



TUGAS AKHIR - SF 141501

**PENENTUAN HIPOCENTER GEMPABUMI DAN MODEL
KECEPATAN LOKAL DI WILAYAH JAWA TIMUR
MENGUNAKAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE***

**Chi Chi Novianti
NRP 1112 100 011**

**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

**DETERMINATION OF EARTHQUAKE HYPOCENTER AND
LOCAL VELOCITY MODEL IN EAST JAVA AREA USING
DOUBLE DIFFERENCE METHOD**

**Chi Chi Novianti
NRP 1111 100 011**

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

**Department of Physics
Faculty of Mathematics and Natural Sciences
Institute of Technology Sepuluh Nopember
Surabaya 2016**

**PENENTUAN HIPOSENTER GEMPABUMI DAN MODEL
KECEPATAN LOKAL DI WILAYAH JAWA TIMUR
MENGUNAKAN 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:

CHI CHI NOVIANTI
NRP 1112100011

Disetujui oleh Pembimbing Tugas Akhir

Prof. Dr. rer. nat. Bagus Jaya Santosa, S. U
NIP. 19620802198701 1 001

 (.....)



Surabaya, 21 Juli 2016

PENENTUAN HIPOSENTER GEMPABUMI DAN MODEL KECEPATAN LOKAL DI WILAYAH JAWA TIMUR MENGGUNAKAN METODE *DOUBLE DIFFERENCE*

Nama : Chi Chi Novianti
NRP : 1112100011
Jurusan : Fisika, FMIPA-ITS
Pembimbing : Prof. Dr .rer .nat Bagus Jaya Santosa, S.U

Abstrak

Jawa Timur, secara fisiologis maupun geografis, terdapat gunungapi dan sesar yang masih aktif serta berpotensi terjadi gempabumi. Penelitian ini dilakukan untuk mengetahui model kecepatan bumi lokal 1-D, menentukan distribusi persebaran hiposenter dan hasil relokasi hiposenter gempabumi berdasarkan kejadian yang digunakan menggunakan metode double difference yang terjadi di wilayah Jawa Timur.

Data yang digunakan dalam penelitian ini data gempa tahun 2007 sampai 2015 di wilayah Jawa Timur. Penelitian ini menggunakan metode double difference yaitu metode yang menggunakan data relatif waktu tempuh antar dua hiposenter. Prinsip metode ini adalah jika jarak persebaran hiposenter antara dua gempa sangat kecil dibanding jarak antara stasiun ke sumber, maka ray path gempa dapat dianggap mendekati sama.

Hasil yang diperoleh yaitu, model kecepatan bumi lokal 1-D yang diperoleh 5 lapisan dengan kecepatan 4,71 km/s - 7,14 km/s dan moho pada kedalaman mendekati 30 km. Hasil relokasi hiposenter menggunakan metode double difference menunjukkan bahwa metode ini mampu memberikan hasil koordinat episenter yang akurat dengan diperolehnya nilai Rms residual mendekati 0. Adanya penelitian ini dapat dijadikan sebagai salah satu upaya mitigasi bencana untuk masyarakat di Jawa Timur.

Kata kunci : *double difference, model kecepatan lokal, relokasi, subduksi Jawa Timur*

DETERMINATION OF EARTHQUAKE HYPOCENTER AND LOCAL VELOCITY MODEL IN EAST JAVA AREA USING DOUBLE DIFFERENCE METHOD

Name : Chi Chi Novianti
NRP : 1111100011
Major : Physics, FMIPA-ITS
Advisor : Prof. Dr. rer. nat. Bagus Jaya Santosa, S.U

Abstract

East Java, physiologically and geographically, has volcanoes and faults which are still active and potentially resulting in earthquake disaster. This study is conducted to determine the local earth velocity model 1-D, determine the distribution of the hypocenter distribution and relocation of earthquake hypocenter based on event which applied using double difference method that occurred in East Java.

The data is used in this study from seismic data in 2007 until 2015 in East Java. This study uses a double-difference method which is a method to use the data of time travel relativity between hypocenters. The principle of this method is that if the distance between two earthquake hypocenter distributions is small compared to the distance between the station and the source, the raypath can be considered as approximating same.

The result from this study shows that local earth velocity model 1-D gained 5 layers at 4,71 km/s - 7,14 km/s and moho located at 30 km. The result of the hypocenter relocation using double-difference method shows that this method is able to accurately provide the coordinates of the epicenter by obtaining the Rms value approximating 0. The existence of this research can be used as disaster mitigation for communities in East Java.

Keyword : double-difference, local velocity model, relocation, subduction in East Java

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Lempeng Tektonik	7
Gambar 2.2 Mekanisme terbentuknya gempa bumi	8
Gambar 2.3 Tektonik Lempeng Pulau Jawa	9
Gambar 2.4 Pola penjalaran gelombang P	14
Gambar 2.5 Pola penjalaran gelombang S	15
Gambar 2.6 Pola penjalaran gelombang	16
Gambar 2.7 Ilustrasi pada gelombang SH pada padatan-padatan.	19
Gambar 2.8 Ilustrasi pada gelombang P pada permukaan bebas	21
Gambar 2.9 Macam-macam kekar.	24
Gambar 2.10 Macam-macam sesar	24
Gambar 2.11 Ilustrasi dari algoritma metode DD	25
Gambar 2.12 Ilustrasi evolusi muka gelombang dan ilustrasi skema perturbasi 3 titik.	31
Gambar 2.13 <i>Picking</i> gelombang primer dan sekunder	33
Gambar 3.1 Diagram alir penelitian	35
Gambar 3.2 Lokasi penelitian	36
Gambar 3.3 Tampilan <i>webdc.eu</i>	37
Gambar 3.4 Tampilan program SeisGram2K70	38
Gambar 3.5 Tampilan output pada ph2dt menggunakan RedHat Cgywin	39

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
COVER PAGE	ii
LEMBAR PENGESAHAN	iii
ABSTRAK	iv
ABSTRACT	v
KATA PENGANTAR.....	vi
DAFTAR ISI.....	viii
DAFTAR TABEL	xi
DAFTAR GAMBAR.....	xii
DAFTAR LAMPIRAN	xiv
BAB I PENDAHULUAN.....	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Rumusan Masalah.....	3
1.3 Batasan Masalah	3
1.4 Tujuan Penelitian	4
1.5 Manfaat Penelitian	4
1.6 Sistematika Penulisan Laporan	4
BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	5
2.1 Gempabumi	5
2.2 Tatanan Tektonik Jawa Timur	8
2.3 Fisiografis Jawa Timur	9
2.4 Skala Kekuatan Gempa.....	12
2.5 Penjalaran Gelombang Seismik	14

2.6 Gerakan Tanah.....	23
2.7 Struktur Geologi Kekar dan Sesar	23
2.8 Metode <i>Double Difference</i>	25
2.9 Metode Penentuan Lokasi Hiposenter	27
2.9.1 Metode Inversi Linier.....	27
2.9.2 Inversi Nonlinier dengan Pendekatan Linier	28
2.10 <i>Ray Tracing</i>	30
2.11 Konsep <i>picking</i> gelombang P.....	32
BAB III METODOLOGI	35
3.1 Diagram Alir Penelitian	35
3.2 Deskripsi Proses Penelitian.....	36
3.2.1 Penentuan Daerah Penelitian.....	36
3.2.2 Pengambilan Data Gempabumi dan Stasiun	36
3.2.3 Persiapan	37
3.2.4 Pengubahan Format.....	37
3.2.5 <i>Picking</i> Gelombang	38
3.2.6 Pengolahan Data.....	38
3.2.6.1 Penentuan Relokasi Hiposenter dengan <i>ph2dt</i>	38
3.2.6.2 Penentuan Relokasi Hiposenter dengan <i>hypoDD</i>	40
3.2.6.3 Penentuan Model Kecepatan Lokal.....	40
3.2.7 Intepretasi Data	41
3.2.7.1 Pembuatan Peta Persebaran Seismisitas.....	41
3.2.7.2 Pembuatan Ploting Hasil Relokasi	41
3.2.7.3 Grafik Model Kecepatan Lokal.....	42
BAB IV ANALISIS DATA DAN PEMBAHASAN.....	43
4.1 Persebaran Gempabumi Sebelum Relokasi	43
4.2 Relokasi dengan Metode <i>Double Difference</i>	44
4.2.1 Hasil Relokasi Episenter.....	44
4.2.2 Seismisitas Zona Sesar Segmen Jawa Timur.....	48
4.2.3 Hasil Rms Residual.....	50
4.2.4 Diagram Kompas	51
4.2.5 Diagram <i>Rose</i>	52
4.3 Model Kecepatan Bumi	53

4.4 Analisis Kegempaan Berdasarkan Hasil Relokasi	56
4.5 Analisis Moho Berdasarkan Model Kecepatan Lokal Jawa Timur	57
BAB V KESIMPULAN	59
5.1 Kesimpulan	59
5.2 Saran	59
DAFTAR PUSTAKA	61
LAMPIRAN	65
BIOGRAFI PENULIS	75

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 <i>Modified Mercalli Intensity Scale</i> (MMI).....	12
Tabel 3.1 Model bumi Haslinger-Santosa (H-S) di Jawa	41
Tabel 4.1 Hasil keluaran model kecepatan lokal Jawa Timur ..	53

DAFTAR LAMPIRAN

LAMPIRAN A	65
LAMPIRAN B	71

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Secara geologis Indonesia merupakan pertemuan 3 lempeng besar dunia, yaitu lempeng Eurasia, lempeng India Australia, dan lempeng Pasifik. Ketiga lempeng tersebut saling bergerak dan berinteraksi menjadikan wilayah Indonesia sangat kompleks. Kondisi ini menyebabkan beberapa wilayah Indonesia sering mengalami bencana alam berupa gempa bumi, tsunami, gerakan massa tanah dan batuan, letusan gunungapi, dan dinamika geologi destruktif lainnya. Bencana alam yang hingga saat ini masih belum terselesaikan ialah kejadian gempa bumi, terutama terkait dengan prediksi kapan, letak lokasi, dan seberapa besar gempa bumi akan terjadi. Menurut penelitian Samodra dan Chandra (2013) di Pulau Jawa termasuk wilayah yang berpotensi terjadi gempa bumi dengan intensitas sedikit atau jarang. Selama kurun waktu 1950-2013 terjadi 3556 kejadian gempa bumi. Rata-rata *magnitude* gempa sebesar 4.65 SR. Kedalaman pusat gempa di Jawa lebih bervariasi antara gempa dalam, gempa menengah, dan gempa dangkal. Berdasarkan hasil penelitian terdapat 138 kejadian gempa dalam, 770 kejadian gempa menengah, dan 2648 kejadian gempa dangkal. Gempabumi tersebut disebabkan oleh pertemuan lempeng Hindia Australia yang menunjam di bawah lempeng Eurasia (Samodra and Chandra, 2013).

Pulau Jawa dalam kerangka tektonik terletak pada batas aktif zona penunjaman lempeng Indo-Australia di bawah lempeng Eurasia. Perkembangan tektonik memberikan empat pola busur atau jalur magmatisme yang terbentuk sebagai formasi batuan beku dan vulkanik. Empat jalur magmatisme tersebut, yaitu jalur vulkanisme eosen hingga miosen tengah, terwujud sebagai zona pegunungan selatan; jalur vulkanisme miosen atas hingga pliosen, terletak di sebelah utara jalur pegunungan selatan, berupa intrusi lava dan batuan beku; jalur vulkanisme kuartir busur samudera yang terdiri dari sederetan gunungapi aktif; jalur vulkanisme

kuarter busur belakang, jalur ini ditempati oleh sejumlah gunungapi yang berumur kuarter yang terletak di belakang busur vulkanik aktif sekarang (Rohadi and Masturyono, 2016). Wilayah Provinsi Jawa Timur dapat dikelompokkan dalam tiga zona, yaitu zona selatan-barat (plato), merupakan pegunungan yang memiliki potensi tambang cukup besar; zona tengah (gunung berapi), merupakan daerah relatif subur terdiri dari dataran rendah dan dataran tinggi (dari Ngawi, Blitar, Malang, hingga Bondowoso); dan zona utara dan Madura (lipatan), merupakan daerah relatif kurang subur (pantai, dataran rendah dan pegunungan). Struktur geologi Jawa Timur didominasi oleh *alluvium* dan bentukan hasil gunung api kuarter muda dengan prosentase 44,5 %, batuan miosen sekitar 12,33 % dan hasil gunung api kuarter tua sekitar 9,78 % dari luas total wilayah daratan. Sedangkan batuan lain hanya mempunyai proporsi antara 0-7% saja (“Pusdaling Jatim-Geografis,” n.d.).

Berdasarkan letak geografis dan fisiologis tersebut, menunjukkan bahwa wilayah Jawa Timur rentan terhadap pergerakan tanah, tanah longsor, kejadian gempabumi, hingga berpotensi terjadinya tsunami. Bahaya geologi seperti gempa bumi sampai saat ini belum dapat diprediksi secara tepat. Para ahli geologi telah menggunakan berbagai metode di antaranya, mengukur getaran-getaran mikro menggunakan seismograf, mengetahui gelombang awal, dan mengukur kedalaman air tanah. Selain metode tersebut terdapat pula metode lain yang dikembangkan dengan hasil penelitian tersebut lebih akurat. Metode yang dikembangkan tersebut, yaitu metode *double difference*. Metode ini menggunakan data relatif waktu tempuh antar dua hiposenter. Prinsip metode ini adalah jika jarak persebaran hiposenter antara dua gempa sangat kecil dibanding jarak antara stasiun ke sumber, maka *ray path* gempa dapat dianggap mendekati sama (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Penelitian ini menggunakan model kecepatan lokal 1-D diperoleh dari gelombang P untuk mendapatkan relokasi yang lebih tepat dengan menerapkan algoritma gempa *double difference*

(Waldhauser, 2001). Ketepatan lokasi gempa adalah salah satu hal yang paling penting untuk penyelidikan seismik yang akurat, yang dapat merekonstruksi struktur seismogenik, bidang patahan dari mekanisme fokus dan mendefinisikan hubungan antara kegempaan dan aktivitas gunung berapi (Alparone and Gambino, 2003). Oleh karena itu, penelitian ini menggunakan metode *double difference* karena metode ini lebih akurat dalam menentukan distribusi persebaran dan relokasi hiposenter gempabumi yang terjadi. Harapan dari penelitian ini dapat digunakan sebagai langkah awal dalam mitigasi bencana dan sebagai bahan acuan untuk penelitian selanjutnya yang lebih akurat.

1.2 Rumusan Masalah

Perumusan masalah dari penelitian tugas akhir ini adalah:

1. Bagaimana model kecepatan bumi lokal 1-D wilayah Jawa Timur?
2. Bagaimana distribusi persebaran hiposenter yang terjadi di wilayah Jawa Timur?
3. Bagaimana hasil relokasi hiposenter gempa berdasarkan *event* yang digunakan menggunakan metode *double difference*?

1.3 Batasan Masalah

Batasan masalah yang dibahas dalam penelitian ini sebagai berikut.

1. Wilayah penelitian gempabumi berada di Jawa Timur.
2. Terdapat 100 *event* pada tahun 2007-2016 yang digunakan.
3. Magnitudo gempa yang diteliti lebih dari sama dengan 4.5 SR (Skala Richter).
4. Penelitian ini dibatasi hanya pada penentuan model kecepatan bumi 1-D, relokasi dan distribusi persebaran hiposenter gempabumi.

1.4 Tujuan Penelitian

Tujuan dilakukannya penelitian ini untuk:

1. Mengetahui model kecepatan bumi lokal 1-D wilayah Jawa Timur.
2. Menentukan distribusi persebaran hiposenter yang terjadi di wilayah Jawa Timur.
3. Menentukan hasil relokasi hiposenter gempa berdasarkan *event* yang digunakan menggunakan metode *double difference*.

1.5 Manfaat Penelitian

Hasil dari penelitian mengenai relokasi, distribusi persebaran hiposenter, dan model kecepatan lokal yang lebih akurat pada masing-masing *event* dalam periode 2007 hingga 2015 data gempa wilayah Jawa Timur menggunakan metode *double difference*. Berdasarkan hasil tersebut maka dapat dilakukan langkah awal untuk mitigasi bencana, perancangan bangunan di wilayah yang dekat dengan sumber gempabumi, daerah patahan maupun sesar aktif sehingga daerah tersebut rentan terjadi pergerakan tanah, gempabumi, bahkan tsunami.

1.6 Sistematika Penulisan

Sistematika penulisan tugas akhir ini, tersusun dalam lima bab, yaitu Bab 1 adalah pendahuluan berisi latar belakang masalah, maksud dan tujuan, perumusan masalah, batasan 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 pengambilan data. Bab 4: Analisa Data dan Pembahasan berupa hasil data yang diperoleh, serta analisa yang dilakukan. Bab 5: Penutup berisi kesimpulan dan saran dari penelitian yang telah dilakukan.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Gempabumi

Gempabumi adalah getaran yang dirasakan di permukaan bumi yang terjadi akibat adanya sumber getar di dalam bumi. Sumber getar tersebut dapat berasal dari letusan gunung api, longsoran masa batuan, atau tumbukan lempeng. Kejadian gempa bumi erat kaitannya dengan patahan atau tahapan deformasi batuan atau aktivitas tektonik (Noor, 2006). Titik pusat gempa bumi terjadi di dalam bumi disebut hiposenter, sedangkan titik pusat gempa bumi pada permukaan bumi disebut episenter (Tjasyono H. K., 2003).

Berdasarkan kedalaman hiposenter gempa bumi dibedakan atas, gempa dalam, sedang, dan dangkal.

1. Gempa dalam memiliki kedalaman hiposenter lebih dari 300km, dapat mencapai permukaan tetapi memiliki amplitudo kecil sehingga tidak berbahaya.
2. Gempa sedang memiliki kedalaman hiposenter antara 60 dan 300 km.
3. Gempa dangkal mempunyai kedalaman hiposenter kurang dari 60km.

Berdasarkan proses terbentuknya, pola umum gempa bumi dibedakan dalam tiga jenis (Tjasyono H. K., 2003).

