



TESIS - RG142509

# **ESTIMASI CENTROID MOMENT TENSOR (CMT) DAN BIDANG PATAHAN UNTUK MONITORING TINGKAT KEGEMPAAN PADA KAWASAN GUNUNG GUNTUR**

Mohamad Andy Herlambang

NRP 3514203201

**DOSEN PEMBIMBING**

Dr. Ayi Syaeful Bahri, S.Si, MT.

Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc

**PROGRAM MAGISTER**

**BIDANG KEAHLIAN TEKNIK GEOFISIKA**

**JURUSAN TEKNIK GEOMATIKA**

**FAKULTAS TEKNIK SIPIL DAN PERENCANAAN**

**INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER**

**SURABAYA**

**2017**



**THESIS - RG142509**

**CENTROID MOMENT TENSOR (CMT) AND FAULT PLANE  
ESTIMATED FOR SEISMICITY LEVEL MONITORING IN THE  
GUNTUR MOUNTAIN**

**Mohamad Andy Herlambang**

**NRP 3514203201**

**SUPERVISOR**

**Dr. Ayi Syaeful Bahri, S.Si, MT.**

**Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc**

**MASTER PROGRAM**

**GEOPHYSICS ENGINEERING EXPERTISE**

**GEOMATICS ENGINEERING DEPARTMENT**

**TENTH NOVEMBER INSTITUTE OF TECHNOLOGY**

**SURABAYA**

**2017**



Tesis disusun untuk memenuhi salah satu syarat memperoleh gelar

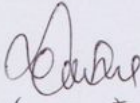

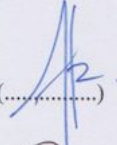


Magister Teknik (MT)  
di  
Institut Teknologi Sepuluh Nopember

Oleh:

Mohamad Andy Herlambang  
NRP 3514203201

Tanggal Ujian: 16 Januari 2017  
Periode Wisuda: Maret 2017

Disetujui Oleh:

- |    |  |                 |   |
|----|--|-----------------|---|
| 1. | <u>Dr. Ayi Syaeful Bahri, S.Si, M.T</u><br>NIP. 19690906 199702 1 001  | (Pembimbing I)  | (.....)    |
| 2. | <u>Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc</u><br>NIP. 19710623 199803 2 001   | (Pembimbing II) | (.....)    |
| 3. | <u>Dr. Dwa Desa Warnana, S.Si, M.Si.</u><br>NIP. 19760123 200003 1 001 | (Penguji I)     | (.....)   |
| 4. | <u>Dr. Ir. Amien Widodo, M.Si.</u><br>NIP. 19591010 198803 1 002       | (Penguji II)    | (.....)  |
| 5. | <u>Dr. Melania Suweni Muntini, M.T</u><br>NIP. 19641229 199002 2 001   | (Penguji III)   | (.....)  |



an. Direktur Program Pascasarjana ITS  
Asisten Direktur Program Pascasarjana ITS

Prof. Dr. Ir. Tri Widjaja, M. Eng  
NIP. 19601262 198701 1 001



# ESTIMASI CENTROID MOMENT TENSOR (CMT) DAN BIDANG PATAHAN UNTUK MONITORING TINGKAT KEGEMPAAN PADA KAWASAN GUNUNG GUNTUR

Nama : Mohamad Andy Herlambang  
NRP : 3514203201  
Dosen Pembimbing : Dr. Ayi Syaeful Bahri, S.Si, MT  
Ko-Pembimbing : Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc

## ABSTRAK

Gunung guntur merupakan salah satu gunung aktif di Indonesia dengan tipe gunung api strato volcano dan memiliki status kegempaan gunung api yang cukup tinggi. Beberapa kajian penelitian tentang Estimasi Centroid Moment Tensor (CMT) sudah banyak diterapkan untuk monitoring status gempa vulkanik. Akuisisi data di sekitar kawasan gunung Guntur dan data rekaman sebelumnya sangat mendukung dalam penelitian ini dalam proses pemilihan data. Pengolahan menggunakan software GAD untuk relokasi gempa dan ISOLA MATLAB-GUI untuk membuat pola sebaran (focal mechanism) gempa vulkanik pada sekitar gunung Guntur. Dari ketujuh *event* gempa lima *event* memiliki nilai DC dominan yaitu 72.8% sampai 96.1%, sedangkan untuk *event* lainnya mempunyai presentase non-DC dominan mulai dari 51.1% sampai 94%. Gempa Vulkanik yang terjadi di Gunung Guntur berkaitan dengan aktivitas vulkanik yang menimbulkan gaya yang bekerja pada medium batuan. Penelitian ini diharapkan dapat memberikan gambaran pola sebaran gempa vulkanik dan model focal mechanism untuk mengetahui bidang patahan dan monitoring tingkat kegempaan pada gunung Guntur. Selanjutnya dari penelitian ini dapat dimanfaatkan dalam pengembangan penelitian untuk studi kasus di sekitar gunung Guntur.

**Katakunci** : Gempa Vulkanik, Focal Mechanism, Centroid Moment Tensor, Geiger Adaptive Damping (GAD), ISOLA, DC, Non-DC, Gunung Guntur



**CENTROID MOMENT TENSOR (CMT) AND FAULT PLANE  
ESTIMATED FOR SEISMICITY LEVEL MONITORING  
IN THE GUNTUR MOUNTAIN**

Name : Mohamad Andy Herlambang  
NRP : 3514203201  
Supervisor : Dr. Ayi Syaeful Bahri, S.Si, MT  
Co-Supervisor : Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc

**ABSTRACT**

*Guntur mountain is one of the active volcanoes in Indonesia with a new type of strato volcano. Guntur Mountain have an active in the status of the volcano seismicity. Several research studies on Estimation Centroid Moment Tensor (CMT) has been widely applied for status monitoring volcanic earthquakes in the world. Data acquisition around the Gunutr Mountain and previously recorded data is strongly support for this research in the processing data. GAD software for relocation of the earthquake and ISOLA MATLAB-GUI Software to make the distribution pattern (focal mechanism) of volcanic earthquakes around Guntur mountain. The seventh event of an earthquake five events have a dominant DC value that is 72.8% to 96.1%, another event has a non-DC dominant have percentage ranging from 51.1% to 94%. Volcanic Earthquake that occurred on Guntur Mountain related to the volcanic activity that give rise to forces act on the rock medium. This research is expected to describe the distribution pattern of volcanic earthquake focal mechanisms and models to determine fault areas and seismicity level monitoring in the Guntur Mountain. Furthermore, from this study can be utilized in the next research for the development with case studies around Guntur Mountain.*

*Keywords: Volcanic Earthquake, Focal Mechanism, Centroid Moment Tensor, Geiger Adaptive Damping (GAD), ISOLA, DC, adn Non-DC, Guntur Mountain*





## KATA PENGANTAR

Segala puji hanya bagi Allah SWT atas segala karunia dan kasih sayang-Nya sehingga penulis masih dapat merasakan nikmat berupa kesehatan dan dapat menyelesaikan penyusunan Tesis dengan judul “**Estimasi Centroid Moment Tensor (CMT) dan Bidang Patahan untuk Monitoring Tingkat Kegempaan Pada Kawasan Gunung Guntur**” dengan sebaik-baiknya.

Dengan terselesaikannya Tesis ini, yang diajukan untuk memenuhi salah satu syarat akademik tingkat pendidikan pascasarjana strata dua, Program Magister Teknik Geomatika dengan bidang Minat Teknik Geofisika, Institut Teknologi Sepuluh Nopember.

dalam kesempatan ini Penulis ingin mengucapkan banyak terimakasih kepada:

1. Kedua orang tua Penulis, yang telah memberikan banyak do'a, dukungan dan semangat yang tiada henti selama menempuh jenjang pendidikan; selain itu juga terima kasih juga buat kak Henky, Udin dan Ali yang selalu menjadi semangat juangku sampai sekarang;
2. Dr. Ayi Syaeful Bahri, S.Si, MT yang memberikan bimbingan dari awal perkuliahan hingga terselesaikan pengerjaan Tesis ini, Saya ucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya;
3. Dr. Hetty Triastuty, S.Si, M.Sc dan pihak PVMBG yang membantu dalam proses pengerjaan Tesis ini, dan terima kasih atas bimbingan yang telah diberikan;
4. Terima kasih untuk Pak Tjipto Prastowo, Ph.D, yang membantu dalam presentasi sebelum sidang Tesis;
5. Terima kasih kepada pihak **LPDP BATCH-II 2016** yang memberikan dana bantuan beasiswa Tesis kepada Penulis;
6. Ilfi, terimakasih telah memberikan semangat saat mengerjakan Tesis dan semoga hal-hal yang baik menyertai Kita. Amiin;
7. Mas Mifta yang telah banyak membantu dalam menyelesaikan tesis ini saat Saya menemui kesulitan;
8. Mas Reksa, Mas Sungkono, dan Mas Juan yang banyak membantu dalam melancarkan study selama ini;
9. Teman-Teman Lab Geofisika dan Lab eksplorasi yang menemani dalam menempuh studi di ITS ini, selain itu juga sebagai teman pengukuran di lapangan;

Akhir kata, semoga Allah SWT senantiasa melimpahkan karunia-Nya dan membalas segala amal budi serta kebaikan pihak-pihak yang telah membantu penulis dalam penyusunan Tesis ini.

Surabaya, 18 Januari 2017

Penulis



## DAFTAR ISI

	Halaman
Halaman Judul .....	i
Lembar Pengesahan .....	iii
Abstrak .....	v
Abstract .....	vii
Kata Pengantar .....	ix
Daftar Isi .....	xi
Daftar Tabel .....	xiii
Daftar Gambar .....	xiv
BAB I PENDAHULUAN .....	1
1.1 Latar Belakang .....	1
1.2 Rumusan Masalah .....	2
1.3 Tujuan Penelitian .....	2
1.4 Batasan Masalah .....	2
1.5 Manfaat Penelitian .....	3
BAB II KAJIAN PUSTAKA .....	5
2.1 Geologi Kompleks Gunung Guntur .....	5
2.1.1 Morfologi Kompleks Gunung Guntur .....	5
2.1.2 Stratigrafi Kompleks Gunung Guntur .....	6
2.2 Perumusan Kecepatan gelombang Seismik .....	12
2.2 Mekanisme Gempa .....	14
2.3 Parameter dan Penentuan Gempabumi .....	15
2.4 Algoritma Double difference .....	16
2.5 Teori Elastic Rebound .....	18
2.6 Teori <i>Couple</i> Ganda .....	19
2.7 Bola Fokus dan Mekanisme Sumber Gempa .....	20
2.8 <i>Green's Function</i> dan <i>Moment Tensor</i> .....	23

BAB III METODE PENELITIAN .....	27
3.1 Lokasi Penelitian .....	27
3.2 Alat dan Bahan .....	27
3.3 Metodologi Penelitian .....	29
3.4 Jadwal Penelitian .....	34
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN .....	35
4.1 Hiposenter Gempa Vulkanik .....	35
4.2 Penentuan Inversi Momen Tensor (CMT).....	37
4.2.1 Korelasi Kedalaman <i>Centroid</i> .....	37
4.2.2 Fitting Waveform .....	38
4.3 Matriks Moment Tensor .....	39
4.4 Pembahasan .....	41
4.4.1 Lokasi Sumber.....	41
4.4.2 Mekanisme Sumber.....	41
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN .....	45
5.1 Kesimpulan .....	45
5.2 Saran .....	46
DAFTAR PUSTAKA .....	25
LAMPIRAN 1.....	51
LAMPIRAN 2.....	55

