-Based Spectral Analysis of 1/f Processes*. International Conference on Acoustic, Speech and Signal Processing, IEEE Proceedings, vol. 3, pp. 237-240.
- Grandis, Hendra. 2009. *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*. Himpunan Ahli Geofisika Indonesia. Jakarta.
- Isnawati, Titin. 2011. *Mekanisme Fokus Gempa Bumi Mentawai 25 Oktober 2010*. Universitas Islam Negeri Syarif Hidayatullah.
- Lay, T. and Wallace, Terry C., 1995, *Modern Global Seismology*, Academic Press, New York, USA, 521 p.
- Madlazim. 2011. *Estimasi CMT, Bidang Sesar dan Durasi Rupture Gempa Bumi Di Sumatera Serta Kemungkinan Peringatan Dini Tsunami*.
- Noor, Djauhari. 2006. *Geologi Lingkungan Edisi Pertama*. Graha Ilmu, Yogyakarta.
- Nugroho, Hendro, Sri Widiyantoro, dan Gunawan Ibrahim. 2007. *Penentuan Posisi Hiposenter Gempabumi dengan*

- Menggunakan Metoda Guided Grid Search dan Model Struktur Kecepatan Tiga Dimensi. *J. Meteorol dan Geofis.* Vol. 8. No. 1.
- Puspito, N. 1996. Struktur Kecepatan Gelombang Gempa dan Koreksi Stasiun Seismologi di Indonesia. *JMS* Vol. 1. No. 2.
- Putri, Y.T., 2012. Relokasi Gempa Bumi dan Gempa Bumi Susulan Menggunakan Metode MJHD (Studi Kasus Gempa Bumi Mentawai 25 Oktober 2010). Universitas Indonesia, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam.
- Rahmania, Merdiani, Thaqibul Fikri Niyartama dan Ari Sungkono. 2010. Penentuan Jenis Sesar Pada Gempa Bumi Sukabumi 2 September 2009 Berdasarkan Gerak Awal Gelombang-P. Seminar Nasional VI SDM Teknologi Nuklir ISSN 1978-0176, Yogyakarta.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology: Folds and fractures.* Academic Press.
- Rawlinson, N., Hauser, J., Sambridge, M., 2007. Seismic ray tracing and wavefront tracking in laterally heterogeneous media. Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra ACT.
- Seth Stein, Michael Wyssession. 2002. *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure.* UK: Wiley-Blackwell Publishing.
- Sunardi, B., Rohadi, S., Masturyono, M., 2012. Relokasi Hiposenter Gempa Bumi Wilayah Jawa Menggunakan Teknik Double Different. *J. Meteorol. dan Geofis.* 13.
- Susilawati. 2008. Penerapan Penjalaran Gelombang Seismik Gempa pada Penelaahan Struktur Bagian dalam Bumi. Sumatra Utara. Universitas Sumatra Utara.
- Stein, S., Wyssession, M., 2009. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure.* John Wiley & Sons.
- Thurber, C. H., 1993. Local earthquake tomography velocities and  $V_p/V_s$  theory, in *Seismic Tomography: Theory and*

- Practice, pp. 563-583, edited by H. M. Iyer and K. Hirahara, CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L., 2000. “*A Double-difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California*”. Bull. Seismo. Soc. Am. Vol. 90, 1353-1368.
- Yudiar, Yungi. 2013. Relokasi Hiposenter Gempa Bumi di Sumatera Selatan dengan Menggunakan Hypo71. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam.

*“Halaman ini sengaja dikosongkan”*

## BIODATA PENULIS



Penulis dikenal dengan nama “Dewi Fajriyyatul Maulidah” merupakan anak pertama dari empat bersaudara yang dilahirkan pada 20 Agustus 1994 dari pasangan Bapak Shodikin dan Ibu Maskuroh. Penulis berasal dari kota bersejarah peninggalan Kerajaan Majapahit yaitu Mojokerto. Penulis telah menempuh pendidikan formal di RA Sunan Kalijaga, MI Al Muhsinun, SMPN 2 Kota Mojokerto, dan SMAN 1 Puri Mojokerto. Penulis mengikuti jalur

SNMPTN undangan dan diterima di jurusan Fisika ITS pada tahun 2012 yang terdaftar dengan NRP 1112 100 005. Di jurusan Fisika ini, penulis menggeluti bidang minat Fisika Bumi. Penulis sangat menyukai kegiatan yang berhubungan dengan akademik dan non akademik. Sejak SMA hingga masa perkuliahan, penulis aktif dalam kegiatan organisasi. Selain itu, penulis juga aktif sebagai asisten laboratorium Fisika Dasar. Harapan besar penulis adalah karya ini bisa bermanfaat bagi orang lain dan diri sendiri sebagai sarana pengembangan potensi diri, serta mampu menjadi pribadi yang lebih beruntung yang berlandaskan ajaran Allah SWT. Kritik dan saran dapat dikirim melalui email: [dewifajriyyatul@gmail.com](mailto:dewifajriyyatul@gmail.com)