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

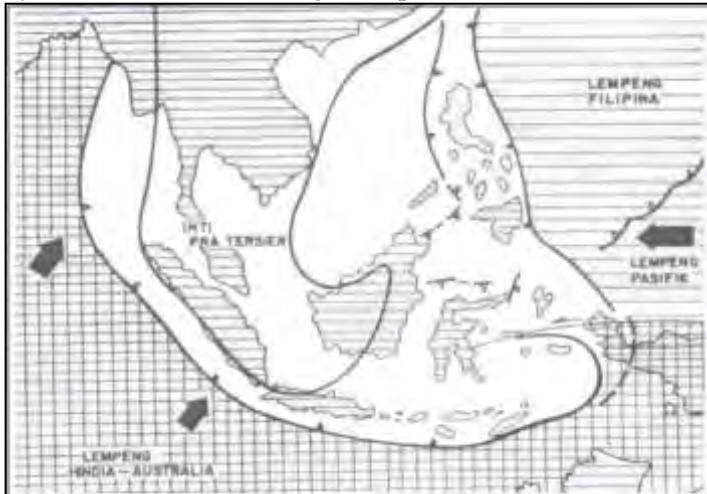
batuan/medium yang tidak seragam dengan distribusi *stress* yang bekerja juga tidak seragam.

- 3) Tipe III: yaitu gempa yang tidak mempunyai gempa utama (*main shock*). Gempabumi tipe ini disebut gempabumi "swam" dan gempabumi ini biasanya terjadi dalam daerah yang terbatas. Gempabumi ini terjadi di daerah gunung api dan pada daerah yang struktur mediumnya tidak seragam dengan *stress* yang bekerja terkonsentrasi pada area yang terbatas.

Tidak hanya lingkungan yang dipengaruhi oleh vulkanisme tetapi juga akan dipengaruhi oleh tatanan tektonik daerah yang bersangkutan (Tjasyono H. K., 2003). Konsep tektonik lempeng menjelaskan bahwa kulit bumi terdiri dari beberapa bagian lempeng yang tegar yang bergerak satu terhadap lainnya (Alzwar et al., 1987). Gempa bumi tektonik disebabkan oleh adanya pergeseran-pergeseran di dalam bumi secara tiba-tiba. Gejala ini erat kaitannya dengan pembentukan pegunungan yang biasanya diikuti dengan pembentukan sesar-sesar baru. Adanya tegangan di dalam bumi dapat mengaktifkan kembali sesar-sesar lama yang sudah tidak aktif. Apabila pergerakan tersebut relatif besar dan terekam oleh seismograf akan menyebabkan terjadinya gempa bumi tektonik (Tjasyono H. K., 2003).

Konsep tektonik pergeseran benua pada saat ini dapat diterima secara umum oleh banyak ahli kebumihan, dan mekanisme pergeserannya dikaitkan dengan pemikiran adanya pembentukan kerak baru di bagian bumi yang terkenal sebagai pematang tengah samudera (*meet oceanic ridge*). Mekanisme ini di dalam literatur tektonik, dikenal sebagai konsep "*sea floor spreading*". Teori ini mengutamakan gerak mendatar pada kulit bumi (litosfer), sedangkan gerak-gerak vertikal walaupun ada, adalah sebagai akibat sekunder dari gerak mendatar tadi. Untuk dapat memahami pola serta perkembangan tektonik di Indonesia, lebih mudah apabila dijelaskan dengan menerapkan konsep tektonik global baru, yaitu berdasarkan konsep tektonik lempeng. Berpijak pada teori ini, kepulauan Indonesia dianggap sebagai jalur yang lebar seperti pada Gambar 2.1, merupakan produk dari

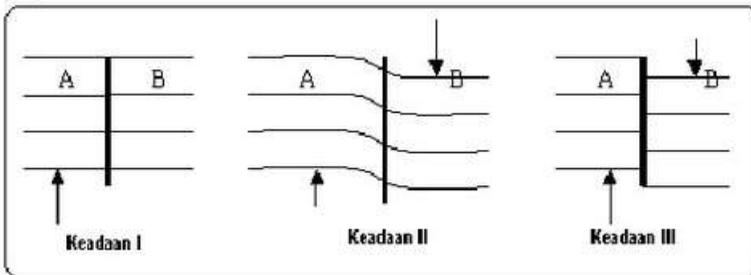
pertemuan 3 lempeng besar (*mega plates*), yaitu lempeng Samudera *Hindia – Australia* bergerak ke utara, lempeng *Pasifik* bergerak ke barat, dan lempeng *Asia Tenggara (Sunda)* bergerak ke utara (Hardjono, 2006). Pergerakan lempeng-lempeng tersebut menyebabkan Indonesia mengalami peristiwa alam.



Gambar 2.1 Lempeng tektonik (Hardjono, 2006)

Perhatikan Gambar 2.2. Gambar tersebut menjelaskan bahwa pada keadaan I merupakan daerah dengan lapisan yang belum terjadi perubahan bentuk geologi. Adanya gerakan yang terus-menerus di dalam bumi, maka akan terjadi *stress*. Proses ini berlangsung terus menerus sehingga terakumulasi dan mampu merubah bentuk geologi awal lapisan. Seperti pada keadaan II, lapisan tersebut telah mendapat dan mengandung *stress* sehingga terjadi perubahan bentuk geologi. Berdasarkan gambar pada keadaan II daerah A mendapat *stress* ke atas, sedangkan daerah B mendapat *stress* ke bawah. Proses ini berjalan terus hingga *stress* yang terjadi (tertahan) di daerah ini cukup besar. Hal ini menyebabkan terjadinya gesekan antara daerah A dan daerah B. Apabila proses ini terjadi berlangsung cukup lama maka bisa saja lapisan tersebut tidak mampu lagi menahan *stress* sehingga dapat menimbulkan adanya pergerakan maupun perpindahan yang

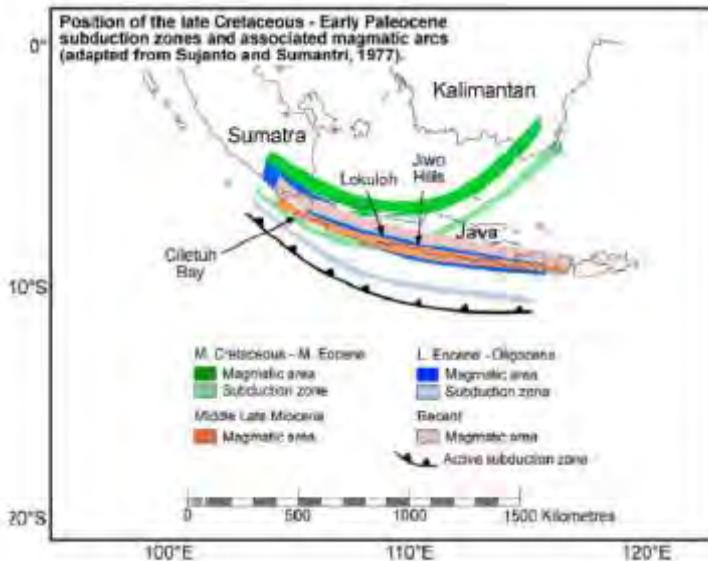
mengakibatkan terjadinya patahan. Peristiwa pergerakan secara tiba-tiba tersebut adalah gempa bumi yang dijelaskan pada keadaan III. Terdapat garis tebal vertikal pada keadaan III. Garis tebal vertikal menunjukkan patahan atau sesar pada bagian bumi yang padat. Gerakan perlahan-lahan sesar ini akan berjalan terus dari awal hingga menimbulkan gempa bumi lagi (Rachmania et al., 2010).



Gambar 2.2 Mekanisme terbentuknya gempabumi (Rachmania et al., 2010)

2.2 Tatanan Tektonik Jawa Timur

Perkembangan tektonik Pulau Jawa dapat dipelajari dari pola-pola struktur geologi dari waktu ke waktu. Struktur geologi yang ada di Pulau Jawa memiliki pola-pola yang teratur. Secara geologi Pulau Jawa merupakan suatu kompleks sejarah penurunan basin, pergeseran sesar, perlipatan dan vulkanisme di bawah pengaruh tekanan yang berbeda-beda dari waktu ke waktu. Secara umum, ada tiga arah pola umum struktur yaitu arah Timur Laut – Barat Daya (NE-SW) yang disebut pola Meratus, arah Utara – Selatan (N-S) atau pola Sunda dan arah Timur – Barat (E-W). Perubahan jalur penunjaman berumur kapur yang berarah Timur Laut – Barat Daya (NE-SW) menjadi relatif Timur – Barat (E-W) sejak masa Oligosen sampai sekarang telah menghasilkan tatanan geologi Tersier di Pulau Jawa yang sangat rumit. Kerumitan tersebut dapat terlihat pada unsur struktur Pulau Jawa dan daerah sekitarnya pada Gambar 2.3.



Gambar 2.3 Tektonik lempeng Pulau Jawa (Sujanto and Sumantri, 1977)

Gambar 2.3 menjelaskan adanya tumbukkan antara lempeng Asia dengan lempeng Australia menghasilkan gaya utama kompresi utara-selatan. Gaya ini membentuk pola sesar geser (*oblique wrench fault*) dengan arah barat laut-tenggara, yang kurang lebih searah dengan pola pegunungan akhir Cretasius. Ketika periode Pliosen-Pleistosen arah tegasan utama masih sama, yaitu arah utara-selatan. Aktifitas tektonik periode ini menghasillkan pola struktur naik dan lipatan dengan arah timur-barat yang dapat dikenali di Zona Kendeng (De Genevraye and Samuel, 1972).

2.3 Fisiografis Jawa Timur

Secara fisiografis, wilayah Provinsi Jawa Timur dapat dikelompokkan dalam tiga zona: zona selatan-barat (plato), merupakan pegunungan yang memiliki potensi tambang cukup besar; zona tengah (gunung berapi), merupakan daerah relatif

subur terdiri dari dataran rendah dan dataran tinggi (dari Ngawi, Blitar, Malang, hingga Bondowoso); dan zona utara dan Madura (lipatan), merupakan daerah relatif kurang subur (pantai, dataran rendah dan pegunungan). Bagian utara (dari Bojonegoro, Tuban, Gresik, hingga Pulau Madura) ini terdapat Pegunungan Kapur Utara dan Pegunungan Kendeng yang relatif tandus. Wilayah Jawa Timur pada bagian tengah terbentang rangkaian pegunungan berapi, di perbatasan dengan Jawa Tengah terdapat Gunung Lawu (3.265 meter). Sebelah selatan Nganjuk terdapat Gunung Wilis (2.169 meter) dan Gunung Liman (2.563 meter). Terdapat kelompok Anjasmoro pada koridor tengah dengan puncak-puncaknya Gunung Arjuno (3.239 meter), Gunung Welirang (3.156 meter), Gunung Anjasmoro (2.277 meter), Gunung Wayang (2.198 meter), Gunung Kawi (2.681 meter), dan Gunung Kelud (1.731 meter). Pegunungan tersebut terletak di sebagian Kabupaten Kediri, Kabupaten Blitar, Kabupaten Malang, Kabupaten Pasuruan, Kabupaten Mojokerto, dan Kabupaten Jombang. Kelompok Tengger memiliki puncak Gunung Bromo (2.192 meter) dan Gunung Semeru (3.676 meter). Semeru, dengan puncaknya yang disebut Mahameru adalah gunung tertinggi di Pulau Jawa. Terdapat dua kelompok pegunungan pada bagian timur, pegunungan Iyang dengan puncaknya Gunung Argopuro (3.088 meter), dan Pegunungan Ijen dengan puncaknya Gunung Raung (3.332 meter). Terdapat rangkaian perbukitan bagian selatan, yakni dari pesisir pantai selatan Pacitan, Trenggalek, Tulungagung, Blitar, hingga Malang. Pegunungan Kapur Selatan merupakan kelanjutan dari rangkaian Pegunungan Sewu di Yogyakarta (“Pusdaling Jatim-Geografis,” n.d.).

Batuan pra-tercier tidak tersingkap di daerah Jawa Timur. Bagian tengahnya ditempati oleh jalur vulkanik kuarter. Satuan-satuan fisografi yang dapat dibedakan terdiri dari (selatan ke utara), yaitu pegunungan selatan, jalur depresi tengah, jalur Kendang, depresi Randublatung, dan zona Rembang yang dapat diteruskan ke Pulau Madura pegunungan selatan di Jawa Timur berkembang sebagai fasies vulkanik dan karbonatan yang

berumur Miosen. Jalur vulkanik kuarter di sebelah utara adalah jalur Kendeng yang terdiri dari endapan Tersier yang agak tebal. Menurut De Genevraye dan Samuel (1972), tebalnya lapisan Tersier tersebut mencapai beberapa ribu meter. Terletak di dekat kota Cepu daerah tersebut terlipat dan tersesarkan dengan kuat. Beberapa tempat lapisan-lapisan tersebut bahkan terpotong-potong oleh sesar naik dengan sudut kemiringan yang kecil. Depresi Lumajang diapit dua sesar besar di sebelah barat dan timurnya. Dua sesar besar tersebut telah memutuskan dan mengubah kelurusan jalur gunungapi Kuarter di Jawa Timur.

Keberadaan sesar besar utara-selatan yang sedikit melengkung menghadap depresi Lumajang adalah penyebab indentasi dan depresi Lumajang. Sesar besar ini dapat menjelaskan kelurusan gunungapi Semeru-Bromo-Penanjakan. Puncak-puncak gunung ini tersebar utara-selatan. Sesar besar ini telah diterobos magma sejak Plistosen atas sampai Holosen menghasilkan gunung-gunung di kawasan Kompleks Tengger. Semacam erupsi linier dalam skala besar telah terjadi dari selatan ke utara di sepanjang sesar ini berganti-ganti selama Plistosen sampai Kuarter. Apabila dilihat dari selatan ke utara ditemukan pusat erupsi sebagai berikut, Semeru, Jembangan, Kepolo, Ayek-Ayek, Kursi, Bromo, Batok, dan Penanjakan. Danau kawah Ranu Kembolo, Ranu Pani, dan Ranu Regulo merupakan maar sisa erupsi gunung Ayek-ayek yang terletak di antara Kaldera Tengger dan Semeru. Gunung tua Iyang (Plistosen atas) terbelah mengikuti rekahan utara-selatan. Rekahan ini juga menjadi pusat-pusat erupsi gunung di Kompleks Iyang, yaitu: gunung Malang (2008 m), Kukusan (2200 m) dan Cemorokandang (2223 m). Kini gunungapi Kuarter Argopuro (3088 m) berlokasi di tengah sesar rekahan ini. Tentang kejadian kaldera pasir Tengger (Bemmelen, 1937), kompleks Tengger telah terobek mengikuti rekahan berbentuk sabit yang melengkung cekung ke utara. Oleh retakan ini sayap utara kompleks Tengger tenggelam dan runtuh ke utara. Runtuhnya atap dapur magma menyebabkan aliran lava basaltik dalam jumlah besar yang menyebar seperti delta di kedua ujung

robekan. Peristiwa ini telah menelan bagian atas puncak Tengger, sehingga membentuk kaldera Tengger yang diisi pasir vulkanik. Runtuhnya Tengger ini akibat berat materi vulkaniknya sendiri yang membebani batuan dasarnya yang berupa sediment marin Tersier yang plastis. Bagian utara kompleks Tengger runtuh dan lengser ke utara menuju depresi Selat Madura yang sedang tenggelam. Kompresi ke utara akibat runtuhannya ini telah menekan bagian utara pantai Jawa Timur yang kini berupa perbukitan di Grati dan Semongkrong di sekitar Pasuruan. Bukit-bukit tersebut terjadi anomali sebab terjadi di sekitar pantai utara yang ditutupi sediment *alluvial* pantai. Model vulkano-tektonik runtuhannya seperti ini juga dipakai van Bemmelen untuk menerangkan kejadian bukit-bukit Gendol di dekat Menoreh yang berasal dari runtuhannya sayap Merapi ke sebelah baratdaya (Van Bemmelen, 1949).

2.4 Skala Kekuatan Gempa

Bencana yang ditimbulkan dari gempa bumi menggugah para ahli untuk membuat skala yang disebut intensitas. Skala intensitas menggambarkan berapa kerusakan yang dialami oleh suatu lokasi akibat adanya getaran gempa. Skala intensitas ini bermacam-macam antara lain, skala Rossie Forrel, *Modified Mercalli Intensity* (MMI), Richter, dan Omori. Skala yang sering digunakan di Indonesia ialah skala MMI (Noor, 2006).

Tabel 2.1 *Modified Mercalli Intensity Scale* (MMI) (Skala intensitas Mercalli yang disempurnakan-MMI) (Noor, 2006) (Santoso, 2002)

Skala Kekuatan Gempa	Keterangan
I	Getaran tidak dirasakan, kecuali dalam keadaan luar biasa oleh orang tertentu saja.
II	Getaran dirasakan orang tertentu. Benda ringan yang digantung bergoyang-goyang.
III	Getaran dirasakan nyata di dalam rumah, terasa seakan-akan ada truk lewat.

IV	Terjadi pada siang hari dirasakan banyak orang di dalam rumah, di luar hanya oleh orang tertentu saja. Barang pecah-pecah, jendela, pintu, gemerincing, dinding berbunyi karena pecah-pecah.
V	Getaran dirasakan oleh hampir semua penduduk. Barang belah-pecah, jendela dan sebagainya pecah, barang-barang terpelanting, pohon, tiang, dll. tampak goyang. Bandul lonceng dapat berhenti.
VI	Getaran dirasakan oleh semua orang, kebanyakan terkejut dan lari keluar. Plester dinding jatuh dan cerobong asap pabrik rusak. Kerusakan ringan.
VII	Semua orang keluar rumah, kerusakan ringan pada rumah dan bangunan yang konstruksinya tidak baik maupun yang baik. Cerobong asap pecah atau retak-retak. Getaran <u>dapat</u> dirasakan oleh orang yang naik kendaraan.
VIII	Kerusakan ringan pada bangunan yang konstruksinya baik. Retak-retak pada bangunan yang kuat. Dinding dapat lepas dari kerangka rumah, cerobong asap pabrik dan monumen roboh. Air menjadi keruh.
IX	Kerusakan pada bangunan yang rangkanya kuat. Rumah menjadi tidak tegak lagi. Banyak retakan pada bangunan-bangunan yang konstruksinya kuat. Bangunan rumah bergeser dari pondasi rumah. Pipa di dalam tanah pecah.
X	Bangunan dari kayu yang sangat rusak, rangka rumah lepas dari pondasinya, tanah terbelah, rel melengkung, tanah longsor di tebing, dan di tanah curam, terjadi gelombang pasang atau tsunami.