## DAFTAR TABEL

No Tabel	Halaman
2.1 Pemerian Litologi Kompleks Gunung Guntur ( <a href="http://www.vsi.esdm.go.id">http://www.vsi.esdm.go.id</a> )....	9
3.1 Model Kecepatan Bumi Gunung Guntur (Kartodinomo, 1996).....	32
4.1 Hasil Relokasi Gempa Vulkanik Menggunakan GAD .....	36
4.2 Nilai Korelasi Masing-Masing Event .....	38
4.3 Komponen Tensor Momen Gaya dan Presentase DC, CLDV.....	40
4.4 Dekomposisi Komponen Beachball ke Komponen DC.....	40



## DAFTAR GAMBAR

No Gambar	Halaman
2.1 Peta Geologi Gunung Guntur .....	7
2.2 Penampang Stratigrafi.....	8
2.3 Ilustrasi Algoritma <i>Double Difference</i> .....	17
2.4 Proses Deformasi Batuan .....	19
2.5 Sistem Radiasi Kopel Ganda .....	20
2.6 Bola Fokus Gempabumi yang Menggambarkan Hiposenter.....	21
2.7 Proyeksi Bola Fokus Gempabumi .....	21
2.8 Orthogonalitas Dua Bidang Nodal.....	22
2.9 Penentuan tipe Sesar Berdasarkan Nilai <i>Rake</i> ( $\lambda$ ).....	22
2.10 Sembilan <i>force couple</i> yang terbentuk dari komponen momen tensor.....	25
3.1. a. Lokasi Penelitian.....	27
b. Peta Geologi Gunung Guntur .....	27
3.2 Logger Seismik.....	27
3.3 Seismometer.....	28
3.4 (a). Kalibrator sensor, (b). Monitoring status dari instrumentasi.....	28
3.5 Diagram Alir Peneliti.....	29
3.6 Picking Data Gelombang P dan Gelombang S pada event 160728-1434 dengan menggunakan software Swarm 2.5.9 .....	30
3.7 Pembacaan <i>Spectrogram</i> pada <i>Event</i> 160728-1434 untuk Memisahkan Noise dengan gempa vulkanik berdasarkan frekuensi yang dihasilkan .....	30
3.8 Hubungan Momen Tensor dengan <i>Focal Mechanisms</i> .....	33
4.1 Distribusi Episenter Gempa Vulkanik .....	35
4.2 Penampang Cross Section Melintang dan Membujur Hiposenter Gempa.....	36
4.3 Penampang 3D Hiposenter Gempa Vulkanik .....	36
4.4 Diagram Korelasi Centroid Terhadap Kedalaman, Event 160705-2227 .....	38
4.5 Fitting <i>Fullwaveform</i> pada Event 160705-2227 .....	39



4.6 Beachball untuk Masing-Masing Event Pada Peta.....	42
4.7 Solusi Bidang Patahan Pada Masing-Masing Event di Peta.....	43
4.8 Ilustrasi Model Bawah Permukaan Kawah Gunung Guntur .....	44

# BAB I

## PENDAHULUAN

### 1.1. Latar Belakang

PVMBG sebagai salah satu lembaga peneliti dibidang vulkanologi di Indonesia yang mempunyai tugas dalam melaksanakan penelitian, penyelidikan, perekayasaan, dan pelayanan dalam bidang vulkanologi dan mitigasi bencana geologi. Salah satu fungsi dari lembaga tersebut yang relevan dalam kegiatan akademik di perguruan tinggi adalah melakukan penelitian, penyelidikan, perekayasaan, pemetaan tematik dan analisis risiko bencana geologi. Kajian observasi yang dilakukan meliputi Geologi, yang mengkaji tentang morfologi dari gunung api; Geofisika yang meliputi pemantauan dengan metode seismik; dan Geokimia yang mengukur jenis batuan dan analisis fluida (Sumber: <http://www.vsi.esdm.go.id>).

Gunung Guntur merupakan salah satu gunung aktif yang berada di Jawa Barat dengan tipe gunung api strato *type* A. Selain itu, memiliki sejarah letusan terpendek dengan waktu istirahat berkisar hanya sekitar 1 tahun dan sejarah letusan terpanjang belum tercatat dari tahun 1887 sampai dengan saat ini. Gunung Guntur digolongkan dalam tipe *stratovolcano* karena bentuknya kerucut, hal ini disebabkan karena aliran lava dari gunung berapi tersebut kental dan mengeras sebelum menyebar jauh (Sumber: <http://www.vsi.esdm.go.id>).

Penelitian tentang monitoring aktivitas kegempaan Vulkanik-Tektonik (VT) di sekitar gunung Guntur yang diungkapkan oleh (Hidayati, dkk. 2011) mendapatkan hasil bahwa pada periode Juli-Oktober 2009 kegempaan VT terkonsentrasi di daerah antara gunung Guntur dan gunung Gandapura dengan kedalaman kurang dari 5 km. Penelitian yang dilakukan ini memanfaatkan 5 stasiun pengamatan permanen, sehingga didapatkan hasil lain bahwa untuk penggambaran sesar aktif di sekitar gunung Guntur tidak pasti karena struktur dari gunung Guntur yang sangat kompleks.

Dalam kasus penelitian di atas akan dilakukan pengukuran ulang dan monitoring status gunung Guntur dengan melakukan instalasi 8 stasiun di sekitar kawasan gunung Guntur. Keakuratan dalam penggambaran dari deformasi *inelastis* yang menghasilkan gelombang seismik atau yang biasa disebut *focal*

*mechanism* akan lebih jelas dalam menggambarkan bidang patahan di sekitar kawasan gunung Guntur berikut dengan arah patahan.

Kajian utama dalam penelitian ini adalah menggunakan data gempa vulkanik untuk mengetahui arah dan gaya dari bidang patahan di kawasan gunung Guntur dengan menggunakan momen tensor. Momen tensor merupakan gambaran dari kopel gaya gempa yang digunakan untuk monitoring tingkat kegempaan di kawasan Gunung Guntur dengan proses inversi momen tensor yang di plotting dalam bentuk *focal mechanism* serta melakukan analisis *mechanism* sumber gempa vulkanik tersebut pada bidang patahan.

## **1.2. Rumusan Masalah**

Berdasarkan uraian pada bagian latar belakang, maka rumusan masalah penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Apa jenis sesar yang memicu gempa vulkanik di kawasan gunung Guntur?
2. Bagaimana estimasi *Centroid Moment Tensor* (CMT) di kawasan Gunung Guntur?
3. Bagaimana arah bidang patahan yang ada di kawasan Gunung Guntur?

## **1.3. Tujuan Penelitian**

Berdasarkan rumusan masalah penelitian yang diajukan, maka tujuan penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Mengetahui jenis sesar yang memicu gempa vulkanik di kawasan gunung Guntur;
2. Mengetahui estimasi *centroid moment tensor* (CMT) di kawasan gunung Guntur;
3. Mengetahui arah bidang patahan yang ada di kawasan gunung Guntur.

## **1.4. Batasan Penelitian**

Fokus penelitian ini adalah memanfaatkan gempa seismik aktif atau gempa vulkanik untuk melakukan penentuan zona rekahan dan menentukan arah sesar dengan *focal mechanism* di area gunung api Guntur. Untuk membatasi ruang lingkup penelitian, maka cakupan penelitian ini meliputi:

1. Memakai data utama gempa vulkanik dalam atau dangkal yang terekam oleh seismometer pada gunung Guntur.

2. Maksimal data yang digunakan 3 bulan terakhir dari hasil rekaman gempa vulkanik.
3. Proses pengolahan data hanya sampai pada pembuatan *focal mechanism* untuk sebaran gempa lokal dan interpretasi pada bidang patahan aktif.

### **1.5. Manfaat Penelitian**

Penelitian ini dirancang dan dilaksanakan dalam konteks pengembangan dan pemahaman dalam memanfaatkan data gempa vulkanik sebagai data yang dapat digunakan untuk menentukan zona delineasi dan menentukan arah patahan sesar aktif. Adapun manfaat yang dapat diambil dari penelitian ini sebagai berikut:

1. Dari hasil *modeling* bisa didapatkan atau digambarkan daerah-daerah yang rawan akan bencana seperti halnya longsor.
2. Dari hasil penelitian Tesis ini, bisa digunakan untuk menambah database peta Geologi untuk kawasan Gunungapi Guntur.
3. Dapat mengetahui level aktivitas magmatik Gunungapi Guntur berdasarkan frekuensi kegempaan yang terekam oleh seismometer, sehingga bisa digunakan untuk mengetahui potensi erupsi.
4. Terjadi peningkatan kuantitas dan kualitas penelitian dan publikasi di jurnal internasional berbasis hasil-hasil penelitian dalam bidang mitigasi dan pengelolaan bencana kebumihan antara PVMBG dengan dosen Jurusan Teknik Geofisika, FTSP ITS untuk menunjang kegiatan Pusat Studi Kebumihan, Bencana, dan Perubahan Iklim (PSKBPI) ITS.

**“Halaman Ini Sengaja Dikosongkan”**

## **BAB II**

### **KAJIAN PUSTAKA**

#### **2.1 Geologi Kompleks Gunung Guntur**

##### **2.1.1 Morfologi Kompleks Gunung Guntur**

Morfologi Gunung Guntur terdiri dari lima satuan morfologi (Bronto, dkk. 1982) dan Surmayadi, dkk. 1998),

1. Daerah Gunung Tua;
2. Daerah Dataran Bergelombang;
3. Daerah Gunung Cikatak, Gunung Katomas, dan Gunung Putri;
4. Daerah Puncak Gunung Guntur;
5. Daerah lereng Gunung Guntur.

Satuan morfologi gunungapi Tua terletak pada bagian barat, utara, dan timur Gunung Guntur terdiri dari Bagian Barat (Pasir-Beling, Gunung Cakra, Gunung Gandapura, Gunung Gajah, dan Pasir Malang), Bagian Utara (Gunung Batususun, dan Gunung Agung), Bagian Timur (Gunung Picung dan Pasir Cileusing). Morfologi ini dibentuk oleh batuan gunungapi tua terutama lava yang sudah mengalami pelapukan. Ketinggian puncak 1000-2000 meter dari permukaan laut dengan kemiringan lereng sekitar  $25^{\circ}$ .

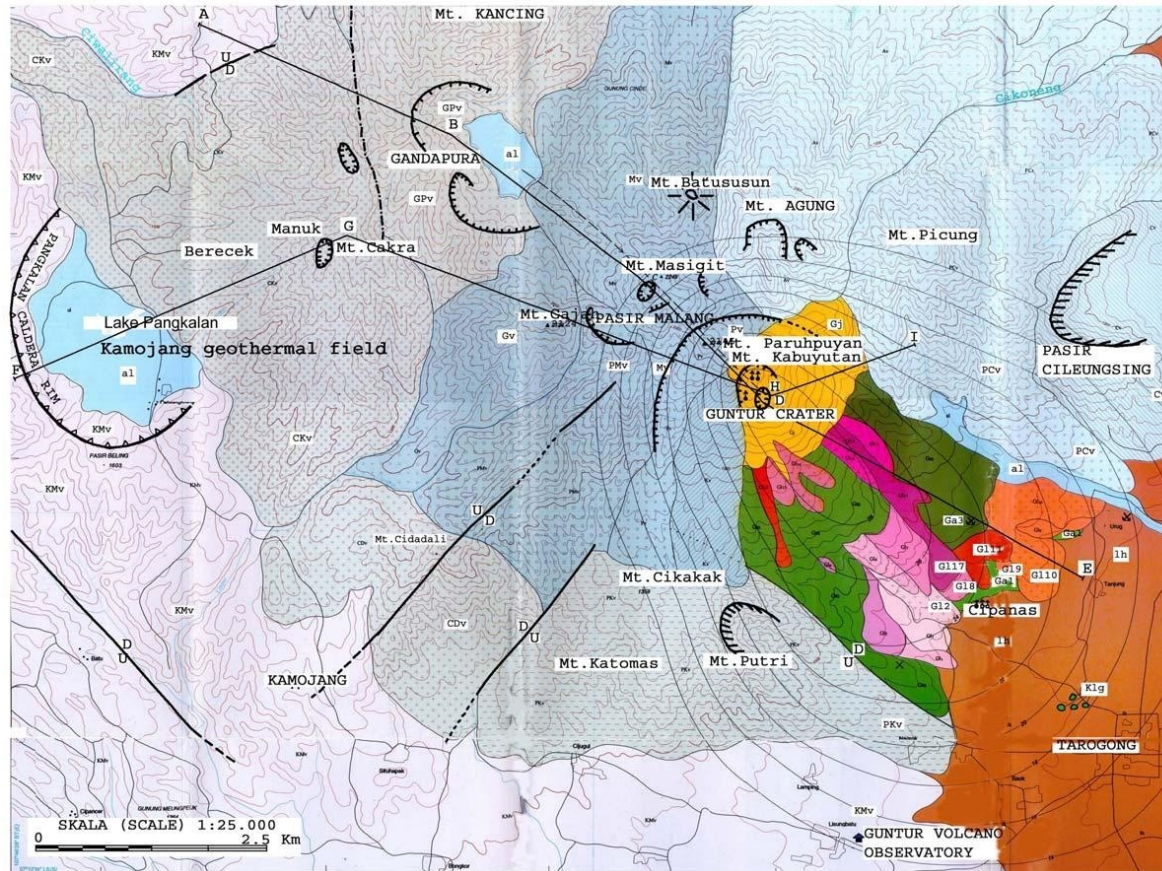
Satuan morfologi daerah dataran bergelombang menempati daerah terluas dari kompleks Gunung Guntur yaitu di Bagian Barat, Selatan, dan Timur, Satuan dataran ini sudah digunakan sebagai lahan pertanian oleh masyarakat sekitar dan sebagai pemukiman oleh penduduk (termasuk Kecamatan Tarogong di lereng Gunung Guntur). Morfologi di Barat lebih bergelombang dibandingkan dengan wilayah pada bagian Timur yang lebih datar. Ketinggian pada daerah ini sekitar 600-900 meter dari permukaan laut dan kemiringan lerengnya sekitar  $5^{\circ}$ . Dataran dibentuk oleh lava yang sudah mengalami pelapukan, endapan piroklastik dan endapan dari lahar yang diproduksi oleh gunung Tua. Satuan morfologi Gunung Cikatak, Gunung katomas, dan Gunung Putri yang menempati bagian selatan dari gunung Guntur yang membentuk kerucut-kerucut seperti Gunung Cikatak, Gunung Katoma, dan gunung Putri yang diperkirakan sebagai parasit gunungapi. Satuan ini terbentuk oleh lava yang sudah lapuk dengan elevasi kerucut sekitar

750-1425 meter dari permukaan laut dan kemiringan lereng antara  $10^{\circ}$ - $25^{\circ}$  (Suantika, G. 2009).

Satuan morfologi sekitar puncak Gunung Guntur menempati pusat aktivitas vulkanik gunung Guntur yang terdiri dari Gunung Guntur, Gunung Parukuyan, Gunung Sangiang Buruan, Gunung Geulis, dan Gunung Masigit. Diantara semua gunung tersebut hanya Gunung Guntur yang mempunyai kawah melingkar berdiameter sekitar 300-350 meter dan kedalaman sekitar 300 meter; sejumlah gunung memiliki tembusan solfatara dan fumarola, suhunya sekitar  $84^{\circ}$ - $92^{\circ}$ C (Aswad, S. 2010). Kegiatan solfatara dan fumarola ini menyebabkan alterasi pada batuan yang ada di sekitarnya. Tembusan-tembusan solfatara membentuk kelurusan ke barat laut tenggara. Litologi dari satuan ini adalah lava yang ditutupi jatuhan piroklastik pada bagian atas, dengan titik puncak dari satuan ini terletak pada elevasi 1750-2249 meter dari permukaan laut. Satuan morfologi lereng Gunung Guntur menempati lereng sampai kaki selatan dan tenggara Gunung Guntur. Satuan ini dibentuk oleh endapan-endapan yang masih segar seperti aliran lava, aliran piroklastik, dan jatuhan piroklastik. Aliran Lava yang sangat dominan tersebut membentuk satuan lereng ini, aliran piroklastik dijumpai di lereng timur dan memiliki endapan yang berbentuk kipas, sedangkan jatuhan piroklastik hanya dijumpai di bagian atas lereng. Pada ujung lereng dijumpai mata air panas Cipanas, suhunya sekitar  $42^{\circ}$ - $47^{\circ}$  C, mata air panas ini membentuk kelurusan barat laut tenggara dengan lapangan solfatara fumarola di puncak Gunung Guntur. Elevasi lereng sekitar 700-1750 meter dari permukaan laut dan kemiringan lereng sekitar  $10^{\circ}$ - $30^{\circ}$ . Di daerah ini merupakan kawasan wisata alam air panas.

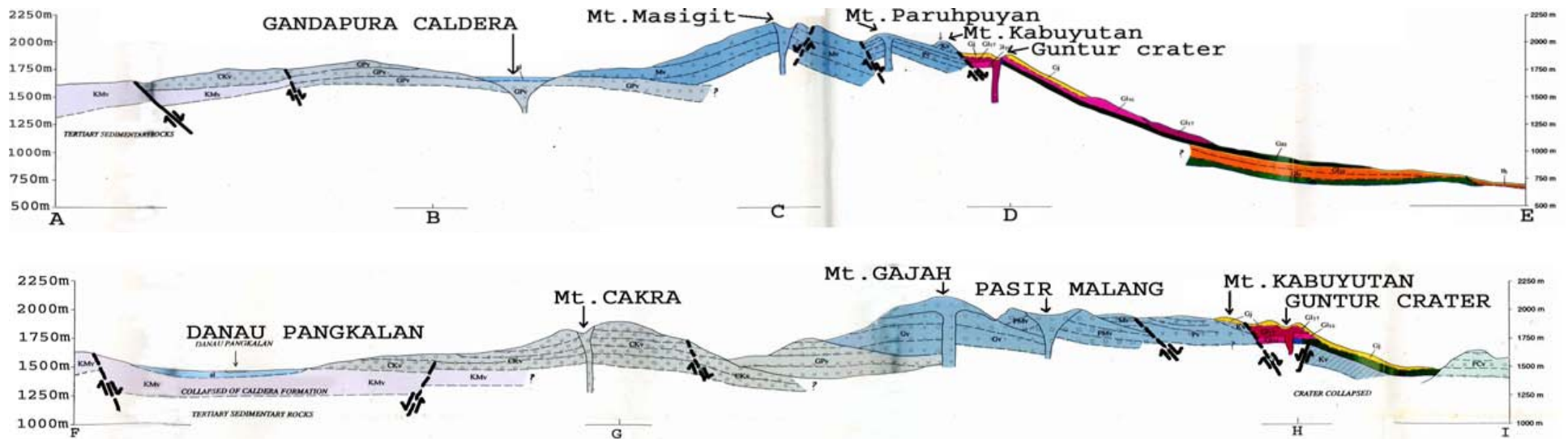
### **2.1.2 Stratigrafi Kompleks Gunung Guntur**

Batuan vulkanik di kompleks Gunung Guntur berumur Kuartar (Surmayadi, dkk. 1998) (Gambar 2.1). Pengendapan batuan yang disebabkan oleh letusan kompleks Gunung Guntur dimulai pada Kala Holosen yaitu batuan penyusun Kaldera kamojang, yang kemudian dilanjutkan oleh pengendapan batuan penyusun Kaldera Gandapura yang berlanjut hingga awal Resen. Batuan penyusun Gunung Guntur diendapkan setelah Kaldera Gandapura dan berlangsung sampai letusan terakhir tahun 1847.



**Gambar 2.1.** Peta Geologi Gunung Guntur. Kompleks gunung Guntur dibentuk oleh Batuan Berumur Kuartar. Kaldera Kamojang Merupakan Produk tertua dan Gunung Guntur Merupakan Produk Letusan Termuda. (Sumaryadi, dkk. 1998).





**Gambar 2.2.** Penampang Stratigrafi. Pengendapan Batuan Kompleks Gunung Guntur dimulai pada kala Holosen yaitu batuan Penyusun Kaldera Kamojang, Kemudian dilanjutkan dengan Pengendapan Batuan Penyusun Kaldera Gandapura yang Berlanjut Hingga Awal Rasen. Batuan Penyusun Gunung Guntur diendapkan setelah Kaldera Gandapura dan berlangsung Sampai Letusan terakhir pada Tahun 1847. (Sumaryadi, dkk. 1998).

Batuan tertua merupakan hasil produk dari Kaldera Kamojang yang menempati bagian paling barat dan bagian paling selatan Kompleks Gunung Guntur. Produk batuan lebih muda terdapat di timur Kamojang dan merupakan produk Gunung Cakra kemudian lebih ke timur lagi dijumpai batuan yang lebih muda yang merupakan hasil produk dari Gandapura. Hasil penentuan umur mutlak produk Gandapura sekitar 0.33 juta tahun lalu. Produk berikutnya yang lebih muda secara berturut-turut adalah gunung Putri, Gunung Cidadai, Pasir Cileusing, Gunung Picung, Gunung Agung, Pasir Malang, dan Gunung Gajah. Produk yang paling muda secara berturut-turut adalah Gunung Masigit, Gunung Parupuyan, Gunung Kabuyutan, dan Gunung Guntur (Gambar 2.2).

Di antara gunung-gunung termuda hanya aktivitas gunung Guntur yang tercatat di dalam sejarah, batuan hasil erupsi terakhir bersifat basalt dengan kandungan SiO<sub>2</sub> sekitar 52%-63% (Purbawinata, 1990) sedangkan hasil erupsi sebelumnya yang memiliki sifat andesit. Produk erupsi Gunung Guntur secara dominan adalah aliran lava yang bersifat basalt ke arah tenggara, dan hanya diselingi dua kali erupsi yang menghasilkan aliran piroklastik di arah timur, tenggara dan selatan. Produk erupsi berupa jatuhan piroklastik lebih banyak mengarah ke barat arah gunung Kamojang, perlu diketahui juga bahwa erupsi dari gunung Guntur tidak banyak menghasilkan lahar.