2.5 Penjalaran Gelombang Seismik

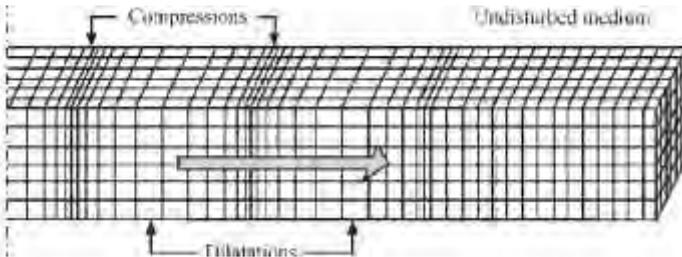
Rekaman getaran memiliki bentuk macam gelombang dalam berbagai periode. Gelombang yang datang lebih awal disebut gelombang kompresi (P), selanjutnya akan diikuti oleh gelombang *shear* (S). Kedua gelombang tersebut disebut gelombang badan karena menajalar di dalam bahan (Santoso, 2002).

Berdasarkan bentuk gelombang bumi dapat diklasifikasikan menjadi dua, yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*) (Goncalves and Abry, 2003).

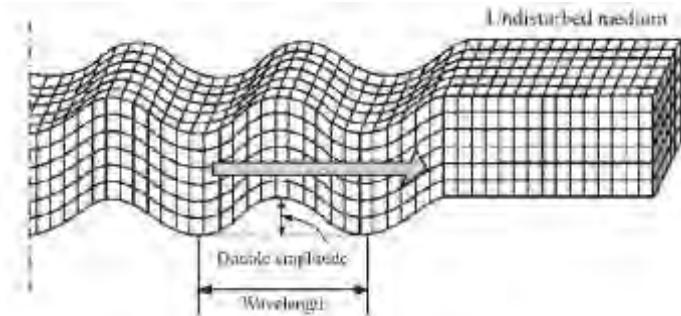
1. Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan merupakan gelombang yang merambat melalui lapisan dalam bumi. Gelombang ini terdiri dari 2 macam yaitu gelombang longitudinal dan transversal (Goncalves and Abry, 2003). Gelombang yang gerakan partikelnya menjalar searah dengan arah penjalaran gelombang disebut gelombang longitudinal atau gelombang primer (P). Gelombang ini mempunyai kecepatan antara 7-14 km/detik dengan periode 5-7 detik (Alzwar et al., 1987).

Gelombang transversal adalah gelombang yang gerakan partikelnya menjalar dengan arah tegak lurus terhadap arah penjalaran gelombang. Gelombang transversal disebut juga gelombang sekunder (S) (Goncalves and Abry, 2003). Gelombang tersebut mempunyai kecepatan rambat antara 4-7 km/detik dan periode 11-13 detik. Gelombang primer lebih besar dari gelombang sekunder ($V_p > V_s$) (Alzwar et al., 1987).



Gambar 2.4 Pola penjalaran gelombang P (M. Alzwar, 1988)

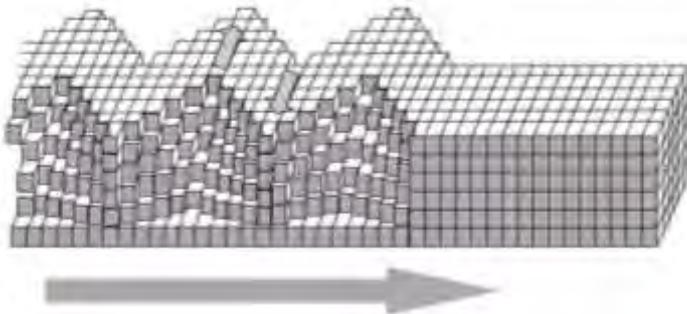


Gambar 2.5 Pola penjaran gelombang S (Alzwar et al., 1987)

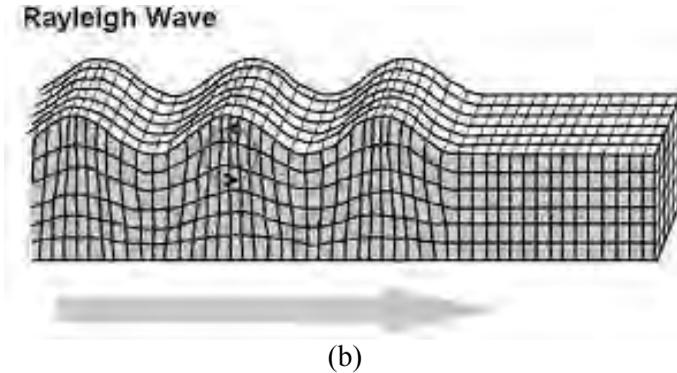
2. Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan merupakan gelombang yang menjalar sepanjang permukaan dan mempunyai amplitudo yang besar pada suatu lapisan dalam bumi. Gelombang tersebut terdiri dari 2 macam yaitu gelombang cinta (*Love Wave*) dan gelombang Rayleigh. Gelombang cinta dan Rayleigh adalah gelombang yang menjalar melalui permukaan yang bebas dari bumi (Goncalves and Abry, 2003).

Love Wave



(a)



(b)
Gambar 2.6 Pola penjalaran gelombang (a) *Love wave* (b) *Rayleigh wave* (Afnimar, 2009)

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). Sedangkan gelombang *Rayleigh* gerakan partikel medium yang dilewati berbentuk elips yang merupakan kombinasi gerak gelombang pantul dan SV. Amplitudo gelombangnya turun terhadap kedalaman (Afnimar, 2009).

Persamaan gerak memiliki solusi untuk menggambarkan penjalaran dua gelombang seismik, tekanan, dan gelombang geser. Berdasarkan hal tersebut dapat diamati bahwa terdapat jenis gelombang yang merambat secara berbeda-beda, dengan kecepatan bergantung beda lintasan pada elastisitas bahan. Misalkan terdapat wilayah yang homogen, yang memiliki sifat yang sama pada elastisitas bahan. Sehingga dapat diasumsikan bahwa wilayah tersebut tidak mengandung sumber gelombang seismik. Setelah gelombang merambat jauh dari sumber, hubungan antara tekanan dan perpindahan diberikan oleh persamaan gerak, sehingga $F=ma$ menjadi berikut (Stein and Wysession, 2002).

$$\sigma_{ij,j}(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2} \quad (2.1)$$

Persamaan (2.1) dapat dituliskan dalam bentuk koordinat Kartesian (x, y, z), diawali dengan komponen x .

$$\frac{\partial \sigma_{xx}(x,t)}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}(x,t)}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}(x,t)}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 u_x(x,t)}{\partial t^2} \quad (2.2)$$

Untuk menjelaskan perpindahan tersebut, digunakan persamaan pada media elastis isotropi.

$$\sigma_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (2.3)$$

Sehingga dapat dituliskan *strains* pada perpindahannya,

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= \lambda \theta + 2\mu e_{xx} = \lambda \theta + 2\mu \frac{\partial u_x}{\partial x} \\ \sigma_{xy} &= 2\mu e_{xy} = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \\ \sigma_{xz} &= 2\mu e_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (2.4)$$

Berdasarkan Persamaan (2.) dapat diturunkan komponen tekanan sehingga diperoleh,

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} &= \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} \\ \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} &= \mu \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y \partial x} \right) \\ \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} &= \mu \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z \partial x} \right) \end{aligned} \quad (2.5)$$

Menggunakan fakta bahwa pada bahan homogen elastisitas konstanta tidak berbeda dengan posisi, maka persamaan turunannya dapat digantikan ke dalam bentuk persamaan gerak.

$$\theta \nabla \cdot u = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \quad (2.6)$$

dan persamaan Laplacian,

$$\nabla^2(u_x) = \frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} \quad (2.7)$$

Untuk komponen x pada Persamaan (2.1) menjadi,

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2(u_x) = \rho \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} \right) \quad (2.8)$$

Persamaan serupa dapat diperoleh untuk perpindahan komponen y dan z. Ketiga persamaan tersebut dapat dikombinasikan menggunakan vektor Laplacian dari bidang perpindahan.

$$\nabla^2 u = (\nabla^2 u_x, \nabla^2 u_y, \nabla^2 u_z) \quad (2.9)$$

Menjadi persamaan vektor tunggal:

$$(\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot u(x, t)) + \mu \nabla^2 u(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2} \quad (2.10)$$

$$\nabla^2 u = \nabla(\nabla \cdot u) - \nabla \times (\nabla \times u) \quad (2.11)$$

Untuk memperoleh,

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot u(x, t)) - \mu\nabla \times (\nabla \times u(x, t)) = \rho \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2} \quad (2.12)$$

$$u(x, t) = \nabla\phi(x, t) + \nabla \times Y(x, t) \quad (2.13)$$

Persamaan (2.13) menyatakan bahwa perpindahan dapat dipisahkan menjadi potensi skalar sesuai dengan gelombang P yang memenuhi persamaan gelombang skalar.

$$\nabla^2\phi(x, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2\phi(x, t)}{\partial t^2} \quad (2.14)$$

Untuk memahami perpindahan yang disebabkan oleh dua jenis gelombang pada arah z , skalar potensial pada bidang gelombang P harmonik,

$$\phi(z, t) = A \exp(i(\omega t - kz)) \quad (2.15)$$

Sehingga diperoleh gradien perpindahan

$$u(z, t) = \nabla\phi(z, t) = (0, 0, -ik)A \exp(i(\omega t - kz)) \quad (2.16)$$

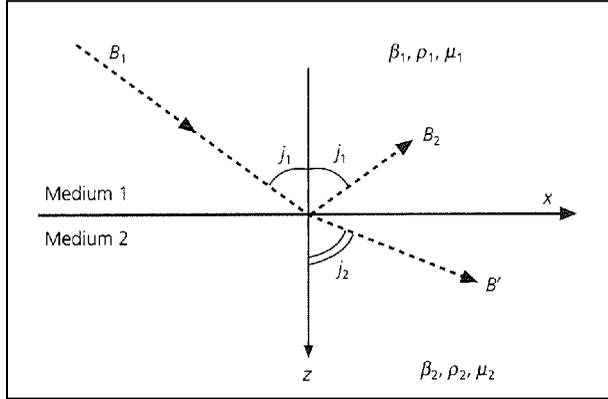
$$\nabla \cdot u(z, t) = -k^2 A \exp(i(\omega t - kz)) \quad (2.17)$$

Sehingga terjadi perubahan volume. Sebagai gelombang yang merambat, perpindahan arah rambatan karena adanya material yang dikompres dan diperluas secara bergantian. Maka gelombang P yang dihasilkan pada potensi skalar disebut gelombang kompresional (Stein and Wysession, 2002).

a. Mencari nilai koefisien refleksi dan transmisi gelombang SH

Ditinjau dari amplitude pada refleksi dan transmisi gelombang SH di permukaan horizontal, dilihat dari Gambar 2.7, terdapat ilustrasi perambatan gelombang SH pada bidang x dan z . Bidang batas $x y$ antara medium dengan kecepatan geser, kekakuan, dan kepadatan β_i , μ_i , dan ρ_i . Untuk gelombang SH, hanya perpindahan komponen nonzero, u_y , memenuhi persamaan gelombang. Jadi dapat dituliskan perpindahan pada bidang gelombang harmonik di kedua batas. Karena z didefinisikan positif ke bawah, dengan eksponensial $-k_x r_{\beta_i} z$ menunjukkan gelombang yang turun di medium i dan $+k_x r_{\beta_i} z$ pada gelombang yang naik. Ketika berda di medium 1 ($z < 0$) ada yang mengarah ke

bawah gelombang datang dengan amplitude B_1 dan ke pantulan ke atas B_2 (Stein and Wysession, 2002).



Gambar 2.7. Ilustrasi pada gelombang SH pada padatan-padatan (Stein and Wysession, 2002)

Persamaan dari ilustrasi Gambar 2.7 sebagai berikut.

$$u_y^-(x, y, z) = B_1 \exp(i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_1} z)) + B_2 \exp(i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_1} z)) \quad (2.18)$$

Ketika berada di medium 2 ($z > 0$) hanya ada gelombang yang ditransmisikan dengan amplitude B' .

$$u_y^+(x, y, z) = B' \exp(i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_2} z)) \quad (2.19)$$

Untuk mencari nilai amplitude, dapat menggunakan kondisi permukaan padat-padat yang perpindahan dan trasinya kontinu dengan batas $z=0$ untuk semua x dan t .

$$u_y^-(x, 0, t) = u_y^+(x, 0, t) \\ (B_1 + B_2) \exp(i(\omega t - k_x x)) = B' \exp(i(\omega t - k_x x)) \quad (2.20)$$

Lalu, dengan menggunakan persamaan Hukum Snellius, dengan nilai $(\omega t - k_x x)$ sama pada ketiga gelombang, sehingga dapat dihilangkan menjadi,

$$(B_1 + B_2) = B' \quad (2.21)$$

Kondisi yang lain dengan persyaratan vektor traksi $T_i = \sigma_{ij} n_j$, kontinu. Karena unit vektor normal pada permukaan $(0, 0, 1)$, komponen tekanan σ_{xz} , σ_{yz} , σ_{zz} kontinu. Untuk gelombang

SH, u_x , dan u_z adalah nol, sehingga $\sigma_{xz} = \sigma_{zz} = 0$, dan σ_{yz} kontinyu. Maka diperoleh,

$$\sigma_{yz} = 2\mu e_{yz} = \mu \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) = \mu \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} \right) \quad (2.22)$$

Permukaan $z=0$,

$$\begin{aligned} \sigma_{yz}^-(x, 0, t) &= \sigma_{yz}^+(x, 0, t) \\ \mu_1 i k_x r_{\beta 1} (B_2 - B_1) \exp(i(\omega t - k_x x)) &= \\ &\quad -\mu_2 i k_x r_{\beta 2} B' \exp(i(\omega t - k_x x)) \end{aligned} \quad (2.23)$$

$$\begin{aligned} \mu_1 i k_x r_{\beta 1} (B_2 - B_1) &= -\mu_2 i k_x r_{\beta 2} B' \\ \mu_1 r_{\beta 1} (B_1 - B_2) &= \mu_2 r_{\beta 2} B' \\ (B_1 - B_2) &= B' \frac{\mu_2 r_{\beta 2}}{\mu_1 r_{\beta 1}} \end{aligned} \quad (2.24)$$

Persamaan (2.21) dan (2.23) dieliminasi.

$$\begin{aligned} (B_1 + B_2) &= B' \\ (B_1 - B_2) &= B' \frac{\mu_2 r_{\beta 2}}{\mu_1 r_{\beta 1}} \\ (B_1 - B_2) &= (B_1 + B_2) \frac{\mu_2 r_{\beta 2}}{\mu_1 r_{\beta 1}} \\ B_1 \mu_1 r_{\beta 1} - B_2 \mu_1 r_{\beta 1} &= B_1 \mu_2 r_{\beta 2} + B_2 \mu_2 r_{\beta 2} \\ B_1 (\mu_1 r_{\beta 1} - \mu_2 r_{\beta 2}) &= B_2 (\mu_1 r_{\beta 1} + \mu_2 r_{\beta 2}) \\ R_{12} = \frac{B_2}{B_1} &= \frac{(\mu_1 r_{\beta 1} - \mu_2 r_{\beta 2})}{(\mu_1 r_{\beta 1} + \mu_2 r_{\beta 2})} \end{aligned} \quad (2.25)$$

Koefisien refleksi dan transmisi bergantung pada sudut kerena,

$$r_{\beta 1} = c_x \cos^j i / \beta_i$$

dengan $\mu = \rho_i \beta_i^2$, maka koefisien refleksi dan transmisi:

$$T_{12} = \frac{B'}{B_1} = \frac{2\mu_1 r_{\beta 1}}{(\mu_1 r_{\beta 1} + \mu_2 r_{\beta 2})} \quad (2.26)$$

$$R_{12} = \frac{B_2}{B_1} = \frac{(\mu_1 r_{\beta 1} - \mu_2 r_{\beta 2})}{(\mu_1 r_{\beta 1} + \mu_2 r_{\beta 2})} \quad (2.27)$$

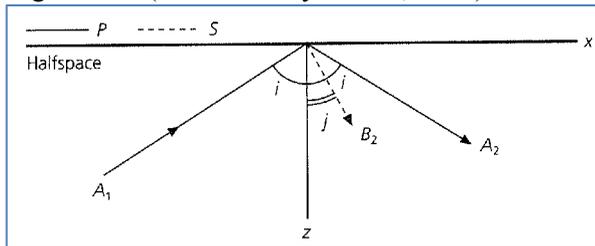
Bila sudut datang $\theta = 0^\circ$,

$$T_{12} = \frac{B'}{B_1} = \frac{2\rho_1 \beta_1 \cos j_1}{(\rho_1 \beta_1 \cos j_1 + \rho_2 \beta_2 \cos j_2)} = \frac{2\rho_1 \beta_1}{(\rho_1 \beta_1 + \rho_2 \beta_2)} \quad (2.28)$$

$$R_{12} = \frac{B_2}{B_1} = \frac{(\rho_1 \beta_1 \cos j_1 - \rho_2 \beta_2 \cos j_2)}{(\rho_1 \beta_1 \cos j_1 + \rho_2 \beta_2 \cos j_2)} = \frac{(\rho_1 \beta_1 - \rho_2 \beta_2)}{(\rho_1 \beta_1 + \rho_2 \beta_2)} \quad (2.29)$$

b. Menentukan Koefisien Transmisi dan Refleksi Gelombang SV

Penentuan amplitude gelombang yang dipantulkan dan ditransmisikan pada P-SV lebih rumit karena gelombang mengubah dari satu jenis ke jenis yang lain. Ilustrasi dari permasalahan tersebut seperti pada gambar 2, di mana terdapat 2 gelombang yang dipantulkan, P dan SV. Terdapat dua potensial scalar, yang satu gelombang P pantu naik dan yang satu gelombang P turun (Stein and Wysession, 2002).