**Tabel 2.1.** Pemerian Litologi Kompleks Gunung Guntur (<http://www.vsi.esdm.go.id>).

<b>Kode Litologi</b>	<b>Keterangan</b>
<b>al</b>	<b>Aluvial</b> , tersusun atas fragmen batuan beku dalam matriks pasiran, bersifat lepas
<b>lh</b>	<b>Lahar</b> , tersusun atas blok-blok lava andesit dan basal, berukuran karakal bongkah, tertanam dalam matriks pasir kasar
<b>Gj</b>	<b>Jatuhan Piroklastik Guntur</b> , Tersusun atas skorea dan litik basaltis berwarna hitam, berukuran halus
<b>GI<sub>17</sub></b>	<b>Aliran Lava 17 Guntur</b> , berkomposisi basal (SiO <sub>2</sub> 51,56%), bagian permukaan vesikular, porfiritik dengan massa dasar gelas dan fenokris olivin, augit, hipersten, plagioklas dan magnetit.
<b>GI<sub>16</sub></b>	<b>Aliran Lava 16 Guntur</b> , Komposisi basal, porfiritik dengan olivin, augit, hipersten, plagioklas dan magnetik sebagai fenokris dalam masadasar gelas, bersikular pada bagian permukaan.
<b>Ga<sub>3</sub></b>	<b>Aliran, Piroklastika 3 Guntur</b> , tersusun atas fragmen lava basaltis dan andesitis dan bom vulkanik, berukuran 5-20 cm. Fragmen-fragmen ini

Kode Litologi	Keterangan
	mengambang dalam matriks pasir kasar berwarna abu-abu kehitaman.
GI <sub>15</sub>	<b>Aliran Lava 15 Guntur</b> , berkomposisi basal, porfiritik dengan olivin, augit hipesten, plagioklas dan magnetik sebagai fenokris dalam masadasar gelas. Berversikular pada permukaan.
GI <sub>14</sub>	<b>Aliran Lava 14 Guntur</b> , berkomposisi basaltis (SiO <sub>2</sub> 51,29%), porfiritik dengan olivin, augit, hipersten, plagioklas dan magnetik sebagai fenokris dalam masadasar gelas. Berversikular pada bagian permukaan.
GI <sub>13</sub>	<b>Aliran Lava 13 Guntur</b> , berkomposisi basal, porfiritik dengan olivin, augit hipesten, plagioklas dan magnetik sebagai fenokris dalam masadasar gelas. Berversikular pada permukaan.
GI <sub>12</sub>	<b>Aliran Lava 12 Guntur</b> , berkomposisi basal, porfiritik dengan olivin, augit hipesten, plagioklas dan magnetik sebagai fenokris dalam masadasar gelas. Berversikular pada permukaan.
GI <sub>11</sub>	<b>Aliran Lava 11 Guntur</b> berkomposisi basal, porfiritik dengan olivin, augit hipesten, plagioklas sebagai fenokris dalam masadasar gelas. Berversikular pada permukaan.
GI <sub>10</sub>	<b>Aliran Lava 10 Guntur</b> , berkomposisi basal, porfiritik dengan olivin, augit hipesten, plagioklas dan magnetik sebagai fenokris dalam masadasar gelas. Berversikular pada permukaan.
GI <sub>9</sub>	<b>Aliran Lava 9 Guntur</b> berkomposisi basal, porfiritik dengan olivin, augit hipesten, plagioklas sebagai fenokris dalam masadasar gelas. Berversikular pada permukaan.
GI <sub>8</sub>	<b>Aliran Lava 8 Guntur</b> berkomposisi basal, porfiritik dengan olivin, augit hipesten, plagioklas dan magnetik sebagai fenokris dalam masadasar gelas. Berversikular pada permukaan.
Ga <sub>2</sub>	<b>Aliran, Piroklastika 2 Guntur,</b>
GI <sub>7</sub>	<b>Aliran Lava 7 Guntur</b> , berkomposisi basal, tekstur porfiritik, fenokris, terdiri dari olivin augit, hipersten, plagioklas dan magnetik dalam masadasar gelas, bagian permukaan vesikular.
GI <sub>6</sub>	<b>Aliran Lava 6 Guntur</b> , berkomposisi basal, tekstur porfiritik, fenokris, terdiri dari olivin augit, hipersten, plagioklas dan magnetik dalam masadasar gelas, bagian permukaan vesikular.
GI <sub>5</sub>	<b>Aliran Lava 5 Guntur</b> , berkomposisi basal, tekstur porfiritik, fenokris, terdiri dari olivin augit, hipersten, plagioklas dan magnetik dalam masadasar gelas, bagian permukaan vesikular.
GI <sub>4</sub>	<b>Aliran Lava 4 Guntur</b> , berkomposisi basal, tekstur porfiritik, fenokris, terdiri dari olivin augit, hipersten, plagioklas dalam masadasar gelas, bagian permukaan vesikular.
GI <sub>3</sub>	<b>Aliran Lava 3 Guntur</b> , berkomposisi basal, tekstur porfiritik, fenokris, terdiri dari olivin augit, hipersten, plagioklas dan magnetik dalam masadasar gelas, bagian permukaan vesikular
GI <sub>2</sub>	<b>Aliran Lava 2 Guntur</b> , berkomposisi basal, tekstur porfiritik, fenokris, terdiri dari olivin augit, hipersten, plagioklas dan magnetik dalam masadasar gelas, bagian permukaan vesikular

Kode Litologi	Keterangan
GI <sub>1</sub>	<b>Aliran Lava 1 Guntur</b> , berkomposisi basal, tekstur porfiritik, fenokris, terdiri dari olivin augit, hipersten, plagioklas dalam masadasa rgelas, bagian permukaan vesikular
Ga <sub>1</sub>	<b>Aliran, Piroklastika 1 Guntur</b> , tersusun atas blok-blok lava dengan matrik pasir kasar, endapan sudah sangat lapuk dan ditutupi oleh aliran lava GI <sub>10</sub> .
Klg	<b>Longsoran Gunungapi Kabuyutan</b> , tersusun atas fragmenlava andesitik tertanam dalam matriks berukuran pasir sangat kasar, di bagian tengah terdapat lensa-lensa aliran piroklastik.
Kv	<b>Produk Gunungapi Kabuyutan</b> , terdiri dari aliran lava andesit basaltis dan andesit.
Pv	<b>Produk Gunung api Paruhpuyan</b> , terdiri dari lava andesit basaltis dan andesit hornblende.
Mv	<b>Produk Gunungapi Masigit</b> , Terdiri dari aliran-aliran lava berkomposisi basal-dasit dan endapan aliran piroklastik. Endapan aliran piroklastik terdiri dari blok-blok lava andesit besar dan abu.
Gv	<b>Produk Gunungapi Gajah</b> , terdiri dari lava andesit basaltis, lava andesit dan aliran piroklastik.
PMv	<b>Produk Gunungapi Pasir Malang</b> , terdiri adri lava andesit, porfiritik, dengan fenokritis terdiri dari augit, hipersten, plagioklas dan magnetik yang mengambang dalam masadasar gelas.
Av	<b>Produk Gunugapi Agung</b> , terdiri dari endapan aliran piroklastik dan aliran lava andesit hingga basaltis. Endapan aliran piroklastika terdiri dari <i>non-welded</i> blok-blok lava dasit dan abu.
PCv	<b>Produk Gunungapi Picung</b> , Tersusun atas aliran lava berkomposisi basal hingga dasit. Lava dasit, hipokristalin dengan augit, diopsid, hipersten, plagioklas dan magnetik sebagai fenokris dalam masadasar gelas.
Cv	<b>Produk Gunungapi Cileusing</b> , tersusun atas aliran lava dan endapan aliran piroklastik. Endapan aliran piroklastik terdiri dari fragmen lava andesit.
CDv	<b>Produk Gunungapi Cidadali</b> , tersusun oleh aliran lava andesit piroksen (SiO <sub>2</sub> 58,19-62,85%), pada bagian puncak ditutupi oleh endapan jatuhnya piroklastik basaltis.
PKv	<b>Produk Gunugapi Putri-Katomas</b> , terdiri dari aliran-aliran lava, lava Putri tersusun atas aliran lava basal (SiO <sub>2</sub> 50,91-51,5%), porfiritik dengan fenokris plagioklas, olivin augit, hipersten dan magnetik dalam masadasar intergranular.
GPLg	<b>Longsoran Gunungapi Gandapura</b> , terdiri atas blok-blok lava andesit piroksen berukuran bongkah yang diselimuti endapan aliran piroklastik.
GPv	<b>Produk Gunungapi Gandapura</b> , tersusun atas lava basal, lava andesit, dan aliran piroklastik. Lava basal dan andesit, pirofiritik dengan olivin, augit, hipersten, plagioklas dan magnetik sebagai fenokris dalam masadasar gelas. Endapan aliran piroklastika tersusun atas blok lava andesit dan abu.

Kode Litologi	Keterangan
CKv	<b>Produk Gunungapi Cakra</b> , tersusun atas aliran-aliran lava dan endapan piroklastik yang dihasilkan dari Kawah Pojok, Kawah Saat, dan Kawah Cakra.
KMv	<b>Produk Gunungapi Kamojang</b> , tersusun atas aliran-aliran lava dan endapan piroklastik.

## 2.2 Perumusan Kecepatan Gelombang Seismik

Sebagai gelombang mekanik yang merambat dalam medium elastik, perumusan matematis gelombang seismik pada dasarnya tidak berbeda dengan gelombang fisis lain, yaitu terdapat besaran fisis yang bervariasi sepanjang arah perambatan. Dalam hal ini, besaran fisis yang bervariasi sepanjang arah perambatan adalah vektor pergeseran tanah yang diberi simbol  $\eta$ . Dalam sistem kartesian, dan asumsi medium isotropis dan homogen, dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\nabla^2 \eta - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = 0 \dots\dots\dots (2.1)$$

dengan  $\eta$  menyatakan pergeseran tanah,  $v$  menyatakan cepat rambat gelombang seismik, dan  $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$  adalah operator *Laplacian* dalam sistem koordinat kartesius. Persamaan (2.1) di atas menceritakan variasi spasial dan temporal besaran vektor pergeseran tanah sepanjang arah perambatan gelombang seismik dalam medium elastik. Bila pembahasan dipilih untuk satu arah rambatan tertentu sepanjang sumbu  $x$ , maka persamaan (2.1) berubah menjadi

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = 0 \dots\dots\dots (2.2)$$

dengan solusi umum berbentuk sebagai berikut:

$$\eta(x,t) = Ae^{i(\omega t - kx)} \dots\dots\dots (2.3)$$

dengan  $A$  menyatakan amplitudo gelombang seismik yang berharga konstan untuk kasus medium isotropis dan homogen,  $\omega$  menyatakan frekuensi natural gelombang seismik, dan  $k$  menyatakan vektor propagasi gelombang seismik 1D.

Seperti telah disebutkan sebelumnya, *body waves* terbagi menjadi dua, yaitu: gelombang P (longitudinal) dan gelombang S (transversal). Berikut adalah penjelasan kualitatif mengapa kecepatan gelombang P lebih besar daripada kecepatan gelombang S. Oleh karena gelombang P merupakan gelombang longitudinal, maka cepat rambat gelombang P dapat dianalogikan dengan cepat rambat gelombang longitudinal dalam gas. Dengan demikian kecepatan fase gelombang P dapat dituliskan sebagai:

$$\frac{d\omega}{dk} = v \propto \sqrt{\frac{p}{\rho}} \dots\dots\dots (2.4)$$

di mana  $p$  menyatakan tekanan sebagai *driving force* gelombang longitudinal dan  $\rho$  menyatakan kerapatan medium. Hubungan kesebandingan (2.4) dapat dipahami karena bentuk eksplisit cepat rambat gelombang longitudinal dalam gas membutuhkan parameter lain seperti konstanta Laplace  $\gamma$ .

Dalam konteks perambatan gelombang seismik, cepat rambat gelombang seismik didefinisikan sebagai besaran yang dipengaruhi oleh sifat elastisitas dan densitas medium yang dilalui. Dengan demikian, bila persamaan (2.3) diterapkan untuk medium elastik tanah sebagai *a bulk of solid*, maka kecepatan rambat gelombang sekunder sebagai gelombang seismik transversal dalam lapisan tanah di bawah permukaan bumi diberikan oleh hubungan berikut:

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \dots\dots\dots (2.5)$$

di mana  $v_s$  adalah cepat rambat gelombang S dan  $\rho$  adalah kerapatan medium.

Bila medium yang dilalui adalah kombinasi antara medium padat dan fluida, misalnya pada kasus perambatan gelombang primer sebagai gelombang seismik longitudinal yang dapat merambat melewati fluida cair maupun gas, maka besaran  $E$  berubah menjadi kombinasi antara besaran modulus elastisitas  $\mu$  dan modulus bulk  $B$ , yaitu besaran fisis yang menggambarkan ukuran kompresibilitas medium (hanya berlaku untuk medium fluida). Dengan demikian, kecepatan rambat gelombang primer sebagai gelombang seismik longitudinal dalam lapisan tanah di bawah permukaan bumi diberikan oleh hubungan berikut:

$$v_p = \sqrt{\frac{B + 4/3\mu}{\rho}} \dots\dots\dots (2.6)$$

di mana  $v_p$  adalah cepat rambat gelombang P. Jelas terlihat dari persamaan (2.6) dan persamaan (2.15) di atas bahwa gelombang P merambat lebih cepat daripada gelombang S.

Dalam konteks perambatan gelombang seismik di bawah permukaan tanah, pengetahuan tentang nilai kecepatan gelombang primer  $v_p$  pada persamaan (2.6) dan kecepatan gelombang sekunder  $v_s$  pada persamaan (2.5) diperlukan untuk menghitung besaran *Poisson's ratio* yang didefinisikan sebagai besaran fisis yang merepresentasikan sifat elastisitas batuan dan lapisan tanah. Secara matematis, *Poisson's ratio* ( $P$ ) dirumuskan sebagai

$$P = \frac{1}{2} \left\{ \frac{(v_p / v_s)^2 - 2}{(v_p / v_s)^2 - 1} \right\} \dots\dots\dots (2.7)$$

Data eksperimen yang dilakukan oleh beberapa peneliti terdahulu menunjukkan bahwa nilai *Poisson's ratio* ( $P$ ) berkisar antara 0,1-0,5. di mana nilai  $P$  yang kecil dapat diasosiasikan dengan struktur batuan dan lapisan tanah yang cenderung berpori dengan kandungan fluida baik cairan maupun gas yang terperangkap. Nilai  $P$  yang besar banyak ditemukan dalam struktur batuan dan lapisan tanah yang lebih rapat. Oleh karena itu, pengetahuan tentang nilai *Poisson's ratio* ( $P$ ) bisa juga digunakan untuk menentukan lokasi struktur batuan dan lapisan tanah yang mengandung akumulasi fluida cairan atau gas bumi. Pengetahuan ini banyak dimanfaatkan dalam bidang eksplorasi minyak bumi dan pencarian sumber energi terbarukan di wilayah sekitar Gunungapi (energi geothermal).

### 2.3 Mekanisme Gempa

Berdasarkan proses terjadinya gempa, gempa diklasifikasikan menjadi tigaseperti berikut ini:

1. Gempa tektonik: terjadi akibat tumbukan lempeng-lempeng di litosfer kulit bumi oleh tenaga tektonik. Tumbukan ini akan menghasilkan getaran. Getaran ini yang merambat sampai ke permukaan bumi.

2. Gempa vulkanik: terjadi akibat aktivitas Gunungapi. Oleh karena itu, gempa ini hanya dapat dirasakan di sekitar Gunungapi menjelang letusan, pada saat letusan, dan beberapa saat setelah letusan.
3. Gempa runtuh atau longsoran: terjadi akibat daerah kosong di bawah lahan mengalami runtuh. Getaran yang dihasilkan akibat runtuhnya lahan hanya dirasakan di sekitar daerah yang runtuh.

Menurut (Soehaimi, 2008) berdasarkan kedalaman hiposentrumnya, dibagi menjadi tiga jenis gempa, yaitu:

1. Gempabumi dalam: kedalaman hiposenter lebih dari 300 km di bawah permukaan bumi.
2. Gempabumi menengah: kedalaman hiposenter berada antara 60-300 km di bawah permukaan bumi.
3. Gempabumi dangkal: kedalaman hiposenter kurang dari 60 km.

#### **2.4 Parameter dan Penentuan Gempabumi**

Banyak metode yang telah dilakukan oleh ahli seismologi untuk menentukan episenter maupun hiposenter dan origin time suatu gempa, antara lain adalah (Susilawati, 2008):

1. Metode Lingkaran. Metode ini merupakan metode yang paling sederhana. Dimana kita mencari titik perpotongan lingkaran-lingkaran yang dibuat dengan pusatnya di tiap-tiap stasiun dengan menggunakan data interval waktu tiba gelombang P dan S. Dalam metode ini bumi dianggap sebagai media homogen.
2. Metode Hiperbola. Metode ini menggunakan data waktu tiba gelombang P dan menganggap bumi sebagai media homogen horisontal. Dengan data interval waktu tiba gelombang P pada tiap dua stasiun dapat dibuat kurva hiperbola. Sehingga titik potong dari hiperbola-hiperbola tersebut yang diperkirakan sebagai episenter.
3. Metode Bola. Metode ini menggunakan data interval waktu tiba gelombang P dan S, yang dikonversikan ke jarak sebagai jari-jari bola dengan pusatnya di tiap-tiap stasiun. Titik potong dari bola-bola tersebut ditafsirkan sebagai hiposenter. Metode ini masih menganggap bahwa bumi masih homogen,



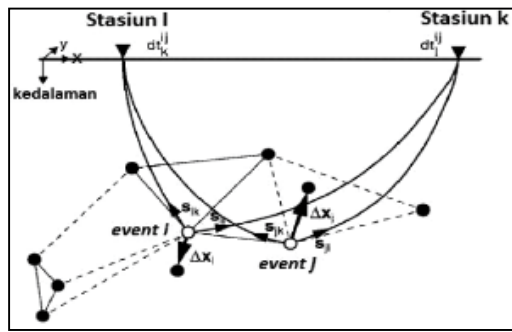
sehingga menganggap semjua gelombang yang datang adalah gelombang langsung.

4. Metode Tripartit. Metode ini menggunakan tiga stasiun pencatat, dengan data interval waktu tiba gelombang P dan S. Metode ini akan mengalami kesulitan jika ternyata yang datang adalah gelombang refraksi dan disinipun medium bumi dianggap homogen.
5. Metode Geiger. Metode ini menggunakan data waktu tiba gelombang P dan S yang pertama, dan di sini media bumi tidak lagi diandaikan homogen, tetapi diandaikan terdiri dari perlapisan horisontal, sehingga metode ini memperhitungkan adanya gelombang langsung maupun gelombang refraksi.

## 2.5 Algoritma *Double Difference*

Prinsip metode double difference adalah meminimalkan residual time dari waktu tempuh hasil perhitungan dan hasil pengamatan pada dua event gempabumi yang berdekatan dengan sejumlah stasiun pencatat gempabumi yang sama. Jarak antara dua event gempabumi tersebut harus jauh lebih kecil dibanding jarak ke stasiun-stasiun pencatatnya. Asumsi tersebut menunjukkan kedua event tersebut memiliki ray path yang sama. Solusi yang dihasilkan tentunya sangat bebas dari kesalahan waktu tempuh sistematis karena heterogenitas kecepatan, namun masih tetap akan mempertahankan setiap kesalahan acak yang terjadi pada penentuan lokasi awal, misalnya kesalahan karena ketidakakuratan pembacaan waktu tiba akan tetap ada dalam hypoDD (Sunardi, dkk. 2012).

Gambar 1 dari pemodelan yang di buat sunardi ini menjelaskan ilustrasi tentang algoritma *double difference*. Lingkaran hitam dan putih menunjukkan hiposenter yang dihubungkan dengan pusat gempabumi disekitarnya dengan data korelasi silang (garis utuh) atau katalog (garis putus-putus). Gempabumi  $i$  dan  $j$  ditunjukkan dengan lingkaran putih terekam pada stasiun yang sama  $k$  dan  $l$  dengan selisih waktu tempuh  $dt_i^{ij}$  dan  $dt_k^{ij}$  serta vektor slowness nya  $s$ . Posisi dua event tersebut jaraknya jauh lebih kecil dibandingkan jarak dua event ke dua stasiun pencatat gempabumi, hal tersebut menyebabkan *ray path* cenderung sama. Vektor relokasi ditunjukkan oleh  $\Delta x_i$  dan  $\Delta x_j$ .



**Gambar 2.3.** Ilustrasi Algoritma *Double Difference* (Sunardi, dkk. 2012).

Waktu residu antara pengamatan dan perhitungan ( $\Delta t$ ) merupakan perbedaan waktu tempuh observasi dan kalkulasi antara dua event gempa bumi dan dinyatakan dengan metode Geiger's dengan *Adaptive Damping* (GAD) seperti pada berikut ini:

$$r_i = t_{obs}^i - t_{calc}^i \dots\dots\dots (2.8)$$

dimana:

$r_i$  = Selisih antara hasil pengamatan dan hasil perhitungan pada stasiun ke-i

$t_{obs}^i$  = Data waktu tiba hasil pembacaan picking gelombang P disebut sebagai waktu tiba observasi;

$t_{calc}^i$  = Waktu tempuh yang dihitung berdasarkan model kecepatan bawah permukaan.