Gambar 2.8 Ilustrasi pada gelombang P pada permukaan bebas (Stein and Wysession, 2002)

Berdasarkan ilustrasi Gambar 2.8 persamaannya dapat dituliskan.

$$\phi_I(x, z, t) + \phi_R(x, z, t) = A_1 \exp(i(\omega t - k_x x + k_x r_\alpha z)) + A_2 \exp(i(\omega t - k_x x - k_x r_\alpha z)) \quad (2.30)$$

Gelombang pantul SV dengan amplitude B_2 didiskripsikan oleh komponen vector potensial y .

$$\psi_R(x, z, t) = B_2 \exp(i(\omega t - k_x x + k_x r_\alpha z)) \quad (2.31)$$

Komponen perpindahan nonzero,

$$u_x = \frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (2.32)$$

Ketika pada permukaan bebas, traksi vektor, dan komponen tekanan σ_{xz} , σ_{yz} , σ_{zz} harus bernilai nol untuk x dan t . σ_{yz} bernilai nol, untuk gelombang P-SV.

$$\sigma_{xz} = 2\mu e_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) = \mu \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \right) \quad (2.33)$$

$$\sigma_{zz} = \lambda\theta + 2\mu e_{zz} = \lambda \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \right) + 2\mu \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial z} \right) \quad (2.34)$$

Bila $z = 0$, maka:

$$\begin{aligned} \sigma_{yz}(x, 0, t) &= 0 \\ \sigma_{yz}(x, 0, t) &= \mu [2r_\alpha(A_1 - A_2) + (r_\beta^2 - 1)B_2] k_x^2 \exp(i(\omega t - k_x x)) \\ \sigma_{yz}(x, 0, t) &= \mu [2r_\alpha(A_1 - A_2) + (r_\beta^2 - 1)B_2] = \\ 2r_\alpha \frac{A_2}{A_1} + (1 - r_\beta^2) \frac{B_2}{A_1} &= 2r_\alpha \end{aligned} \quad (2.35)$$

dan untuk σ_{zz}

$$\begin{aligned} \sigma_{zz}(x, 0, t) &= 0 \\ \sigma_{zz}(x, 0, t) &= -[\lambda(1 + r_\alpha^2)(A_1 + A_2) + \\ 2\mu(r_\alpha^2(A_1 + A_2) + r_\beta B_2)] k_x^2 \exp(i(\omega t - k_x x)) \\ \sigma_{zz}(x, 0, t) &= [(\lambda + 2\mu)(1 + r_\alpha^2 - 2\mu) \frac{A_2}{A_1} + \\ 2\mu r_\beta \frac{B_2}{A_1}] &= 2\mu - (\lambda + 2\mu) \end{aligned} \quad (2.36)$$

Karena,

$$(1 + r_\alpha^2) = c_x^2 / \alpha^2 = c_x^2 \rho / (\lambda + 2\mu)$$

Diperoleh,

$$(c_x^2 \rho - 2\mu) \frac{A_2}{A_1} + 2\mu r_\beta \frac{B_2}{A_1} = 2\mu - c_x^2 \rho \quad (2.37)$$

Sehingga,

$$\begin{aligned} [(2r_\alpha)(2\mu r_\beta) - (c_x^2 - 2\mu)(1 - r_\beta^2)] \frac{A_2}{A_1} &= \\ (2r_\alpha)(2\mu r_\beta) - (2\mu - c_x^2 \rho)(1 - r_\beta^2) & \end{aligned} \quad (2.38)$$

$$\begin{aligned} [4\mu r_\alpha r_\beta - (c_x^2 \rho - c_x^2 \rho r_\beta^2 - 2\mu + 2\mu r_\beta^2)] \frac{A_2}{A_1} &= \\ (4r_\alpha r_\beta) + (r_\beta - 1) \frac{A_2}{A_1} &= 4r_\alpha r_\beta - (r_\beta - 1) \end{aligned} \quad (2.39)$$

Jadi diperoleh nilai rasio amplitudo sebagai berikut (Stein and Wysession, 2002).

$$R_p = \frac{A_2}{A_1} = \frac{4r_\alpha r_\beta - (r_\beta - 1)^2}{4r_\alpha r_\beta + (r_\beta - 1)^2} \quad (2.40)$$

$$R_{SV} = \frac{B_2}{A_1} = \frac{4r_\alpha(1-r_\beta^2)^2}{4r_\alpha r_\beta + (r_\beta^2 - 1)^2} \quad (2.41)$$

2.6 Gerakan Tanah

Gerakan tanah adalah proses perpindahan suatu massa batuan atau tanah akibat adanya gaya gravitasi. Dampak gerakan tanah tersebut banyak menimbulkan korban jiwa maupun kerugian harta benda. Pengetahuan masyarakat, khususnya yang tinggal di wilayah perbukitan atau lereng pegunungan, mengenai kestabilan lereng, struktur batuan, dan proses geologi yang masih kurang dapat membahayakan keselamatan jiwa (Noor, 2006).

Gerakan tanah berdasarkan tipenya dibedakan menjadi,

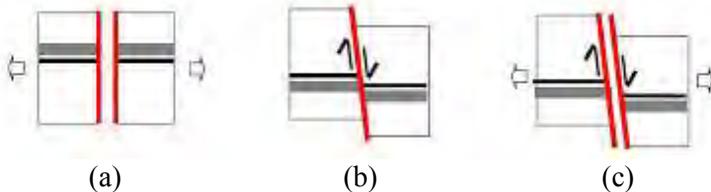
- a. Gerakan Tanah Tipe Aliran Lambat (*Slow Flows*)
- b. Gerakan Tanah Tipe Aliran Cepat (*Rapid Flowage*)
- c. Gerakan Tanah Tipe Luncuran (*Landslides*)

Ada dua faktor penyebab gerakan tanah, yaitu gerakan tanah pasif dan aktif. Gerakan tanah pasif dapat berupa litologi, stratigrafi, struktur geologi, topografi, iklim, dan material organik. Sedangkan faktor gerakan tanah aktif berupa gangguan yang terjadi secara ilmiah maupun buatan, kemiringan lereng yang menjadi terjal karena aliran air, pengisian air ke dalam tanah yang melebihi kapasitasnya, dan getaran-getaran tanah yang disebabkan oleh seismisitas (kendaraan berat) (Noor, 2006).

2.7 Struktur Geologi Kekar dan Sesar

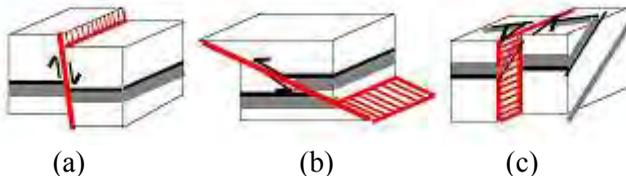
Struktur geologi yang banyak berperan pada bencana geologi adalah kekar dan sesar. Kekar (*joint*) adalah rekahan yang berbentuk teratur pada masa batuan yang tidak tampak nyata karena terjadi pergeseran pada kedua sisi-sisinya. Secara umum dibedakan menjadi kekar tarik (rekahan yang membuka akibat gaya ekstensi), kekar gerus (pergeseran yang diakibatkan oleh gaya kompresi), kekar *hybrid* (sebagai kekar gerus yang membuka, kombinasi antara kekar gerus dan tarik), dan kekar tak beraturan, sering terjadi akibat *hydraulic fracturing*. Bentuk dari

kekar-kekar tersebut diilustrasikan seperti pada Gambar 2.9 (McClay, 1987).



Gambar 2.9 Macam-macam kekar (a) Keekar tarik (b) Keekar gerus (c) Keekar *hybrid* (McClay, 1987)

Sesar atau patahan (*fault*) adalah rekahan pada masa batuan yang telah memperlihatkan gejala pergeseran pada kedua belah sisi bidang rekahan. Berdasarkan kinematikanya, secara garis besar dibedakan menjadi sesar turun, sesar naik, dan sesar geser (lihat Gambar 2.10). Sesar tersebut terjadi akibat adanya pergeseran oleh gaya tektonik (McClay, 1987).

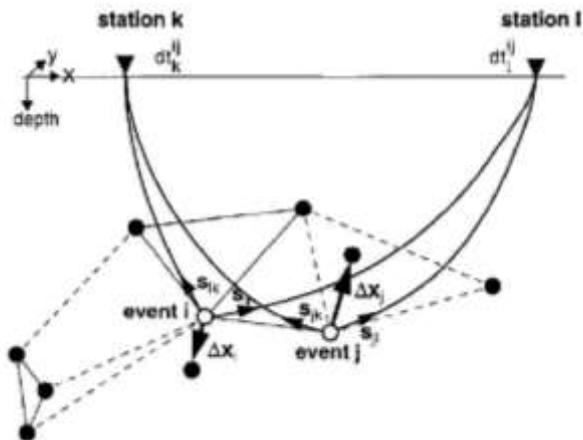


Gambar 2.10 Macam-macam sesar (a) Sesar turun (b) Sesar naik (c) Sesar geser (McClay, 1987)

Berdasarkan Gambar 2.10, dapat didefinisikan bahwa sesar turun (Gambar 2.10 (a)) relatif turun terhadap bidang yang diam (*foot wall*) dengan sudut kemiringan yang besar. Sesar naik disebut juga sesar translasi mengalami pergeseran sepanjang garis lurus. Biasanya *hanging wall* relatif naik terhadap *foot wall*, dengan kemiringan bidang sesar besar (Gambar 2.10 (b)). Sesar geser bergerak secara *horizontal*. Sesar geser ditentukan dengan menghadap bidang sesar, bila bidang di depan bergerak ke kiri disebut mendatar *sinistral* dan sebaliknya sesar mendatar *dekstral*.

2.8 Relokasi Hiposenter dengan Metode *Double Difference*

Metode *double difference* merupakan suatu metode penentuan posisi relatif hiposenter gempa (Waldhauser, 2001). Metode ini menggunakan data waktu tempuh antara pasangan gempa ke suatu stasiun pengamat. Prinsip metode ini adalah jika jarak antara dua gempa yang dipasangkan relatif kecil dibandingkan dengan jarak antara stasiun dengan masing-masing gempa yang dipasangkan, maka *raypath* dan *waveform* kedua gempa tersebut dapat dianggap hampir sama. Dengan asumsi ini, maka selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terekam pada satu stasiun yang sama dapat dianggap sebagai fungsi jarak antara kedua hiposenter sehingga kesalahan model kecepatan bisa diminimalkan (Waldhauser and Ellsworth, 2000).



Gambar 2.11 Ilustrasi dari algoritma metode *Double Difference* (Waldhauser and Ellsworth, 2000).

Gambar 2.11 menjelaskan tentang ilustrasi metode *double difference*. Terdapat bentuk lingkaran-lingkaran pada gambar tersebut. Lingkaran tersebut merupakan posisi hiposenter gempabumi yang dihubungkan dengan pusat gempabumi yang lain yang berada di sekitarnya. Adanya hubungan tersebut karena adanya data korelasi silang dan katalog. Data korelasi silang ditunjukkan oleh garis lurus, sedangkan garis putus-putus

menunjukkan data katalog. 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 Δx_i dan Δx_j merupakan vektor relokasi (Sunardi et al., 2012).

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

$$d_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (2.42)$$

Persamaan (2.43) merupakan persamaan *double difference*. Dimana 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 (2.43) dapat ditulis dalam bentuk (Waldhauser dan Ellsworth, 2000):

$$\Delta d = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j \quad (2.43)$$

Persamaan (2.43) dapat ditulis menjadi,

$$\begin{aligned} \Delta d = & \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta t_k^i \\ & - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta t_k^j \end{aligned} \quad (2.44)$$

Jika dinyatakan dalam bentuk matrik maka persamaannya akan menjadi,

$$\begin{pmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ \vdots \\ \Delta d_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial t_1}{\partial x_1} \frac{\partial t_1}{\partial y_1} & \frac{\partial t_1}{\partial z_1} & 1 \\ \frac{\partial t_2}{\partial x_2} \frac{\partial t_2}{\partial y_2} & \frac{\partial t_2}{\partial z_2} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial t_n}{\partial x_n} \frac{\partial t_n}{\partial y_n} & \frac{\partial t_n}{\partial z_n} & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t \end{pmatrix} \quad (2.45)$$

atau

$$W \Delta d = W G \Delta m \quad (2.46)$$

dengan Δd adalah matriks waktu residu berdimensi $M \times 1$, maka M dan G berturut-turut merupakan jumlah data observasi *double difference* dan matriks Jacobi yang berdimensi $M \times 4N$, dengan N

dan Δm 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)

2.9 Metode Penentuan Lokasi Hiposenter

2.9.1 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 kuadratik 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:

$$E = \sum_{i=1}^N (obs - cal)^2 = \sum_{i=1}^N [r_i(x)]^2 \quad (2.47)$$

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

$$r_i = [r_1(x), r_2(x), r_3(x) \dots]^T \quad (2.48)$$

Sehingga Persamaan (2.47) dapat disederhanakan menjadi

$$E = r^T r \quad (2.49)$$

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

$$d = G m \quad (2.50)$$

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 (2.50) 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 3 dengan cara menggunakan notasi d sebagai data hasil pengamatan dan data perhitungan yang diperoleh melalui penyelesaian fungsi atau persamaan forward modeling yang menggunakan Persamaan (2.50) sehingga Persamaan (2.49) dapat ditulis menjadi:

$$E = r^T r = (d - Gm)^T (d - Gm) \quad (2.51)$$

$$E = d^T d - d^T Gm - [Gm]^T d + [Gm]^T Gm \quad (2.52)$$

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:

$$\frac{\partial E}{\partial m} = -d^T G - [G]^T d + G^T Gm + [Gm]^T G \quad (2.53)$$

$$0 = 2(-[G]^T d + G^T Gm) \quad (2.54)$$

$$[G]^T d = G^T Gm \quad (2.55)$$

$$[G^T G]^{-1} G^T d = m \quad (2.56)$$

Persamaan (2.56) 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).

2.9.2 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 meliniarkan 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):

$$m_j^1 = m_j^0 + \delta m_j^0 \quad (2.57)$$

dimana δm_j^0 merupakan variasi perubahan dari parameter model ke j yang akan bergerak sampai mencapai hasil yang terbaik. Persamaan (2.57) menyatakan bahwa model m_0 merupakan hasil dari model awal yang dipertubasikan dengan δm_j^0 sehingga persamaan $d = Gm$ dapat dituliskan ke dalam bentuk,

$$d = G(m_j^0 + \delta m_j^0) \quad (2.58)$$

Nilai derivative didapatkan dari tebakan awal

$$\delta d_i = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \delta m_j \quad (2.59)$$

Atau dapat dinyatakan sebagai komponen dari matriks,

$$J_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \quad (2.60)$$

Sehingga dapat disederhanakan menjadi,

$$\Delta d = J \Delta m \quad (2.61)$$

dimana J merupakan matriks Jacobi yang dievaluasi pada parameter model tertentu. Maka Persamaan (2.61) hampir sama dengan persamaan yang berlaku pada hubungan linier antara data dengan parameter model, yaitu $d = Gm$. Dapat dikatakan bahwa data d digantikan oleh pertubasi data δd_i dan model digantikan oleh pertubasi model m_i sedangkan matriks Kernel (G) digantikan dengan matriks Jacobi (J). Maka solusi inversi akan didapatkan dalam bentuk sebagai berikut (Yudiar, 2013):

$$\begin{aligned} \Delta m &= [J^T J]^{-1} J^T \Delta d \\ \Delta m &= [J^T J + \lambda I]^{-1} J^T \Delta d \end{aligned} \quad (2.62)$$

Persamaan (2.62) pada dasarnya menyatakan pertubasi 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 pertubasi model terhadap model awal dilakukan secara

iteratif pada iterasi ke-(n+1) menggunakan persamaan berikut (Grandis, 2009).

$$m_{n+1} = m_n + [J_n^T J_n]^{-1} J_n^T \Delta d_n \quad (2.63)$$

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

2.10 Ray Tracing

Karakteristik pada lintasan orthogonal (media isotropik) sampai pada muka gelombang dapat digunakan untuk mengetahui persamaan kinematik *ray tracing*. Jika R merupakan vektor posisi dari titik pada muka gelombang dan l adalah panjang lintasan yang ditelusuri oleh titik ini disebut evolusi muka gelombang yang ditunjukkan pada Gambar 2.12a maka persamaannya dapat dituliskan sebagai berikut (Rawlinson, 2007).

$$\frac{dr}{dl} = \frac{\nabla T}{s} \quad (2.64)$$

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

$$\frac{dT}{dl} = s \quad (2.65)$$

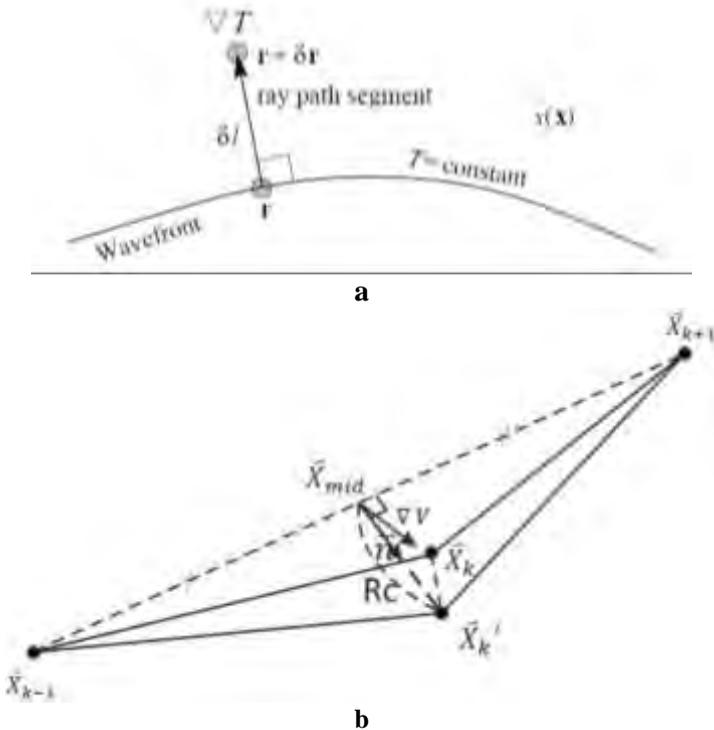
Dan dengan mendefinisikan gradien untuk setiap persamaan maka didapatkan

$$\frac{d\nabla T}{dl} = \nabla s \quad (2.66)$$

Kemudian dengan mensubstitusikan Persamaan (2.64) dan (2.66) maka dengan menghilangkan ∇T maka didapatkan persamaan kinematis penjalaran gelombang

$$\frac{d}{dl} \left[s \frac{dr}{dl} \right] = \nabla s \quad (2.67)$$

Mengacu pada Prinsip Fermat yang menjelaskan bahwa gelombang gempa menjalar dari suatu titik sumber ke titik penerimanya dengan waktu tercepat dengan cara meminimumkan *travel time* secara intensif (Nugroho, 2007).