Metode GAD hanya valid untuk diterapkan pada 6 bidang lapisan (Wuryani, dkk. 2014), Persamaan 2.9 di bawah ini yang di gunakan dalam perhitungan metode Geiger:

$$r_i = \left( \frac{\partial t_i^{cal}}{\partial x_i} \right) \Delta x + \left( \frac{\partial t_i^{cal}}{\partial y_i} \right) \Delta y + \left( \frac{\partial t_i^{cal}}{\partial z_i} \right) \Delta z + \Delta t_0 \dots\dots\dots (2.9)$$

dimana:

$\left( \frac{\partial t_i^{cal}}{\partial x_i} \right), \left( \frac{\partial t_i^{cal}}{\partial y_i} \right), \left( \frac{\partial t_i^{cal}}{\partial z_i} \right)$  = turunan parsial dari waktu tempuh perhitungan terhadap

lokasi hiposenter awal;

$\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t_0$  = perubahan hiposenter dan waktu tiba.

Proses iterasi yang terus-menerus dilakukan untuk memperbaiki parameter model hiposenter akan didapatkan selisih waktu pengamatan dan waktu perhitungan yang mendekati nol detik (Sunardi, dkk. 2012), akan tetapi dari

penelitian sebelum-sebelumnya memakai nilai  $ri < 1$  sekon (Khoiridah, 2016).  
 Persamaan 2.10 berikut merupakan proses untuk memperbaiki parameter model  
 dua hiposenter:

$$\begin{aligned}
 x_1^i &= x_0^i + \Delta x^i, y_1^i = y_0^i + \Delta y^i, z_1^i \\
 &= z_0^i + \Delta z^i, t_{01}^i = t_{00}^i + \Delta t_0^i \\
 x_1^j &= x_0^j + \Delta x^j, y_1^j = y_0^j + \Delta y^j, z_1^j \\
 &= z_0^j + \Delta z^j, t_{01}^j = t_{00}^j + \Delta t_0^j \dots\dots\dots (2.10)
 \end{aligned}$$

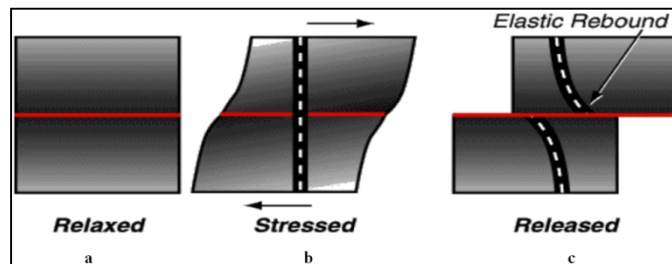
Dalam merelokasi gempa, terdapat tiga langkah penting yang terlibat ketika merelokasi gempa dengan HypoDD. Pertama pembentukan pasangan event gempa dan menghubungkannya dengan sekitarnya, kedua pembentukan kluster-kluster dan yang ketiga merelokasi menggunakan *double difference*.

**2.6 Teori Elastic Rebound**

Teori yang menjelaskan mekanisme terjadinya gempa akibat pensesaran adalah teori bingkas elastis (elastic rebound theory). Konsep teori ini menyatakan bahwa gempa terjadi akibat proses pensesaran di dalam kerak bumi sebagai akibat pelepasan mendadak dari strain elastik yang melampaui kekuatan batuan. Strain elastik ini terakumulasi apabila batuan mengalami 13 deformasi yang terus menerus dan semakin besar. Apabila sesar terjadi, bagian yang bersebarangan dengan sesar meloncat ke posisi kesetimbangan yang baru, dan energi yang dilepaskan akan berbentuk getaran gelombang elastis yang menjalar dalam bumi dan dirasakan sebagai gempa bumi.

Gambar 2.2 (a) menunjukkan bentuk batuan awal, setelah batuan mengalami stress geser secara terus menerus, mengakibatkan batuan mengalami deformasi sehingga batuan melengkung seperti ditunjukkan pada Gambar 2.2 (b). Arah stress tegak lurus terhadap perambatan gelombang. Jika stress masih terus bekerja maka batuan akan semakin melengkung sampai suatu saat stress akan melampaui kekuatan batuan sehingga batuan akan patah dan bergeser satu sama lain pada bidang sesar. Proses ini disebut pensesaran yang menyebabkan stress menghilang dan batuan akan mempunyai posisi kesetimbangan yang baru seperti ditunjukkan pada Gambar 2.2 (c). Apabila stress bekerja lagi, maka batuan akan mengalami

deformasi lagi pada bidang sesar, sehingga batuan akan bergeser berkali-kali pada bidang sesar disebut sesar aktif.



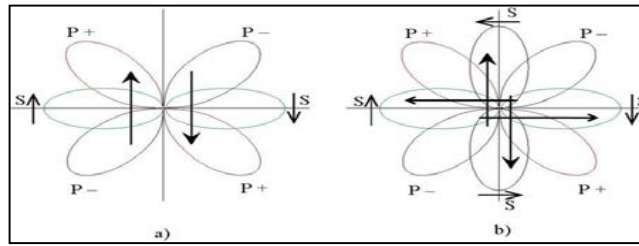
**Gambar 2.4.** Proses Deformasi Batuan (Zawawi, 2011).

## 2.7 Teori Couple Ganda

Konsep dasar penentuan mekanisme sumber gempa berkembang dari teori kopel ganda. Sejak tahun 1960-an model kopel ganda telah ditetapkan dan banyak digunakan oleh para pakar di bidang seismologi sebagai sistem gaya yang dapat menjelaskan polarisasi gerakan pertama gelombang P secara ilmiah. Hasil studi para pakar seismologi teoritis mengungkapkan bahwa karakteristik gelombang seismik lebih disebabkan oleh sistem gaya yang berkerja pada pusat gempa daripada oleh sesarnya itu sendiri. Hal ini karena sistem gaya tersebut lebih sederhana dan mudah dianalisis secara ilmiah.

Teori kopel ganda menyatakan bahwa di dalam sumber gempa bekerja empat gaya yang sama besar dan berlawanan arah yang berlaku sebagai sepasang momen gaya yang tegak lurus. Sistem ini menerangkan posisi gaya yang bekerja pada akhir proses sesar atau bergesernya suatu lapisan sesuai teori bingkas elastis (elastic rebound theory). Teori ini juga dapat menerangkan polaritas gelombang P dari tempat terjadinya gempa.

Sistem kopel ganda merupakan sistem gaya yang berpasangan antara gaya tarikan (tension) dan gaya tekanan (pressure). Setiap pasangan gaya mempunyai nilai yang sama dan arah yang berlawanan. Kedua pasang gaya tersebut menghasilkan gerakan pertama berupa gerakan kompresi dan dilatasi yang terdistribusi dan terpisah dalam empat kuadran. Keempat kuadran tersebut dipisahkan oleh dua bidang nodal yang saling tegak lurus satu dengan yang lainnya. Salah satu dari bidang nodal tersebut adalah bidang sesar (fault plane) dan yang lain adalah bidang bantu (auxiliary plane).



**Gambar 2.5.** Sistem Radiasi Kopel Ganda.

### 2.8 Bola Fokus dan Mekanisme Sumber Gempa

Bola fokus merupakan ilustrasi penjalaran gelombang yang berpusat pada sumber gempa. Bola fokus meliputi penjalaran gelombang seismik yang menjalar dari sumber gempa sampai ke stasiun penerima. Untuk menentukan titik pada suatu bola fokus yang memuat informasi polaritas gerakan pertama gelombang P (kompresi dan dilatasi) diperlukan koordinat sudut sinar ( $i, \Delta$ ) (Gambar 2.4). Koordinat  $i$  menyatakan sudut keberangkatan sinar atau disebut incident angle. Sudut ini diukur dari arah vertikal sampai arah sinar, besarnya sudut  $i$  dapat dihitung dengan persamaan:

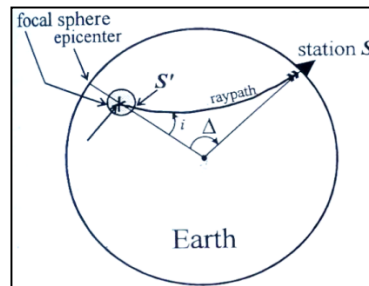
$$\sin i = \frac{PV(h)}{(R-H)} \dots\dots\dots (2.8)$$

dengan:

- P : Parameter gelombang gempa /waktu kejadian detik (s).
- V (h) : Kecepatan gelombang pada kedalaman h (m/det).
- R : Jari-jari bumi (m).
- h : Kedalaman sumber gempa (m).

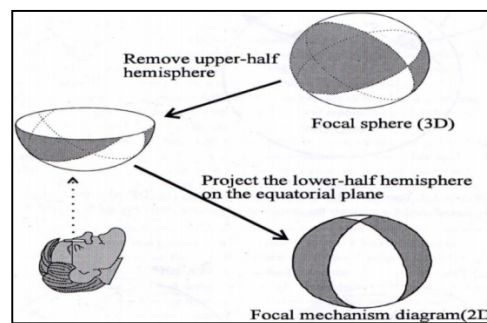
Untuk menggambarkan distribusi polaritas gerakan pertama gelombang P secara global, hiposenter diasumsikan sebagai bola dengan radius sangat kecil yang disebut bola fokus gempa (Gambar 2.4). Gelombang gempa mencapai stasiun seismograf S meninggalkan bola fokus gempa dengan koordinat sudut elevasi  $i$  dan azimuth  $\Delta$ . Koordinat  $i$  menyatakan sudut keberangkatan sinar atau take off, sudut ini dibentuk dari arah vertikal sampai arah sinar. Sedangkan  $\Delta$  menyatakan sudut yang dibentuk dari episenter searah jarum jam hingga stasiun penerima.  $S'$  ditentukan pada bola fokus gempa dengan polaritas gelombang P kompresi atau dilatasi yang diamati di stasiun seismograf S. Prosedur ini

dilakukan untuk semua stasiun yang merekam getaran gempa bumi sehingga diperoleh polaritas gelombang P secara global yang dipancarkan dari hiposenter. Metode ini didasarkan pada kenyataan bahwa polaritas gerakan pertama gelombang P tidak berubah selama penjarannya, sehingga polaritas pada bola pusat gempa masih sama dengan polaritas pada hiposenter.



**Gambar 2.6.** Bola Fokus Gempa yang Menggambarkan Hiposenter.

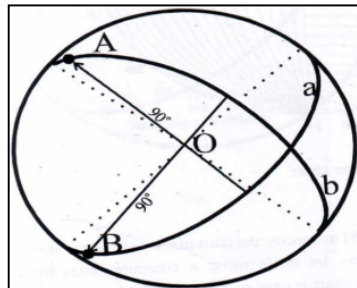
Bola fokus gempa yang didapatkan dari hasil analisa polaritas gerakan pertama gelombang P adalah dalam bentuk tiga dimensi, sehingga sulit untuk diinterpretasikan secara visual. Untuk itu perlu diproyeksikan ke dalam bentuk dua dimensi dengan cara membagi bola fokus gempa bumi menjadi dua bagian yang simetris memotong hiposenter, yaitu setengah bagian atas dan setengah bagian bawah. Proyeksi potongan bola pusat gempa bumi bagian bawah berupa diagram mekanisme sumber gempa (focal mechanism) dua dimensi.



**Gambar 2.7.** Proyeksi Bola Fokus Gempa.

Sebelum membuat diagram mekanisme sumber gempa perlu ditentukan terlebih dahulu bagaimana cara menginterpretasikannya. Gambar 2.5 menunjukkan cara memproyeksikan dari bola fokus gempa ke diagram fokus gempa. Pada model kopel ganda pola radiasi gelombang seismik simetri dengan hiposenter sehingga yang dapat diproyeksikan hanya setengah bola fokus gempa bumi. Bola fokus gempa dibelah menjadi dua (bagian atas dan bawah) oleh bidang horizontal

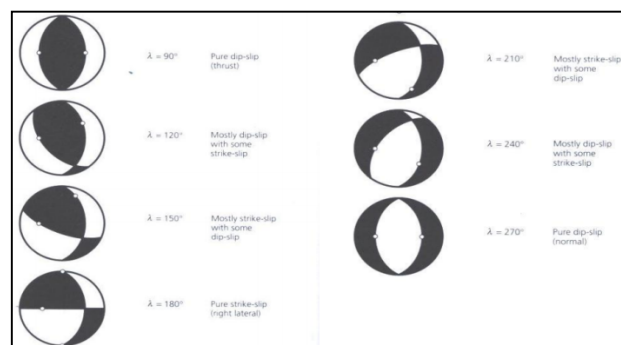
yang melalui hiposenter. Polaritas data S (kompresi dan dilatasi) pada belahan bola bagian bawah diproyeksikan ke titik pada diagram. Polaritas data pada belahan bola bagian atas simetri dengan data bagian bawah.



**Gambar 2.8.** Orthogonalitas Dua Bidang Nodal.

Dua bidang nodal dinyatakan pada diagram sebagai dua garis (Gambar 2.6), karena dua bidang tersebut tegak lurus satu sama lain maka masing-masing bidang saling berpotongan melalui pusatnya. Pusat ini merupakan vektor yang saling tegak lurus. Arah vektor yang menjauhi hiposenter ditandai dengan titik potong antara vektor dan bola fokus gempa yang dinyatakan titik pada diagram. Gambar 2.5 menunjukkan titik potong tersebut sebagai titik A dan B pada garis nodal b dan a.

Dua garis nodal membagi diagram mekanisme sumber gempa ke dalam empat kuadran yang memisahkan daerah kompresi dan dilatasi. Dua bidang nodal tersebut adalah bidang patahan (fault plane) dan bidang bantu (auxiliary plane). Pada diagram dapat dibaca parameter bidang sesar yang terdiri dari strike, dip dan rake. Untuk mengidentifikasi apakah tipe sesarnya naik, sesar turun atau sesar mendatar atau sesar oblik dapat menggunakan perbedaan nilai *rake* ( $\lambda$ ) yang bersumber dari *United State Geological Survey (USGS)*.



**Gambar 2.9.** Penentuan tipe Sesar Berdasarkan Nilai *Rake* ( $\lambda$ ).

## 2.9 Green's Function dan Moment Tensor

Gempa vulkanik disebabkan adanya gerakan suatu fluida dengan karakter dari gerak tertentu. Model gerak dan karakter dari gempa dapat diketahui berdasarkan momen tensor dari gempa tersebut. Moment tensor digunakan untuk mengetahui arah gaya dari penyebab gempa itu sendiri. Hal tersebut dapat dituliskan dalam persamaan suku dari fungsi Green sebagai berikut:

$$u(x) = \int_{-\infty}^{\infty} G(x, x') f(x') dx' \dots\dots\dots (2.11)$$

dari persamaan tersebut dapat diketahui rekaman seismik dari sebuah titik sumber, seperti pada Persamaan 2.12:

$$U_k(x, t) = \sum_{i=1}^6 G_{ki}(x, x_s, t) * f_i(t) \dots\dots\dots (2.12)$$

dengan:

$U_k$  = Rekaman pergeseran pada komponen ke-k

$x$  = Posisi receiver

$x_s$  = Posisi sumber gempa

$G_{ki}$  = Fungsi Green (bergantung pada sifat elastik dan anelastik bumi), dan tanda bintang menunjukkan konvolusi. Dalam hal ini, sifat elastik dan anelastik bumi menentukan model kecepatan karena medium yang dilewati dari sumber gempa ( $x_s$ ) sampai dengan *receiver* ( $x$ ) memiliki waktu tempuh ( $t$ ) yang berbeda-beda yang bergantung dari sifat elastisitas medium.

untuk  $f_i(t)$  menyatakan 6 komponen momen tensor, dalam koordinat bola momen tensor tersebut adalah sebagai berikut:

$$f_1 = M_{rr}, f_2 = M_{\theta\theta}, f_3 = M_{\phi\phi}, f_4 = M_{r\theta}, f_5 = M_{r\phi} = M_{\phi r}, f_6 = M_{\theta\phi} = M_{\phi\theta}$$

momen tensor-momen tensor tersebut menggambarkan dari kopel gaya dari gempa (Khoiridah, 2014).

Konsep momen tensor dapat memberi deskripsi yang lengkap gaya yang bekerja pada titik seismik. Jika  $G_{ki}(x, x_s, t)$  adalah fungsi Green yang juga melambangkan stasiun ke-k dan tensor dasar ke-I,  $M_i$  dan seismogram yang



teramati dilambangkan dengan  $U_k(x, t)$ , maka estimasi dari koefisien  $a_i$  untuk  $M_i$  dapat dicari seperti Persamaan 2.13:

$$\Delta = \sum_{k=1}^{Nr} \int \left[ U_k(x, t) - \sum_{k=1}^6 a_i G(x, x_s, t) \right]^2 dt$$

$$= R_x - 2 \sum_{i=1}^6 a_i G_i + \sum_{m=1}^6 \sum_{n=1}^6 R_{nm} a_n a_m = \text{minimum} \quad (2.13)$$

Dimana  $Nr$  adalah jumlah stasiun yang digunakan. Kesalahan paling kecil dicari dengan menghitung derivatif pertama dari fungsi  $\Delta$  terhadap parameter nol.

$$\frac{\partial \Delta}{\partial a_n} = 0, \text{ untuk } k=1 \text{ sampai } 6$$

Inverse dari matrik  $[R_{nm}]$  adalah  $[R^1_{nm}]$ , sehingga:

$$\sum_l R_{nl} R^l_{lm} = \delta_{nm}, \text{ dimana } n, m=1 \text{ sampai } 6 \text{ dan } \delta_{nm} \text{ adalah delta Kronecker; delta}$$

*Kronecker* itu sendiri adalah suatu fungsi dari 2 variabel yaitu  $m$  dan  $n$  yang mempunyai nilai 1 jika nilai  $m=n$  dan bernilai 0 jika  $m \neq n$ , selanjutnya diperoleh solusi sebagai berikut:

$$a_i = a_i^0 = \sum_m R^1_{im} G_m \dots\dots\dots (2.14)$$

Sehingga didapatkan kesalahan dari residu:

$$\Delta = R_x - \sum_i G_i a_i^0 \dots\dots\dots (2.15)$$

$a_i^0$  dan  $\Delta$  merupakan sebuah fungsi parameter dari nilai  $x$  dan  $x_s$ , sehingga bisa diperoleh nilai dari  $\Delta$  minimum atau persamaan lain seperti

$$\psi_M(x, x_s) = \frac{\sum_i G_i a_i^0}{R_x} = \frac{\sum_i \sum_m R^1_{im} G_m G_i}{R_x} = \text{minimum} \dots\dots\dots (2.16)$$

diketahui:

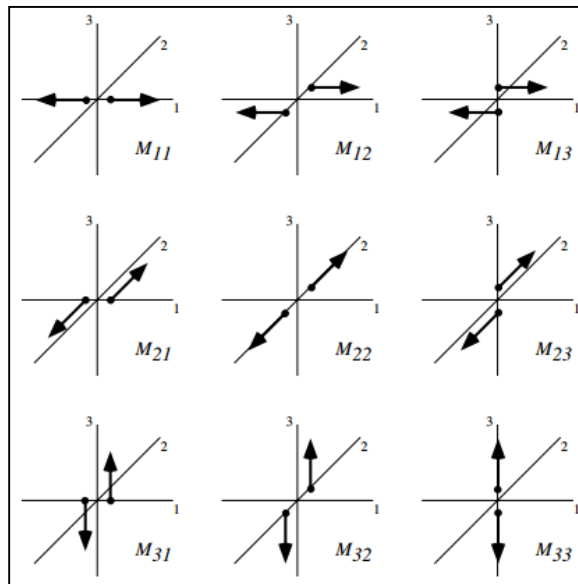
$\psi_M$  adalah korelasi antara bentuk gelombang sintetis dan hasil observasi. Saat nilai  $x, x_s$  telah ditentukan, maka nilai dari  $(a_i^0)$  yang diberikan oleh persamaan dengan menggunakan  $(a_n)$ , sehingga didapat momen tensor sumber gempa sebagai berikut:

$$[M_{ij}] = \begin{bmatrix} a_2 - a_5 + a_6 & a_1 & a_4 \\ a_1 & -a_2 + a_6 & a_3 \\ a_4 & a_3 & a_5 + a_6 \end{bmatrix} \dots\dots\dots (2.17)$$

Atau ditulis dengan bentuk lain (Shearer, 2009), yaitu:

$$[M_{ij}] = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \dots\dots\dots (2.18)$$

Dari bentuk Persamaan matrik 2.18 dapat diartikan fisis *force couple* seperti pada Gambar 2.8:



**Gambar 2.10.** Sembilan *force couple* yang terbentuk dari komponen momen tensor (Shearer, 2009).

Gaya yang bergerak ke arah *i* terhadap *j* disimbolkan dalam *M<sub>ij</sub>* yang merupakan komponen momen tensor. Sifat momen tesor ini simetris, karena *M<sub>ij</sub>* sama dengan *M<sub>ji</sub>*. Nilai komponen *M<sub>ij</sub>* tersebut dapat digunakan untuk mengetahui parameter strike ( $\phi$ ), dip ( $\delta$ ) dan rake ( $\lambda$ ) penyebab gempa bumi. Karena *M<sub>ji</sub>* = *M<sub>ij</sub>*, maka dari 9 momen tensor hanya tinggal 6 momen tensor independen. Hubungan momen tensor dengan strike ( $\phi$ ), dip ( $\delta$ ) dan rake ( $\lambda$ ) dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$M_{11} = M_{xx} = -M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi + \sin 2\delta \cos \lambda \sin 2\phi)$$

$$M_{12} = M_{xy} = M_0 (\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi + 0.5 \sin 2\delta \cos \lambda \sin 2\phi) = M_{21} = M_{yx}$$

$$M_{13} = M_{xz} = -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \cos\phi + \cos 2\delta \sin\lambda \sin\phi) = M_{31} = M_{zx}$$

$$M_{22} = M_{yy} = M_0 (\sin\delta \cos\lambda \sin 2\phi - \sin 2\delta \sin\lambda \cos 2\phi)$$

$$M_{23} = M_{yz} = -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \sin\phi - \cos 2\delta \sin\lambda \cos\phi) = M_{32} = M_{xy}$$

$$M_{33} = M_{zz} = -(M_{11} + M_{22}) = M_0 (\sin 2\delta \sin\lambda)$$

Momen tensor tersebut dapat digunakan untuk mengukur kekuatan gempa dengan menggunakan parameter seismik ( $M_0$ ).

$$M_0 = \frac{1}{\sqrt{2}} \left[ \sum_{ij} M_{ij}^2 \right]^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (2.19)$$