Gambar 2.12 a. Ilustrasi evolusi muka gelombang (Rawlinson, 2007) **b.** Ilustrasi skema perturbasi 3 titik (Thurber, 1993)

Travel time sepanjang lintasan penjalaran gelombang dihubungkan dengan integral garis dua titik ujung (Thurber, 1993).

$$T = \int_{source}^{receiver} l/V dl \quad (2.68)$$

dengan dl adalah perubahan panjang lintasan penjalaran gelombang, V merupakan kecepatan gelombang dengan l/V *slowness*.

Perhitungan besar *travel time* dilakukan dengan menggunakan somasi numerik sepanjang segmen lintasan gelombang dan persamaan *travel time* dapat dituliskan dengan,

$$T = \sum |X_k - X_{k-1}| \frac{1/V_k + 1/V_{k-1}}{2} \quad (2.69)$$

dengan n adalah jumlah titik pada lintasan X_k adalah vektor posisi pada titik ke- k . V_k adalah kecepatan titik ke- k . Jika *travel time* diminumkan secara bersamaan pada setiap segmen dari lintasan *ray*, maka akan menghasilkan solusi dari persamaan non-linier.

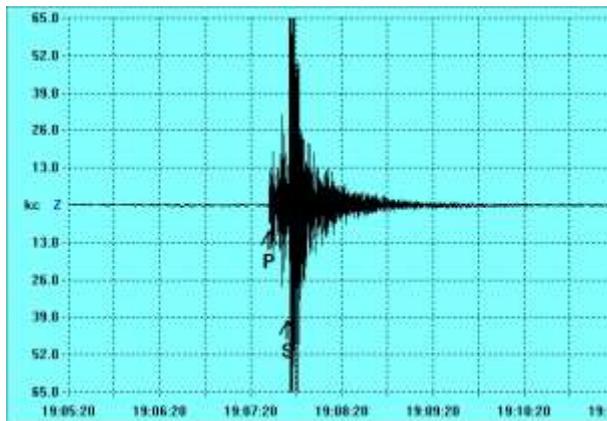
Oleh karena itu, pada Gambar 2.12 b diasumsikan bahwa dua titik akhir X_{k-1} dan X_{k+1} merupakan titik-titik lintasan sebelum pertubasi, titik baru X_k yang merupakan pengganti dari titik sebelumnya ditentukan dengan cara meminimumkan travel time sepanjang segmen lintasan dari X_{k-1} ke X_{k+1} . 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}).

2.11 Konsep *Picking Gelombang*

Penentuan relokasi hiposenter maupun episenter gempa bumi dipengaruhi gelombang primer maupun sekunder. Penelitian ini menggunakan perambatan gelombang primer. Faktor penting dalam menentukan hiposenter gempa bumi adalah waktu tiba gelombang primer dan sekunder., kecepatan gelombang primer (v_p) dan *origine time*. Gelombang primer merupakan gelombang yang tercatat pertama kali di seismogram, sehingga gelombang primer dapat terdeteksi waktu tiba maupun waktu tempuh dengan lebih mudah (Garini and Madlazim, 2014).

Berdasarkan pada Gambar 1.3 terdapat gelombang yang terekam pada seismogram. Gambar tersebut memberikan informasi bahwa gelombang terletak pada tanda P, sedangkan gelombang sekunder terletak pada gambar S. Sifat penjalaran gelombang P yang langsung adalah bahwa gelombang ini akan menjadi hilang pada jarak lebih besar dari 130° , dan tidak terlihat sampai dengan jarak kurang dari 140° . Hal tersebut disebabkan karena adanya inti bumi. Gelombang langsung P akan menyinggung permukaan inti bumi pada jarak 103° dan pada jarak yang akan mengenai inti bumi pada jarak 144° . Gelombang P akan timbul kembali yaitu gelombang yang menembus inti

bumi dengan dua kali mengalami refraksi. Menghilangnya gelombang P pada jarak 103° memungkinkan untuk menghitung kedalaman lapisan inti bumi. Telah didapatkan pula bahwa batas mantel dengan inti bumi merupakan suatu diskontinuitas yang tajam. Daerah antara 103° - 144° disebut sebagai “Shadow Zone“, walaupun sebenarnya fase yang lemah dapat pula terlihat di daerah ini.



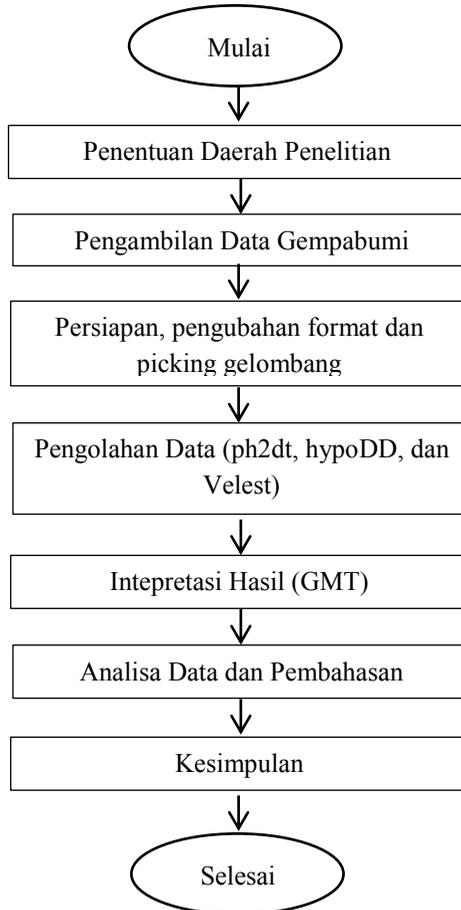
Gambar 2.13 Picking gelombang primer dan sekunder

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

3.1. Diagram Alir Penelitian

Penelitian ini terdiri dari beberapa tahapan, untuk mempermudah proses penelitian dibuatlah diagram alir seperti berikut.



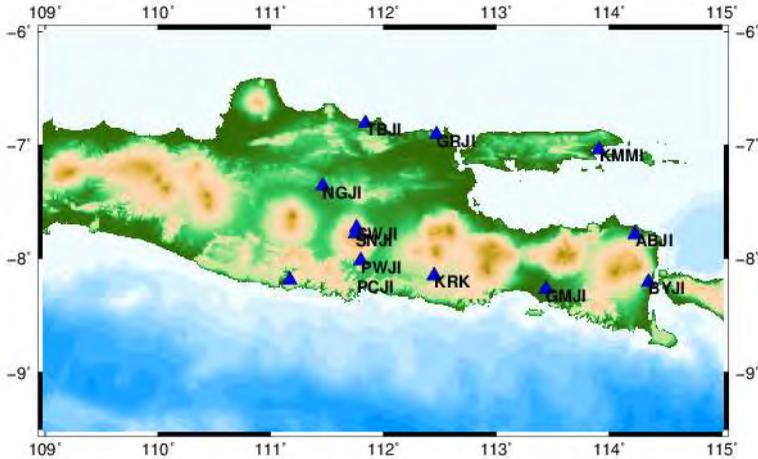
Gambar 3.1 Diagram alir penelitian

3.2. Deskripsi Proses Penelitian

Diagram alir penelitian seperti Gambar 3.1 diuraikan sebagai berikut.

3.2.1 Penentuan Daerah Penelitian

Daerah penelitian pada tugas akhir ini difokuskan di wilayah Jawa Timur dengan batas 6° - 10° LS dan 111.04° - 114.44° BT.



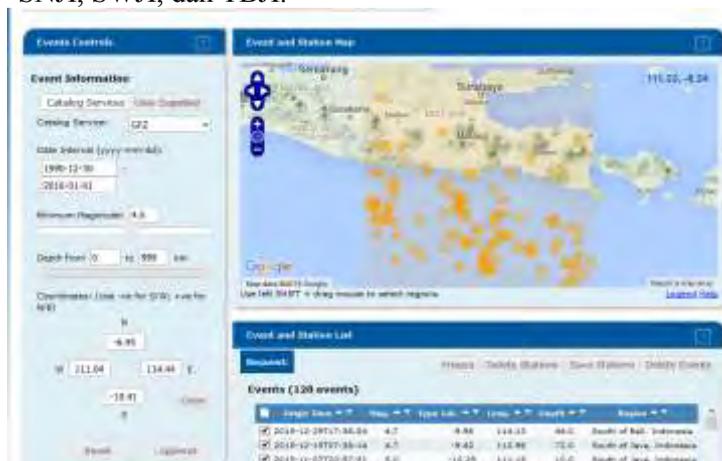
Gambar 3.2 Lokasi penelitian

3.2.2 Pengambilan Data Gempabumi dan Stasiun

Data yang digunakan dalam penelitian tugas akhir ini adalah data gempa dengan $M_w > 4,5$ SR yang terjadi pada tahun 2007 hingga 2015. Proses pengambilan data dilakukan melalui situs resmi pencatatan gempa GFZ-Postdam (GEOFON) dan *station network* IA yang diunduh di www.webdc.eu (lihat Gambar 3.3). Data yang digunakan sebagai berikut:

1. Data parameter sumber gempabumi yang meliputi *origin time*, *magnitude*, *type latitude*, *longitude*, *depth*, *region*, dan nama stasiun yang digunakan. Terdapat 100 kejadian gempabumi.
2. Model bumi lokasi penelitian dalam penelitian tugas akhir ini digunakan model bumi Haslinger-Santosa (H-S) di Jawa.

3. Data stasiun yang digunakan terdiri dari *latitude* dan *longitude* tiap-tiap stasiun. Ada 13 stasiun yang merekam kejadian gempabumi yang digunakan pada penelitian, yaitu ABJI, BLJI, BYJI, GMJI, GRJI, KMMI, KRK, NGJI, PCJI, PWJI, SNJI, SWJI, dan TBJI.



Gambar 3.3 Tampilan *webdc.eu*

3.2.3 Persiapan

Tahap sebelum pengolahan data atau *pre-processing* merupakan tahap persiapan sebelum dilakukan pengolahan data. Pertama, *compile* program hypoDD menggunakan Red Hat Cygwin, karena program hypoDD dapat dijalankan menggunakan PC yang berbasis Linux. Oleh karena itu disiapkan *software* Cygwin untuk *compile* dan menjalankan program hypoDD.

3.2.4 Pengubahan Format

Tahapan ini merupakan proses merubah format data dari *.SEED.OPENSSL* menjadi *.SAC* file. Proses ini dilakukan supaya data dapat dibaca oleh program hypoDD sehingga dapat dilakukan pengolahan data selanjutnya. Proses *reformatting* menggunakan *software* OpenSSL dan JrdseedVer0.10.1 dengan menggunakan *command prompt*. Hasil keluaran (*output*) dari

proses pengubahan format berupa data dengan format .SAC yang memiliki 3 komponen yaitu .BHN, .BHE dan .BHZ.

3.2.5 Picking Gelombang

Proses picking data gelombang pada penelitian ini menggunakan software SeisGram2K70. Gambar 3.4 menampilkan tiga komponen gelombang yaitu .BHN, .BHE dan .BHZ.



Gambar 3.4 Tampilan software SeisGram2K70

3.2.6 Pengolahan Data

3.2.6.1 Penentuan Relokasi Hiposenter dengan *ph2dt*

Penentuan relokasi hiposenter gempabumi menggunakan *hypoDD* terdiri dari tahapan-tahapan, yaitu pembentukan pasangan dan dihubungkan dengan sekitar setiap kejadian gempabumi, lalu dikelompokkan (*clustering*), sehingga dapat diketahui hasil relokasi gempabumi. Program *ph2dt* pada *software* *hypoDD* sebagai pembentuk hubungan pada setiap kejadian pasangan gempabumi dengan pasangan gempabumi lain di sekitarnya. Pasangan tersebut mempunyai dua hiposenter yang telah ditentukan sebelumnya dan terekam pada stasiun yang sama.

3.2.6.2 Penentuan Relokasi Hiposenter dengan hypoDD

Program hypoDD untuk menentukan lokasi dari dua hiposenter yang berbeda. Hasil output pada ph2dt digunakan sebagai input pada hypoDD. Input data untuk program hypoDD, yaitu file dt.ct, file event.sel atau event.dat, dan file stasiun.dat. Program ini terdapat pembobotan data catalog gelombang p maupun s, yaitu WTCTP:WTCTS, 1:1.

```

~/hypoDD/src/hypoDD
# clusters: 2
Cluster 1: 92 events
Cluster 2: 2 events

RELOCATION OF CLUSTER: 1 Sun Jun 5 10:00:47 2016a
-----
Reading data ... Sun Jun 5 10:00:47 2016
# events = 92
# stations < maxdist = 12
# catalog P dtimes = 1482
# dtimes total = 1482
# events after dtimes match = 92
# stations = 12
Initial trial sources = 92

IT EV CT RMSCT RMSST DX DY DZ DT OS AQ CND
% % ms % ms m m m ms m
1 100 84 1085 -29.4 0 2578 1882 9466 167 0 2 17
2 1 98 78 943 -13.0 1809 2039 1468 6477 135 274 0 17
3 98 62 713 -24.4 1809 1060 508 2416 48 274 1 15
4 2 97 57 627 -12.1 1025 889 413 1614 38 353 0 15
5 3 97 36 272 -56.7 446 270 140 652 13 550 0 12
>>> Warning: ndt < 4*nev
6 4 95 23 121 -55.4 262 125 64 219 6 175 0 10

writing out results ...

RELOCATION OF CLUSTER: 2 Sun Jun 5 10:00:49 2016a
-----
Reading data ... Sun Jun 5 10:00:49 2016
# events = 2
# stations < maxdist = 12
# catalog P dtimes = 4
# dtimes total = 4
# events after dtimes match = 2
# stations = 4
Initial trial sources = 2
>>> Warning: ndt < 4*nev
>>> Warning: ndt < 4*nev

IT EV CT RMSCT RMSST DX DY DZ DT OS AQ CND
% % ms % ms m m m ms m
1 1 100 75 68 -0.1 111 1 0 0 3 0 0 2
Cluster has less than 2 events.

```

Gambar 3.6 Tampilan output pada program hypoDD menggunakan RedHat Gcywin

3.2.6.3 Penentuan Model Kecepatan Bumi

Penentuan model kecepatan bumi pada penelitian ini menggunakan parameter model bumi Haslinger-Santosa seperti

pada Tabel 3.1. Pengolahan data dilakukan dengan menggunakan program Velest33.

Tabel 3.1 Model Bumi Haslinger-Santosa (H-S) di Jawa

No.	Kedalaman (km)	V _p (km/s)	V _s (km/s)	Massa Jenis (g/cm ³)	Q _p	Q _s
1	0,0	2,31	1,30	2,5	300	150
2	1,0	4,27	2,40	2,9	300	150
3	2,0	5,52	3,10	3,0	300	150
4	5,0	6,23	3,50	3,3	300	150
5	16,0	6,41	3,60	3,4	300	150
6	33,0	6,70	4,70	3,4	300	150
7	40,0	8,00	4,76	3,5	600	500
8	100,0	8,00	4,57	3,3	600	300
9	225,0	8,40	4,80	3,4	600	300
10	325,0	8,60	4,91	3,5	600	300
11	425,0	9,30	5,31	3,7	1200	500

3.2.7 Intepretasi Data

3.2.7.1 Pembuatan Peta Persebaran Seismisitas

Peta persebaran seismisitas pada penelitian ini dibuat menggunakan program GMT. Peta persebaran tersebut menampilkan setiap cluster hasil pengolahan data. Input data dalam pembuatan peta berupa magnitude, koordinat lokasi gempa maupun stasiun, dan keterangan lain terkait event gempa. Input data ini dalam bentuk format .cpt dan .bat.

3.2.7.2 Pembuatan Ploting Hasil Relokasi

Data hasil pengolahan menggunakan hypoDD berupa koordinat lokasi gempa. Selanjutnya data tersebut dibuat dengan menggunakan program GMT. Input data berupa latitude dan longitude tiap event dalam bentuk .gmt dan .bat. Terdapat 3 output gambar yang dihasilkan, yaitu plotting gempa sebelum direlokasi, sesudah direlokasi, dan gabungan dari keduanya.

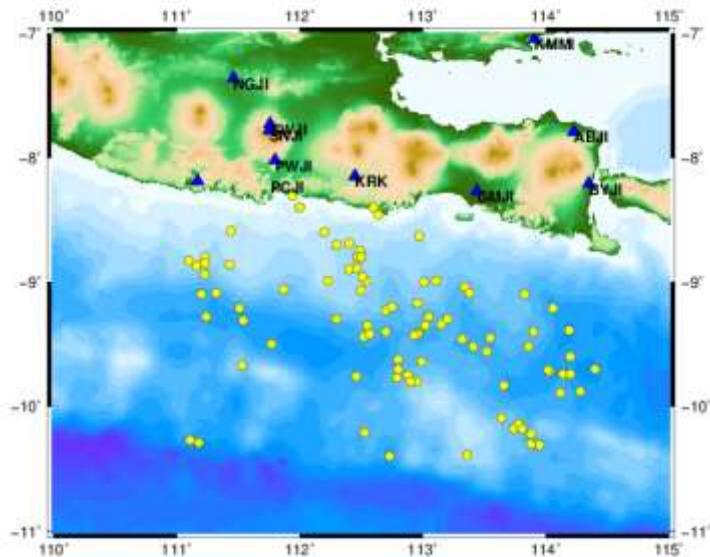
3.2.7.3 Grafik Model Kecepatan Bumi

Pembuatan grafik model kecepatan bumi hasil pengolahan pada program Velest33 dengan menggunakan Matlab. Input data berupa kecepatan gelombang lama dan baru, serta kedalaman lama dan baru pula. Setelah diperoleh kecepatan lokal 1D baru, data tersebut digunakan untuk inversi lagi menggunakan hypoDD. Nilai RMS hasil inversi hypoDD menggunakan model kecepatan umum dibandingkan dengan kecepatan lokal. Perbandingan tersebut digambarkan menggunakan histogram.

BAB IV ANALISIS DATA DAN PEMBAHASAN

4.1 Persebaran Gempa Bumi Sebelum Relokasi

Penelitian tugas akhir ini menggunakan data katalog gempa dari *webdc.eu*. Koordinat data tersebut 6.45N, 111.04W, 10.41S, dan 114.44E. Data gempabumi tersebut terjadi pada tahun 2007 hingga 2015. Total kejadian gempabumi pada penelitian ini sebanyak 100 kejadian gempabumi. Kedalaman gempabumi tersebut dalam rentan 10-231 km dan *magnitude* 4.5-6.2 SR. Terdapat 13 stasiun pencatat gempa yang digunakan.



Gambar 4.1 Peta persebaran gempabumi sebelum relokasi

Berdasarkan Gambar 4.1 terlihat bahwa data gempabumi penelitian ini rata-rata terjadi di wilayah laut selatan Jawa Timur, sedangkan peristiwa gempabumi yang lainnya terjadi di daratan Jawa Timur. Kejadian gempabumi tersebut juga cenderung menyebar di wilayah laut selatan Pulau Jawa. Penyebaran

kejadian gempa bumi berdasarkan geologi pulau Jawa disebabkan adanya sesar aktif di wilayah Laut Jawa bagian timur dan terdapat jalur subduksi tersier yang menempati punggung bawah laut di selatan Pulau Jawa.

4.2 Relokasi dengan Metode *Double Difference*

4.2.1 Hasil Relokasi Episenter

Salah satu teknik yang digunakan untuk merelokasi gempa bumi adalah algoritma *double difference* (Sunardi et al., 2012). Maka dalam hal ini dua gempa bumi yang terekam pada stasiun yang sama akan memberikan kontribusi perbedaan pada jarak (Rohadi and Masturyono, 2016).

Metode *double difference* menggunakan parameter-parameter tertentu dalam menentukan relokasi gempa bumi. Parameter tersebut di antaranya, MINWHGT (minimal *pick weight*), MAXDIST (jarak maksimum antara pasangan kejadian dengan stasiun), MAXSEP (jarak maksimum pasangan gempa bumi dengan pasangan gempa bumi yang lain), MAXNGH (jumlah maksimum tetangga setiap kejadian), MINLNK (jumlah minimal yang dibutuhkan setiap tetangga), MINOBS (jumlah minimal hubungan setiap pasangan yang disimpan), dan MAXOBS (jumlah maksimal hubungan setiap pasangan yang disimpan), pada program *ph2dt*. Penelitian ini menggunakan parameter MAXDIST 1500 km dan MAXSEP 70 km. Penentuan parameter didasarkan pada kondisi data gempa bumi supaya data tersebut dapat dijalankan pada algoritma *double difference*. Total kejadian gempa bumi yang terpilih 100 dari 100 kejadian gempa bumi masukan.

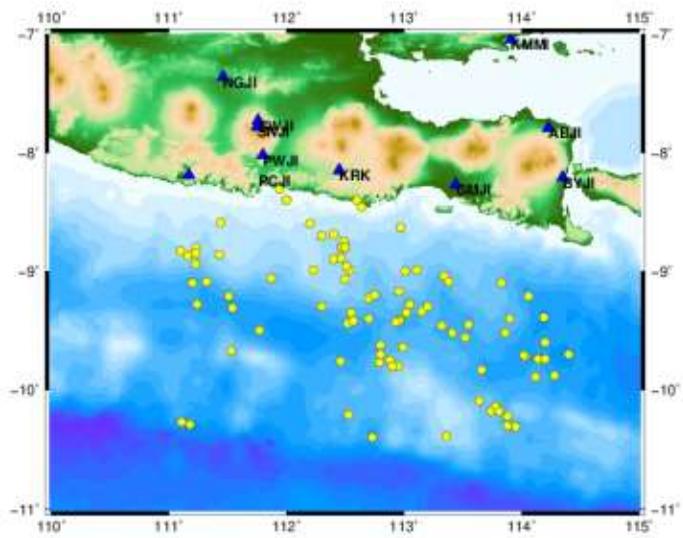
Pengolahan data pada program *hypoDD* juga memiliki parameter tertentu. Parameter tersebut, yaitu IDAT, IPHA, DIST, OBSCC, OBSCT, ISTART, ISOLV, dan NSET. Pembobotan data pada program *hypoDD*, di antaranya NITER, WDCT, WRCT, dan DAMP. Setiap parameter pembobotan data tersebut mempengaruhi banyak sedikitnya kejadian gempa bumi yang akan ter-*cluster*. Parameter WDCT terkait dengan penentuan jarak

maksimum antara lintasan dengan katalog pasangan terkait sebesar 70. Penelitian ini menggunakan 2 iterasi dengan nilai WRCT pada iterasi pertama 2 dan iterasi kedua 1. Nilai DAMP disesuaikan dengan berdasarkan jumlah *cluster* gempabumi, yaitu 38. Output dari program hypoDD terdapat 2 *cluster*, yaitu *cluster* 1 terdapat 92 *events* dan pada *cluster* 2 terdapat 2 *events*, sehingga total ada 94 *events* yang terelokasi. Nilai *condition number* (CND) sebesar 17 pada *cluster* pertama dan 2 untuk *cluster* kedua.

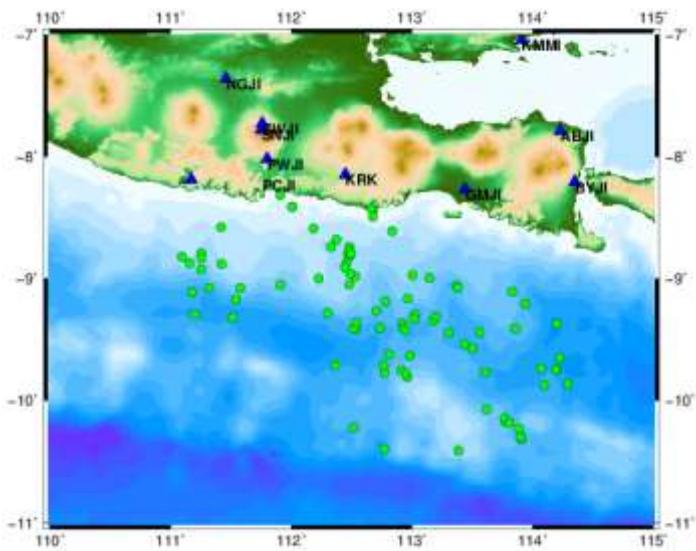
Hasil output pengolahan data menggunakan program hypoDD salah satunya berupa *latitude* dan *longitude* kejadian gempabumi baru. Tabel 1 pada lampiran B merupakan tabel perbandingan antara *latitude* dan *longitude* sebelum direlokasi (lama) dan sesudah direlokasi (baru). Tabel tersebut untuk mengetahui perbedaan koordinat kejadian gempabumi, sehingga mempermudah dalam menganalisis hasil.

Kejadian gempabumi penelitian yang belum direlokasi dapat dilihat pada Gambar 4.2 (a). Tanda segitiga biru pada gambar tersebut merupakan letak stasiun perekam gempabumi yang digunakan dalam penelitian ini. Stasiun-stasiun perekam terletak di daratan yang tersebar di wilayah Jawa Timur. Tanda bulat kuning pada Gambar 4.2 (a) menunjukkan posisi gempabumi yang terjadi. Kejadian gempabumi tersebut menyebar di wilayah laut selatan Jawa Timur.

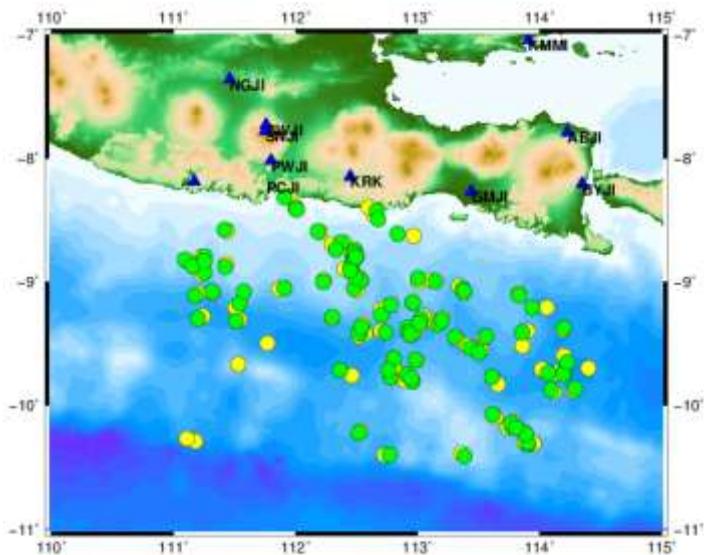
Hasil relokasi gempa menggunakan metode *double difference* pada penelitian ini dapat dilihat pada Gambar 4.2 (b). Bentuk segitiga biru pada Gambar 4.2 (b) sama seperti pada Gambar 4.2 (a). Gambar tersebut menunjukkan letak stasiun perekam yang digunakan dalam penelitian ini. Warna hijau bulat pada Gambar 4.2(b) menunjukkan letak kejadian gempabumi yang terjadi setelah relokasi. Persebaran kejadian gempabumi tersebut cenderung mengumpul di wilayah tertentu sesuai dengan prinsip metode *double difference*.



(a)



(b)



(c)

Gambar 4.2 Plot episenter gempa bumi Jawa Timur (a) Plot episenter sebelum relokasi; (b) Plot episenter setelah relokasi; (c) Plot relokasi sesudah dan sebelum relokasi

Gambar 4.2 (c) menunjukkan gabungan persebaran kejadian gempa bumi sebelum dan sesudah relokasi. Tanda bulat kuning menunjukkan letak sebelum kejadian gempa bumi relokasi dan bulat hijau menunjukkan hasil relokasi. Berdasarkan tabel lampiran B terdapat perbedaan koordinat (*latitude* maupun *longitude*). Perbedaan koordinat tersebut hampir keseluruhan terjadi pada setiap kejadian gempa bumi. Hasil gambar peta gabungan kejadian gempa bumi letak hasil yang setelah terelokasi terlihat cenderung mengumpul pada wilayah tertentu. Pengumpulan ini terdiri dari pasangan-pasangan kejadian gempa bumi menjadi satu. Diperkirakan pusat terjadinya gempa bumi berada di titik-titik yang terjadi pengumpulan pasangan-pasangan kejadian gempa bumi.

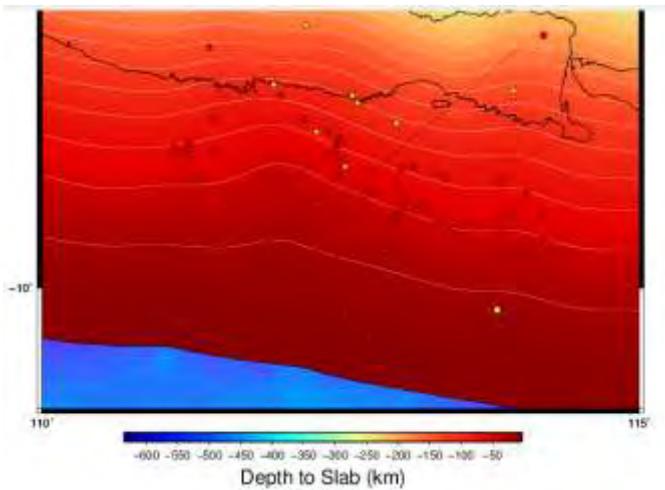
4.2.2 Seismisitas Zona Sesar Segmen Jawa Timur

Hasil peta persebaran kejadian gempabumi yang telah direlokasi pada Gambar 4.2 (c) dapat digunakan untuk mengetahui zona subduksi dan *cross section* zona sesar Jawa Timur. Zona subduksi dan *cross section* ditunjukkan pada Gambar 4.3. Gambar 4.3(a) menunjukkan adanya zona subduksi yang melintasi Pulau Jawa dan Gambar 4.3(b) memperlihatkan *cross section* pada kedalaman kejadian gempabumi.

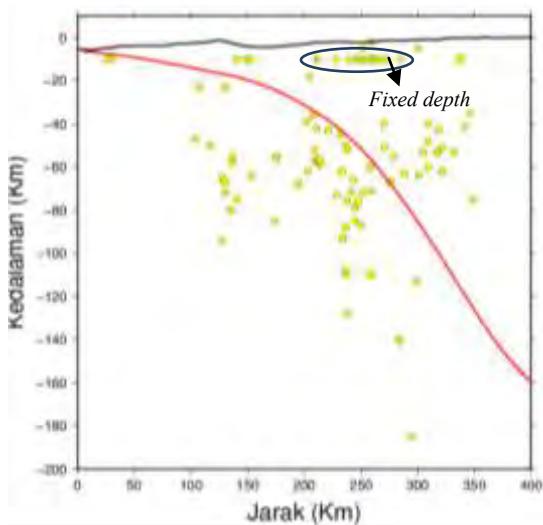
Gambar 4.3(a) terlihat bahwa wilayah Jawa Timur termasuk dalam kawasan yang dilewati oleh zona subduksi. Tanda merah dan kuning bulat pada gambar tersebut menunjukkan posisi kejadian gempabumi. Warna bulat merah berarti kejadian gempabumi terjadi pada kisaran 0 hingga 100 km. Sedangkan warna kuning berarti kejadian gempabumi terjadi pada kisaran 100 sampai 300 km. Maka seismisitas gempabumi di Jawa Timur berada di zona subduksi.

Terlihat pada Gambar 4.3 (b) hiposenter gempabumi didominasi pada kedalaman 0 hingga 100 km yang menyebar pada jarak antara 0 hingga 350 km. Selain itu, terdapat beberapa hiposenter gempabumi pada kedalaman 10 km yang membentuk pola menyerupai garis lurus. Kedalaman tersebut disebut *fixed depth*. Garis lengkung berwarna merah merupakan garis model subduksi yang didapatkan dari katalog USGS. *Fixed depth* adalah hasil dari sistem penentuan gempabumi milik BMKG yang dikerjakan secara manual oleh operator QC (*Quality Control*) atau oleh sistem. Kedalaman *fixed depth* muncul jika sinyal gempabumi yang terekam pada sistem memberikan hasil yang kurang akurat.

Gempa dalam memiliki kedalaman hiposenter lebih dari 300 km, gempa sedang memiliki kedalaman hiposenter antara 60 dan 300 km dan gempa dangkal mempunyai kedalaman hiposenter kurang dari 60 km (Tjasyono H. K., 2003). Jadi dalam penelitian ini wilayah Jawa Timur termasuk dalam kategori gempa dangkal dan sedang dengan rentang hiposenter < 200 km.



(a)

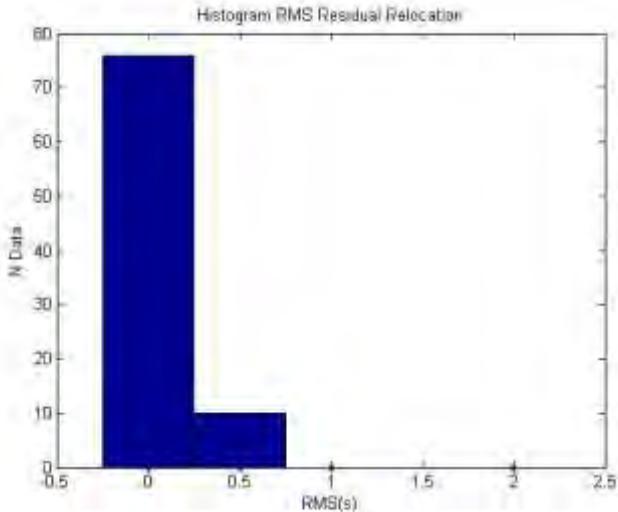


(b)

Gambar 4.3 Zona subduksi dan *cross section* zona sesar segmen Jawa Timur (a) Zona subduksi yang melintasi wilayah Jawa (b) *Cross section* hiposenter kejadian gempabumi

4.2.3 Hasil Rms Residual

Salah satu hasil keluaran program hypoDD berupa nilai RMS residual. Nilai RMS residual penelitian ini terlampir pada Tabel 2 Lampiran B. Data RMS residual pada Tabel 2 tersebut, akan lebih mudah dianalisis apabila dibuat histogram. Berikut ini histogram RMS residual setelah relokasi pada penelitian ini.



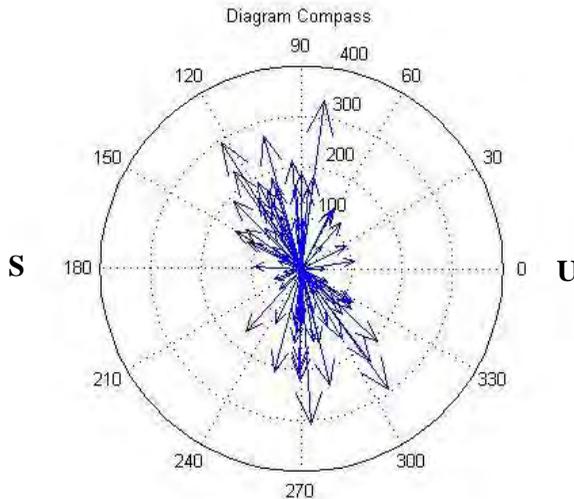
Gambar 4.4 Histogram RMS residual setelah relokasi

Hasil RMS residual penelitian setelah relokasi memiliki nilai koreksi yang cukup kecil. Nilai RMS residual ini berkaitan dengan keakuratan suatu metode. Penelitian ini dapat dikatakan akurat, karena berdasarkan penelitian sebelumnya (Rahmasari et al., 2014) menyatakan bahwa semakin kecil nilai RMS residual, yaitu nilai RMS residual < 1 , maka hasil relokasi akan semakin akurat, penelitian Sunardi et al., (2012) juga menyatakan bahwa relokasi hiposenter gempa bumi dengan memanfaatkan teknik *clustering* menggunakan hypoDD memberikan nilai residual yang lebih baik. Oleh karena itu, berdasarkan hasil relokasi RMS residual yang diperoleh pada penelitian ini, metode hypoDD dapat memberikan informasi dengan baik, di mana nilai

perhitungan mendekati sama atau bahkan sama dengan nilai observasi.

4.2.4 Diagram Kompas

Diagram kompas pada Gambar 4.5 berikut dapat digunakan untuk mendapatkan informasi mengenai besar sudut posisi awal kejadian gempa hingga mengalami perubahan posisi sudut setelah relokasi kejadian gempabumi (episenter gempabumi).

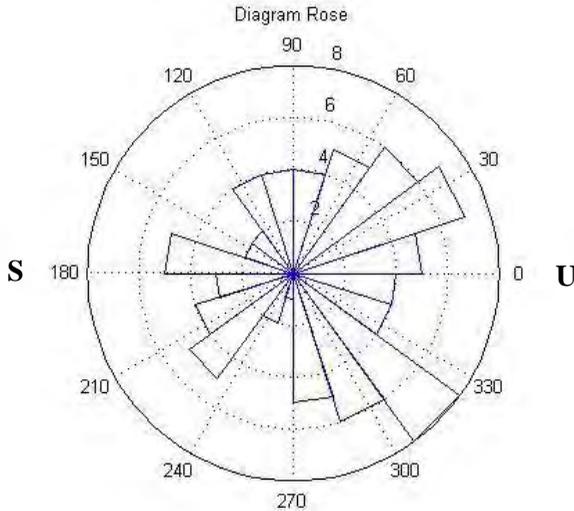


Gambar 4.5 Diagram kompas pergeseran episenter kejadian gempabumi

Gambar 4.5 merupakan diagram kompas hasil relokasi kejadian gempabumi. Tanda panah pada diagram tersebut menunjukkan arah pergeseran. Lingkaran pada diagram kompas menyatakan jarak pergeseran dalam skala km. Diagram kompas pada penelitian ini mempunyai 4 skala lapisan, yaitu 100, 200, 300, dan 400. Diagram tersebut menunjukkan bahwa rata-rata gempabumi mengalami pergeseran 0 hingga 100 km. Kejadian gempabumi mengalami pergerakan terhadap arah utara menuju arah barat daya dan timur laut.

4.2.5 Diagram *Rose*

Diagram *rose* pada penelitian ini dapat dilihat pada Gambar 4.6. Gambar tersebut memberikan informasi bahwa terdapat interval 0 sampai 330 yang menunjukkan besar sudut pergeseran hasil relokasi kejadian gempabumi. Lingkaran-lingkaran yang berada di dalam diagram menunjukkan jumlah kejadian gempabumi. Skala pada lingkaran tersebut 2 sampai 8.



Gambar 4.6 Diagram *rose* pergeseran kejadian gempabumi hasil relokasi

Berdasarkan Gambar 4.6, kejadian gempabumi yang terjadi di wilayah Jawa Timur menyebar hampir ke segala arah. Namun, terdapat beberapa kejadian gempabumi cenderung ke arah tertentu, yaitu terjadi pada arah utara. Kejadian gempabumi paling banyak terjadi pada pergeseran sudut relokasi antara 300° hingga 330° terhadap utara sebanyak 8 kejadian gempabumi ke timur laut. Kejadian gempabumi yang lainnya cenderung banyak terjadi juga pada rentang pergeseran sudut 0° sampai 30° dengan ke arah barat laut. Hasil pergeseran tersebut dapat dipengaruhi oleh

distribusi stasiun dan gempa bumi yang terjadi di wilayah Jawa Timur.

4.3 Model Kecepatan Bumi

Penelitian yang dilakukan ini untuk mengestimasi model kecepatan lokal, kecepatan gelombang P serta kedalaman pada masing-masing lapisan di wilayah Jawa Timur. Penelitian mengenai model kecepatan bumi dilakukan dengan menggunakan program Velest33. Hasil pengolahan data tersebut dapat dilihat seperti pada Tabel 4.1 berikut.

Tabel 4.1 Hasil keluaran model kecepatan lokal Jawa Timur

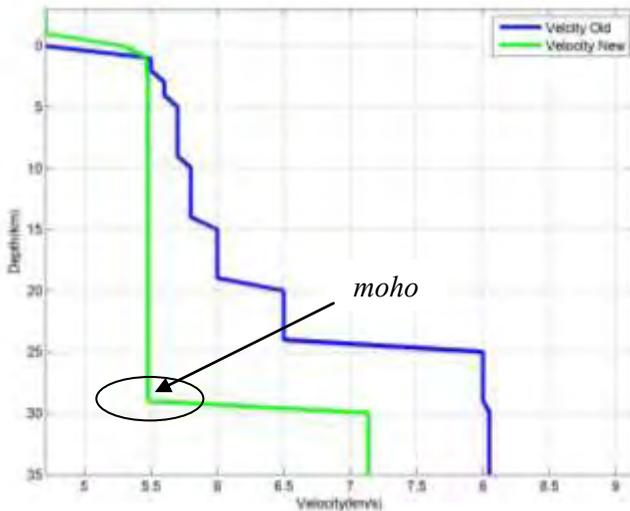
No.	Kedalaman (km)	Kecepatan (km/s)
1	-3	4.71
2	0	5.29
3	1	5.47
4	3	5.48
5	5	5.48
6	10	5.48
7	15	5.48
8	20	5.48
9	25	5.48
10	30	7.14

Hasil yang diperoleh pada Tabel 4.1 tersebut akan lebih mudah dianalisis dengan membuat grafik model kecepatan gelombang P 1-D seperti pada Gambar 4.7. Terdapat keterangan pada gambar berupa dua garis, yaitu garis biru dan hijau. Garis biru menyatakan model kecepatan yang digunakan sebagai parameter awal (kecepatan lama), sedangkan garis hijau menyatakan model kecepatan lokal penelitian (kecepatan baru). Model kecepatan lokal gelombang P 1-D (Gambar 4.7) memberikan informasi tentang kedalaman dan kecepatan pada

masing-masing lapisan. Berdasarkan Gambar 4.7 tersebut, terlihat 5 lapisan untuk model kecepatan lokal Jawa Timur dan 8 lapisan pada model kecepatan awal, yaitu model bumi Haslinger-Santosa (H-S) di Jawa. Perbedaan tersebut dapat disebabkan cakupan wilayah dan geologi penelitian. Model bumi Haslinger-Santosa (H-S) dilakukan hampir di seluruh wilayah Jawa sedangkan penelitian tugas akhir ini hanya dibatasi wilayah Jawa Timur saja. Model kecepatan yang digunakan sangat berpengaruh dalam penentuan kondisi geologi wilayah (Ramdhan and Nugraha, 2012).

Menurut Untung (1978) terdapat perbedaan lapisan di wilayah Jawa Timur pada 2,5 km, 3,1 km, 16,7 km dan 20 km, Penelitian tersebut menyatakan bahwa Jawa Timur terdapat lapisan sedimen tersier. Hasil inversi pada penelitian ini diperoleh nilai kecepatan lokal Jawa Timur antara 4,71 km/s hingga 7,14 km/s. Letak diskontinuitas Mohorovicic (moho) pada model kecepatan lokal Jawa Timur terdapat pada kedalaman mendekati 30 km. Hal ini menunjukkan bahwa setiap wilayah memiliki model kecepatan 1D gelombang P yang berbeda sesuai dengan kondisi geologi bawah permukaan. Model kecepatan hasil inversi pada penelitian ini menunjukkan bahwa semakin dalam maka semakin besar pula kecepatan gelombang P. Semakin besar kecepatan gelombang P maka dapat dinyatakan bahwa semakin ke dalam, lapisan penyusun bumi semakin rapat.

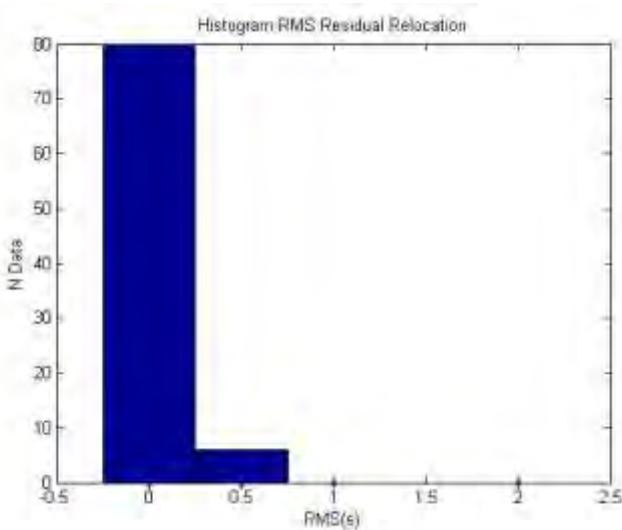
Model kecepatan bumi lokal Jawa Timur digunakan sebagai input data pada program hypoDD. Salah satu hasil pengolahan data menggunakan program hypoDD diperoleh nilai RMS residual. Nilai RMS residual relokasi yang diperoleh dengan menggunakan model kecepatan lokal Jawa Timur dapat dilihat pada tabel 3 lampiran B. Data-data nilai RMS residual tersebut dibuat histogram seperti agar mudah dianalisis. Rata-rata RMS residual kecepatan lokal sebesar 1.68 detik sedangkan kecepatan bumi awal 1.73 detik. Nilai GAP yang diperoleh dari inversi menggunakan Velest sebesar 269.



Gambar 4.7 Grafik model kecepatan gelombang P 1-D di wilayah Jawa Timur

Hasil input data program hypoDD menggunakan model kecepatan lokal Jawa Timur menunjukkan bahwa nilai RMS residualnya lebih kecil daripada menggunakan model kecepatan bumi secara umum. Hal tersebut dapat dilihat pada histogram pada Gambar 4.8. Histogram Gambar 4.8 memberikan informasi bahwa nilai RMS residual berkisar antara 0 hingga 0.5 dengan banyak data yang memiliki nilai mendekati nol 80 data, sedangkan histogram RMS residual hasil pengolahan data menggunakan model kecepatan umum pada Gambar 4.4 ada 75 data.

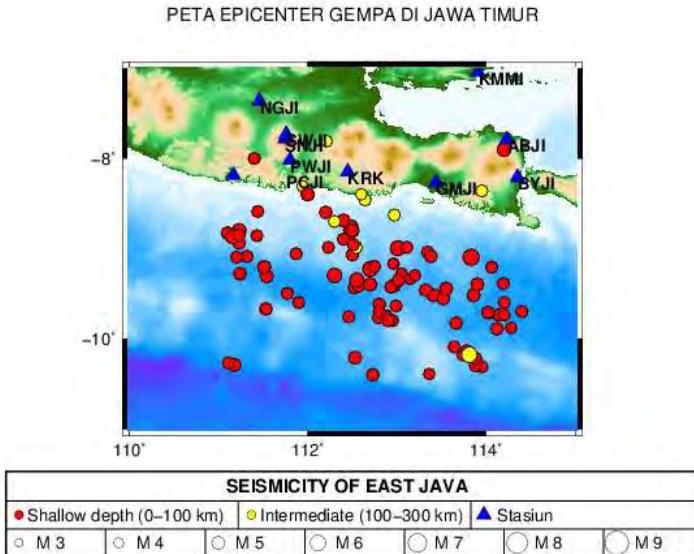
Berdasarkan analisis tersebut, maka model kecepatan lokal Jawa Timur dapat digunakan untuk meningkatkan kualitas hasil relokasi karena model kecepatan lokal ini sesuai dengan geologi di Jawa Timur.



Gambar 4.8 Histogram RMS residual model kecepatan lokal Jawa Timur

4.4 Analisis Kegempaan Berdasarkan Hasil Relokasi

Berdasarkan hasil relokasi kejadian gempabumi yang telah diperoleh pada penelitian ini, maka dapat diidentifikasi daerah patahan maupun subduksi pada zona Jawa Timur. Hasil Gambar 4.3 (a) menampilkan zona subduksi Jawa Timur. Jika ditinjau dari persebaran kejadian gempabumi setelah relokasi, kejadian gempabumi tersebut cenderung menyebar di sepanjang lintasan (lineasi) subduksi dengan kedalaman 50 hingga 150 km. Sehingga kejadian gempabumi diperkirakan terjadi di wilayah subduksi Pulau Jawa. Berdasarkan hasil Gambar 4.9 peta episenter sesudah direlokasi, menunjukkan bahwa kejadian gempabumi yang ada di Jawa Timur cenderung terjadi pada kedalaman 0-100 km, hanya beberapa saja yang berada pada kisaran kedalaman 100-300 km. Perkiraan tersebut dapat dikatakan mendekati sesuai dengan geologi struktur yang ada di wilayah Jawa Timur karena berdasarkan *cross section* yang telah dilakukan wilayah Jawa Timur termasuk dalam tipe gempa dangkal dan sedang.



Gambar 4.9 Peta episenter setelah relokasi

Kejadian gempabumi yang terjadi di Jawa Timur karena penunjaman Lempeng Hindia Australia di selatan Pulau Jawa. Pulau Jawa dalam kerangka tektonik terletak pada batas aktif zona penunjaman lempeng Indo-Australia di bawah lempeng Eurasia. Zona subduksi ini terlihat sebagai palung Jawa yang memanjang dari barat ke timur dan di sebelah utaranya terdapat pegunungan memanjang bawah laut yang dikenal sebagai busur luar.

4.5 Analisis Moho Berdasarkan Model Kecepatan Lokal Jawa Timur

Penelitian di wilayah Jawa Timur diperoleh model kecepatan lokal baru. Model kecepatan lokal tersebut menunjukkan adanya 5 lapisan yang terjadi di wilayah Jawa Timur. Menurut Rina (2008) di Jawa Timur terdapat perbedaan lapisan berkaitan dengan kedalaman batuan dasar cekungan sedimentasi tersier pada kedalaman rata-rata (2,7 km dan 25,6 km). Data yang

diperoleh pada penelitian ini menunjukkan bahwa lapisan pertama terdapat pada kedalaman 0 hingga 29 km dan lapisan kedua pada kedalaman >30, maka dapat disimpulkan bahwa model kecepatan bumi lokal yang diperoleh mendekati sesuai dengan geologi struktur yang ada di wilayah Jawa Timur.

LAMPIRAN A
Data Gempabumi dan Stasiun Penelitian

A. Data Gempabumi Penelitian

Tabel 1 Data gempabumi penelitian di wilayah Jawa Timur

No.	<i>Origine time</i>	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>	<i>Depth</i>	<i>Magnitude</i>
1	2010 02 27 05 04 30.00	-7.30	111.32	231	4.8
2	2009 01 20 17 34 13.00	-8.40	112	93	5.0
3	2007 09 09 18 36 34.00	-7.90	114.2	10	5.4
4	2014 09 25 09 06 10.00	-8.83	111.1	94	4.9
5	2014 07 24 08 41 07.00	-9.31	111.54	23	5.1
6	2014 07 14 05 05 06.00	-8.80	111.23	75	5.4
7	2014 06 15 04 46 20.00	-8.63	112.97	113	4.7
8	2014 03 13 19 17 24.00	-7.81	112.21	185	4.5
9	2014 03 09 13 42 18.00	-9.41	112.97	66	5.1
10	2013 10 05 11 10 22.00	-8.80	112.47	79	4.8
11	2013 07 15 15 00 20.00	-9.06	111.87	55	4.6
12	2013 07 08 02 13 43.00	-9.00	113.01	67	5.7
13	2013 01 26 14 13 23.00	-9.34	113.15	10	4.5
14	2012 12 18 10 49 44.00	-9.28	111.24	23	4.8
15	2012 12 11 21 37 34.00	-9.04	113.34	64	4.6

16	2012 10 27 10 51 25.00	-9.09	111.32	65	4.6
17	2012 08 18 06 55 40.00	-9.39	114.19	35	4.6
18	2012 06 26 05 05 25.00	-8.89	112.46	76	4.8
19	2012 03 09 21 27 10.00	-9.17	112.96	71	4.5
20	2012 02 03 04 01 50.00	-8.86	111.43	64	4.7
21	2011 09 21 20 43 08.00	-9.21	114.06	75	4.7
22	2015 12 15 07 38 14.00	-9.42	112.96	72	4.7
23	2015 11 07 20 57 51.00	-10.29	111.18	10	5.0
24	2015 09 10 16 19 25.00	-8.75	112.49	87	4.7
25	2015 08 21 19 07 14.00	-8.31	111.94	108	4.5
26	2015 07 26 07 05 09.00	-9.23	112.7	62	5.8
27	2015 07 05 07 34 44.00	-8.36	113.95	173	4.6
28	2015 06 05 16 38 09.00	-9.21	111.51	80	5.0
29	2015 05 01 02 46 23.00	-9.21	111.51	80	5.0
30	2015 03 22 00 19 17.00	-9.74	114.14	53	4.6
31	2015 03 15 21 19 16.00	-9.74	114.14	53	4.6
32	2014 10 26 09 07 26.00	-10.21	112.53	10	5.0
33	2014 10 26 08 56 39.00	-10.4	112.73	10	4.9
34	2014 09 06 19 50 25.00	-9.44	112.52	62	4.6

35	2014 09 02 18 39 37.00	-10.27	111.11	10	4.7
36	2014 08 27 12 59 08.00	-9.50	111.77	58	4.6
37	2014 08 17 20 15 16.00	-9.76	112.46	56	4.7
38	2014 07 24 08 16 53.00	-9.43	112.93	52	4.6
39	2014 07 09 06 03 09.00	-9.67	111.53	47	4.8
40	2014 06 06 22 18 38.00	-9.77	112.79	39	4.6
41	2014 03 20 21 33 00.00	-9.89	114.12	53	4.9
42	2013 04 07 00 29 03.00	-9.72	114.03	40	4.5
43	2013 02 27 07 31 45.00	-9.88	114.28	43	4.5
44	2013 02 02 11 54 05.00	-9.75	112.88	42	4.7
45	2012 12 08 14 30 41.00	-9.74	114.20	51	4.7
46	2012 10 03 22 37 43.00	-10.31	113.95	10	4.6
47	2012 09 07 14 30 16.00	-10.3	113.88	10	4.7
48	2012 06 28 12 10 05.00	-9.80	112.95	59	4.6
49	2012 06 28 11 37 03.00	-9.64	112.99	73	4.7
50	2012 04 20 21 45 27.00	-10.09	113.64	10	4.7
51	2012 03 28 23 09 43.00	-9.52	113.41	10	5.0
52	2012 01 23 04 16 08.00	-9.46	113.32	10	4.8
53	2011 06 29 11 35 58.00	-9.83	113.66	51	4.8

54	2011 05 18 05 01 42.00	-9.42	112.57	57	4.7
55	2011 05 17 00 15 00.00	-9.35	112.55	57	5.6
56	2011 04 15 11 59 49.00	-9.71	114.02	48	4.9
57	2011 03 23 00 07 23.00	-9.52	113.86	60	5.0
58	2011 03 19 01 16 14.00	-8.94	111.23	72	4.9
59	2011 02 14 11 43 56.00	-10.18	113.74	72	4.9
60	2011 02 10 23 19 30.00	-8.46	112.64	140	4.6
61	2011 02 08 15 27 01.00	-10.14	113.78	60	5.2
62	2011 01 04 00 12 02.00	-10.22	113.88	10	4.8
63	2011 01 03 21 24 27.00	-10.39	113.36	18	4.5
64	2010 12 21 03 59 39.00	-8.87	111.16	67	5.6
65	2010 11 07 02 04 08.00	-9.28	113.05	2	4.5
66	2010 11 03 04 05 19.00	-9.09	113.38	5	4.8
67	2010 08 16 22 19 19.00	-8.80	112.47	85	4.8
68	2010 07 28 21 36 40.00	-8.99	112.23	10	4.6
69	2010 06 18 14 42 54.00	-8.85	111.23	55	4.9
70	2010 06 15 21 51 18.00	-9.56	113.52	55	4.8
71	2010 06 06 16 57 20.00	-8.69	112.4	10	5.0
72	2010 06 04 16 47 29.00	-9.07	112.5	10	4.8

73	2010 05 26 15 55 57.00	-9.45	113.55	63	5.1
74	2010 05 26 06 25 29.00	-8.99	113.11	10	4.6
75	2010 05 21 19 56 54.00	-9.62	112.8	57	4.8
76	2010 05 07 04 33 20.00	-9.35	113.02	5	4.8
77	2010 04 02 04 07 37.00	-9.2	112.75	10	4.7
78	2010 03 28 08 35 27.00	-8.59	111.44	85	4.7
79	2010 02 14 13 41 05.00	-8.99	112.54	110	4.8
80	2010 02 11 18 43 08.00	-10.18	113.81	110	6
81	2010 02 11 18 43 08.00	-9.1	113.83	10	6.2
82	2010 01 11 08 47 20.00	-8.6	112.2	88	4.9
83	2010 01 11 08 41 07.00	-8.96	112.51	50	4.6
84	2009 08 14 13 21 17.00	-8.7	112.3	128	4.7
85	2009 08 13 10 48 20.00	-9.1	111.2	50	4.6
86	2009 08 01 05 06 21.00	-9.3	113.2	40	4.5
87	2009 07 28 12 50 52.00	-8.8	112.5	76	5.2
88	2009 07 13 12 59 06.00	-8.9	112.4	45	4.6
89	2009 06 09 15 42 52.00	-8.8	112.5	10	4.9
90	2009 03 09 12 53 18.00	-9.7	112.8	36	4.6
91	2009 01 20 17 34 13.00	-8.4	112	93	5.0

92	2008 03 09 07 44 06.00	-8.4	112.6	141	4.5
93	2007 12 17 00 09 41.00	-9.3	112.3	68	5.5
94	2008 11 22 16 53 06.00	-9.8	112.9	52	4.9
95	2008 10 10 21 26 31.00	-8	111.4	10	4.7
96	2008 01 30 22 07 09.00	-9.4	113.9	62	5.1
97	2008 01 02 17 32 53.00	-9.6	114.2	53	4.6
98	2008 06 12 05 19 58.00	-9.4	112.7	43	5.2
99	2008 06 05 15 32 03.00	-9.7	114.4	41	4.7
100	2008 03 31 13 51 20.00	-9.6	111.9	10	4.6

B. Data Stasiun Penelitian

Tabel 2. Data stasiun penelitian di wilayah Jawa Timur

Network	Station	Lat.	Long.	O/R	Streams
IA	ABJI	-7.8	114.23	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	BLJI	-7.75	113.59	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	BYJI	-8.21	114.36	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	GMJI	-8.27	113.44	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	GRJI	-6.91	112.48	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	KMMI	-7.04	113.92	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	KRK	-8.15	112.45	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	NGJI	-7.37	111.46	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	PCJI	-8.19	111.18	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	PWJI	-8.02	111.8	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	SNJI	-7.78	111.76	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	SWJI	-7.73	111.77	R	.BHE,.BHN,.BHZ
IA	TBJI	-6.82	111.85	R	.BHE,.BHN,.BHZ

LAMPIRAN B

Hasil Relokasi Gempabumi Jawa Timur

A. Hasil Relokasi menggunakan Program hypDD

Tabel 1 Perbandingan data *latitude* dan *longitude* sesudah dan sebelum relokasi

No	Latitude		Longitude		No	Latitude		Longitude	
	Lama	Baru	Lama	Baru		Lama	Baru	Lama	Baru
1	- 8.40	- 8.413	112	112.008	44	- 9.64	- 9.447	113	113.307
2	- 8.83	- 8.823	111.1	111.095	45	-10.09	- 9.772	113.6	113.610
3	- 9.31	- 9.320	111.5	111.514	46	- 9.52	- 9.411	113.4	112.514
4	- 8.80	- 8.796	111.2	111.255	47	- 9.46	- 9.364	113.3	112.541
5	- 8.63	- 8.613	113	112.837	48	- 9.83	- 8.928	113.7	111.253
6	- 9.41	- 9.373	113	112.920	49	- 9.42	- 10.175	112.6	113.775
7	- 8.80	- 8.803	112.5	112.470	50	- 9.35	- 8.429	112.6	112.664
8	- 9.06	- 9.053	111.9	111.909	51	- 9.71	- 10.145	114	113.768
9	- 9.00	- 8.976	113	113.003	52	- 9.52	- 10.229	113.9	113.887
10	- 9.34	- 9.350	113.2	113.172	53	- 8.94	- 10.410	111.2	113.384
11	- 9.28	- 9.299	111.2	111.201	54	-10.18	- 8.876	113.7	111.158
12	- 9.04	- 9.059	113.3	113.370	55	- 8.46	- 9.299	112.6	113.028
13	- 9.09	- 9.080	111.3	111.319	56	-10.14	- 9.078	113.8	113.380
14	- 9.39	- 9.374	114.2	114.199	57	-10.22	- 8.773	113.9	112.480
15	- 8.89	- 8.878	112.5	112.455	58	-10.39	- 9.004	113.4	112.226
16	- 9.17	- 9.168	113	112.962	59	- 8.87	- 8.836	111.2	111.256
17	- 8.86	- 8.882	111.4	111.422	60	- 9.28	- 9.574	113.1	113.504
18	- 9.21	- 9.210	114.1	113.940	61	- 9.09	- 8.682	113.4	112.373
19	- 9.42	- 9.407	113	112.926	62	- 8.80	- 9.054	112.5	112.480
20	- 8.75	- 8.743	112.5	112.483	63	- 8.99	- 9.444	112.2	113.562
21	- 8.31	- 8.319	111.9	111.908	64	- 8.85	- 8.996	111.2	113.144

22	- 9.23	- 9.268	112.7	112.705	65	- 9.56	- 9.624	113.5	112.808
23	- 9.21	- 9.178	111.5	111.541	66	- 8.69	- 9.335	112.4	113.015
24	- 9.21	- 9.081	111.5	111.577	67	- 9.07	- 9.188	112.5	112.780
25	- 9.74	- 9.745	114.1	114.204	68	- 9.45	- 8.579	113.6	111.419
26	- 9.74	-10.220	114.1	112.520	69	- 8.99	- 8.986	113.1	112.532
27	-10.21	-10.397	112.5	112.770	70	- 9.62	- 10.182	112.8	113.809
28	-10.40	- 9.416	112.7	112.533	71	- 9.35	- 9.110	113	113.831
29	- 9.44	- 9.716	112.5	112.365	72	- 9.20	- 8.592	112.8	112.184
30	- 9.50	- 9.426	111.8	112.945	73	- 8.59	- 8.960	111.4	112.488
31	- 9.76	- 9.772	112.5	112.776	74	- 8.99	- 8.742	112.5	112.330
32	- 9.43	- 9.877	112.9	114.096	75	-10.18	- 9.114	113.8	111.177
33	- 9.67	- 9.739	111.5	114.071	76	- 9.10	- 9.314	113.8	113.198
34	- 9.77	- 9.865	112.8	114.294	77	- 8.60	- 8.814	112.2	112.487
35	- 9.89	- 9.753	114.1	112.910	78	- 8.96	- 8.913	112.5	112.448
36	- 9.72	- 9.748	114	114.193	79	- 8.70	- 8.800	112.3	112.495
37	- 9.88	-10.315	114.3	113.908	80	- 9.10	- 9.717	111.2	112.765
38	- 9.75	-10.300	112.9	113.902	81	- 9.30	- 8.417	113.2	112.008
39	- 9.74	- 9.809	114.2	112.961	82	- 8.80	- 8.496	112.5	112.677
40	-10.31	- 9.634	113.9	112.984	83	- 8.90	- 9.286	112.4	112.302
41	-10.30	-10.075	113.9	113.618	84	- 8.80	- 9.782	112.5	112.949
42	- 9.80	- 9.539	112.9	113.436	85	- 9.70	- 9.412	112.8	113.858
43	- 8.40	- 9.410	112.6	112.736	86	- 8.40	- 9.653	112	114.226

Tabel 2 Nilai Rms residual

No.	rms haslinger	rms local	No.	rms haslinger	rms local
1	0.102	0.124	44	0.085	0.123
2	0.262	0.232	45	0.201	0.178
3	0.178	0.187	46	0.216	0.136
4	0.245	0.241	47	0.035	0.165

5	0.028	0.037	48	0.219	0.142
6	0.204	0.214	49	0.252	0.154
7	0.208	0.214	50	0.270	0.214
8	0.161	0.158	51	0.217	0.194
9	0.205	0.203	52	0.124	0.121
10	0.183	0.197	53	0.244	0.155
11	0.239	0.183	54	0.251	0.212
12	0.188	0.184	55	0.222	0.038
13	0.221	0.220	56	0.005	0.043
14	0.144	0.223	57	0.271	0.320
15	0.164	0.208	58	0.127	0.169
16	0.169	0.226	59	0.180	0.237
17	0.225	0.193	60	0.199	0.238
18	0.012	0.201	61	0.221	0.260
19	0.214	0.229	62	0.172	0.193
20	0.200	0.227	63	0.204	0.122
21	0.022	0.029	64	0.077	0.243
22	0.175	0.201	65	0.165	0.170
23	0.246	0.206	66	0.230	0.180
24	0.083	0.056	67	0.180	0.221
25	0.321	0.078	68	0.166	0.262
26	0.023	0.019	69	0.218	0.209
27	0.023	0.019	70	0.006	0.012
28	0.224	0.243	71	0.024	0.062
29	0.201	0.007	72	0.264	0.214
30	0.168	0.037	73	0.222	0.045
31	0.225	0.204	74	0.153	0.186
32	0.232	0.007	75	0.275	0.189
33	0.207	0.176	76	0.184	0.304

34	0.238	0.162	77	0.208	0.204
35	0.247	0.123	78	0.153	0.162
36	0.144	0.192	79	0.316	0.019
37	0.226	0.242	80	0.123	0.135
38	0.234	0.228	81	0.013	0.010
39	0.154	0.217	82	0.036	0.263
40	0.173	0.186	83	0.136	0.136
41	0.217	0.225	84	0.212	0.231
42	0.102	0.236	85	0.056	0.122
43	0.258	0.203	86	0.077	0.266

BAB V

PENUTUP

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil pengolahan data dan analisa data yang telah dilakukan pada penelitian Tugas Akhir ini, maka dapat disimpulkan bahwa:

1. Model kecepatan bumi lokal 1-D wilayah Jawa Timur yang diperoleh 5 lapisan dengan kecepatan antara 4,71 km/s hingga 7,14 km/s dan moho terletak pada kedalaman mendekati 30 km.
2. Distribusi persebaran hiposenter yang terjadi di wilayah Jawa Timur rata-rata menyebar di sepanjang jalur subduksi Pulau Jawa dengan kedalaman hiposenter 0 hingga 200 km termasuk gempabumi sedang dan dangkal.
3. Hasil relokasi hiposenter gempa berdasarkan event yang digunakan menggunakan metode *double difference* menunjukkan bahwa metode ini mampu memberikan hasil koordinat episenter yang akurat dengan diperolehnya nilai Rms residual mendekati 0.

5.2 Saran

Penulis memberikan saran untuk melakukan penambahan jumlah data gempabumi yang digunakan sehingga dapat diperoleh keakuratan data relokasi hiposenter dan model kecepatan bumi lokal wilayah Jawa Timur.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

DAFTAR PUSTAKA

- Afnimar, 2009. Seismologi, Pertama. ed. Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Alparone, S., Gambino, S., 2003. High precision locations of multiplets on south-eastern flank of Mt. Etna (Italy): reconstruction of fault plane geometry. *Phys. Earth Planet. Inter.* 135, 281–289.
- Alzwar, M., Samodra, H., I, T., 1987. Pengantar Dasar Ilmu Gununggapi. NOVA Bandung, Bandung.
- Bemmelen, V., 1937. The volcano-tectonic structure of the Residency of Malang. *Ing. Ned Indie* 4,9,IV, 159–172.
- De Genevraye, P., Samuel, L., 1972. Geology of The Kendeng Zone (Central and East Java). *Indones. Pet. Assoc.*
- Goncalves, P.P., Abry, P.F., 2003. Wavelet-based spectral analysis of 1/f processes,"International Conference on Acoustic, Speech and Signal Processing,. *IEEE Proc.* 3, 237–240.
- Garini, S.A., Madlazim, E.R., 2014. Relokasi Hiposenter Gempa Bumi di Sulawesi Tengah dengan Menggunakan Metode Geiger dan Coupled Velocity-Hypocenter. *J. Mhs. Teknol. Pendidik.* 3.
- Grandis, Hendra. 2009. Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika. Himpunan Ahli Geofisika Indonesia. Jakarta.
- Hardjono, I., 2006. The Hierarchy of Earthquake and Tsunami: The Cases of Aceh, Nias, Bantul, Pangandaran, and Sunda Staits.
- McClay, K.R., 1987. The Mapping of Geological Structures. John Willey Son 161.
- Noor, D., 2006. Geologi Lingkungan. Graha Ilmu, Yogyakarta.
- Nugraha, A.D., Syahputra, A., dan Fatkhan., 2011. Pemograman Ray Tracing Metode Pseudobending Mediuon 2D untuk Menghitung Waktu Tempuh Antara Sumber dan Penerima. *Jurnal Geofisika*, No. 1/2.

- Pusdaling Jatim-Geografis [WWW Document], n.d. URL <http://pusdaling.jatimprov.go.id/2-info-home/1-geografis-jatim.html> (accessed 2.29.16).
- Puspito, N. 1996. Struktur Kecepatan Gelombang Gempa dan Koreksi Stasiun Seismologi di Indonesia. JMS Vol. 1. No. 2.
- Rachmania, M., Fikri Niyartama, T., Sungkowo, A., 2010. Penentuan Jenis Sesar pada Gempabumi Sukabumi 2 September 2009 Berdasarkan Gerak Awal Gelombang P. Semin. Nas. SDM Teknol. Nukl. Yoogyakarta.
- 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 0200, Australia
- Rohadi, S., Masturyono, M., 2016. Lineasi Patahan Geologi Berdasarkan Distribusi Hiposenter Relokasi Di Wilayah Jawa. J. Meteorol. Dan Geofis. 16.
- Samodra, S.B., Chandra, V.R., 2013. Karakterisasi Gempa Bumi di Sumatera dan Jawa Periode Tahun 1950-2013. Pros. Semin. Nas. Kebumian Ke-6.
- Sahara, D.P., Kusumo, A.W., Widiyantoro, S., Sule, R., n.d. Aplikasi Metode Double Difference Untuk Relokasi Hiposenter Gempa Vulkanik Gunung Kelud Secara Akurat.
- Santoso, D., 2002. Pengantar Teknik Geofisika. Penerbit ITB, Bandung.
- Stein, S., Wysession, M., 2002. An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure. Wiley-Blackwell Publishing., UK.
- Sujanto, F.X., Y. R., S., 1977. Preliminary Study on the Tertiary Depositional Patterns of Java. Tiery Depositional Patterns Java IPA Annu. Conv. Proc. 183–213.

- Sunardi, B., Rohadi, S., Masturyono, M., 2012. Relokasi Hiposenter Gempabumi Wilayah Jawa Menggunakan Teknik Double Difference. *J. Meteorol. Dan Geofis.* 13.
- 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.
- Tjasyono HK, B., 2003. Geosains. Penerbit ITB, Bandung.
- Van Bemmelen, R.W., 1949. The Geology of Indonesia. Martinus Nijhoff Hague.
- Yudiar, Yungi. 2013. Relokasi Hiposenter Gempa Bumi di Sumatera Selatan dengan Menggunakan Hypo71. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam.
- Waldhauser, F., 2001. HypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations. *US Geol Surv.*
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 1353–1368.

“Halaman ini sengaja dikosongkan”

BIODATA PENULIS



Penulis bernama Chi Chi Novianti dilahirkan di kota Banyuwangi tanggal 16 Nopember 1993. Penulis merupakan putri pertama dari pasangan Bapak Sahuri dan Ibu Supartini. Penulis telah menempuh pendidikan formal di TK Pertiwi, SDN 01 Purwoharjo, SMPN 1 Cluring dan di SMAN 1 Purwoharjo. Penulis mengikuti jalur SNMPTN undangan dan diterima di jurusan Fisika ITS pada tahun 2012 yang terdaftar dengan NRP 1112 100 011 dengan bidang minat fisika bumi (geosains). Penulis menyukai kegiatan yang berhubungan dengan akademik dan organisasi. Riwayat organisasi yang pernah dijalani oleh penulis antara lain OSIS SMAN 1 Purwoharjo menjabat sebagai Bendahara dan Organisasi Kepanduan (Pramuka) sebagai Teknik Kepramukaan pada masa jabatan 2010-2011. Kemudian pada masa perkuliahan, penulis aktif di organisasi jurusan, yaitu Himasika ITS, sebagai staff departemen Perekonomian (2013-2014) dan Bendahara (2014-2015). Selain itu, penulis sebagai bendahara di organisasi AAPG (American Association of Petroleum Geologist) SC ITS (2015-2016). Penulis juga aktif sebagai asisten labolatorium Fisika Modern dan Gelombang. Harapan penulis adalah dapat memberikan karya terbaik yang bermanfaat bagi almamater, nusa, dan bangsa yang diridhoi oleh Allah SWT.

Kontak penulis

chinovianti@gmail.com