Parameter sumber gempa digunakan untuk zonasi mikro dan perlakuan resiko seismik. Focal sphere juga digunakan untuk menampilkan mekanisme fokus, dimana belahan bumi rendah diplot dan kuadran kompresi dibuat berbayang untuk menghasilkan gambar “*beach ball*”. Selanjutnya variance reduction ( $V_r$ ) dan correlation ( $C$ ) dihitung dengan persamaan berikut:

$$V_r = 1 - \left[ \frac{|d-s|^2}{|d|^2} \right] \dots\dots\dots (2.20)$$

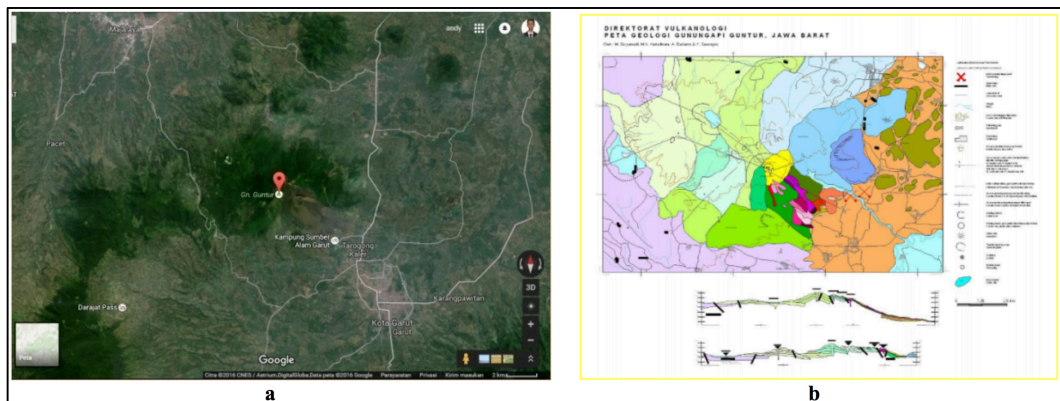
$$C = \sqrt{V} \dots\dots\dots (2.21)$$

Dimana  $d$  adalah data observasi dan  $s$  adalah data sintetik (Khoiridah, 2014).

## BAB III METODE PENELITIAN

### 3.1 Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian ini di area gunung Guntur yang terletak di Kampung Dukuh, Desa Pananjung, Kecamatan Tarogong Kaler, Kabupaten Garut – Jawa Barat. Secara geografis, puncak gunung Guntur terletak pada Koordinat:  $07^{\circ}08'30''$  LS dan  $107^{\circ}20'$  BT.



**Gambar 3.1.** (a) Lokasi Penelitian, (b) Peta Geologi Gunung Guntur.

### 3.2 Alat dan Bahan

Dalam penelitian tesis ini, terdapat beberapa tahap yaitu: akuisisi data, modelling, dan interpretasi. Dalam akuisisi data lapangan, dilakukan instalasi sebanyak 7 stasiun untuk merekam aktivitas seismik gunung api. Alat-alat yang terdapat dalam penelitian ini adalah seperti pada gambar berikut ini:



**Gambar 3.2.** Logger Seismik.

Logger Seismik tersebut berperan sebagai media penyimpanan rekaman data seismik, Transfer data ke Komputer dan sebagai koneksi GPS.

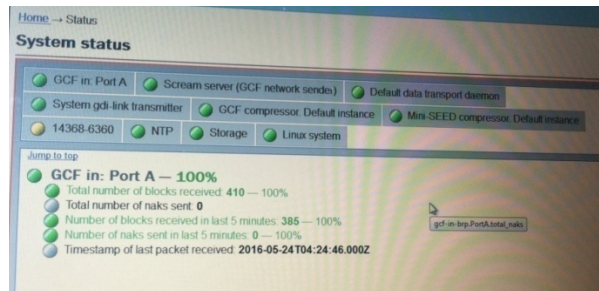


**Gambar 3.3.** Seismometer.

Seismometer 3 komponen memiliki peran penting dalam akuisisi data seismik, karena sensor yang terpasang sangat sensitif akan aktivitas getaran disekitar, oleh karena itu alat tersebut harus terpendam sedalam 1m di bawah permukaan.



(a)



(b)

**Gambar 3.4.** (a). Kalibrator sensor, (b).Monitoring status dari instrumentasi.

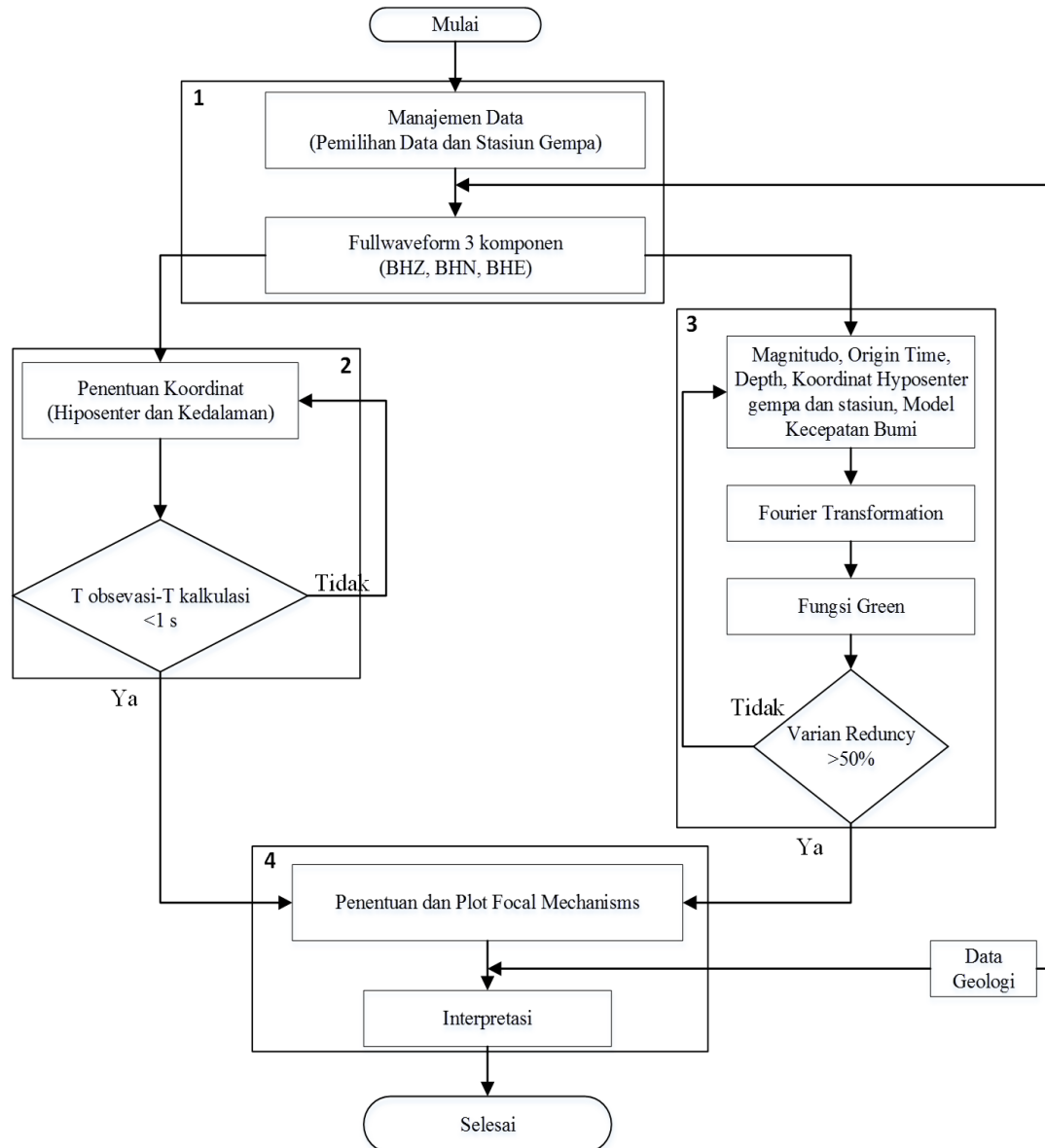
Gambar 3.4 (a) merupakan kalibrator yang bersifat analog yang digunakan untuk memastikan 3 komponen sensor yaitu komponen East, West, dan Vertikal sudah terkalibrasi sempurna; sedangkan pada Gambar 3.4 (b) merupakan monitoring semua instrumentasi yang terpasang GPS, format data yang tersimpan (mseed dan gcf), status kalibrasi sensor seismik yang bersifat digital. Pada Gambar 3.1 sampai dengan Gambar 3.4 (b) merupakan instrumentasi lapangan, sedangkan untuk data yang didapat tersebut akan diproses pada sub-Bab 3.3 Rancangan Penelitian.

Untuk melakukan pengolahan data menggunakan software Geiger Adaptive Damping (GAD) untuk melakukan proses penentuan koordinat dari gempa vulkanik (Madrinovella, dkk. 2013), HypoDD untuk melakukan proses relokasi gempa dan ISOLA Matlab-GUI untuk membuat *focal mechanism* (Sokos & Zahradnik. 2008). Sebelum masuk dalam pengolahan perlu dilakukan terlebih

dahulu proses konversi dari (.mseed) ke (.SAC) dengan software **mseed2sac** agar bisa dibaca oleh software ISOLA.

### 3.3 Metodologi Penelitian

Dalam melaksanakan penelitian ini, dilakukan beberapa tahapan yang disusun seperti pada Gambar 3.5 diagram alir berikut ini:

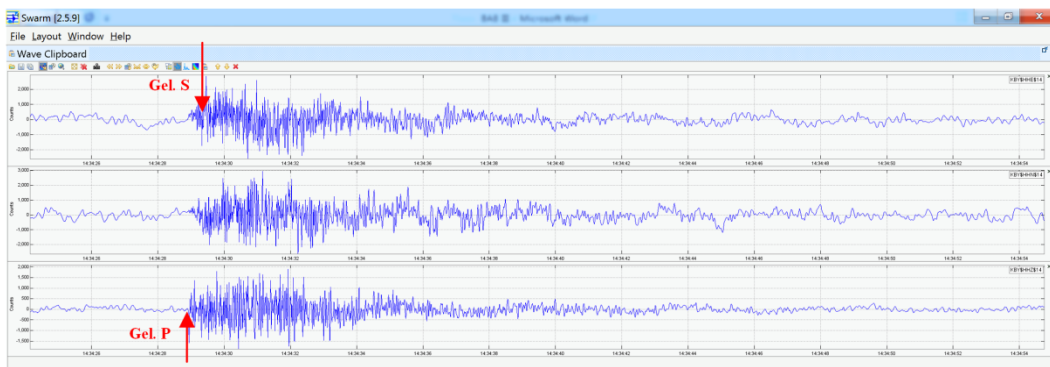


**Gambar 3.5.** Diagram Alir Penelitian.

dari Gambar 3.5 tersebut dibagi menjadi 4 tahap utama yaitu Manajemen Data, Penentuan Koordinat Gempa Vulkanik, Kalkulasi Momen Tensor, dan Interpretasi, berikut adalah penjelasan singkat dari diagram alir Gambar 3.5:

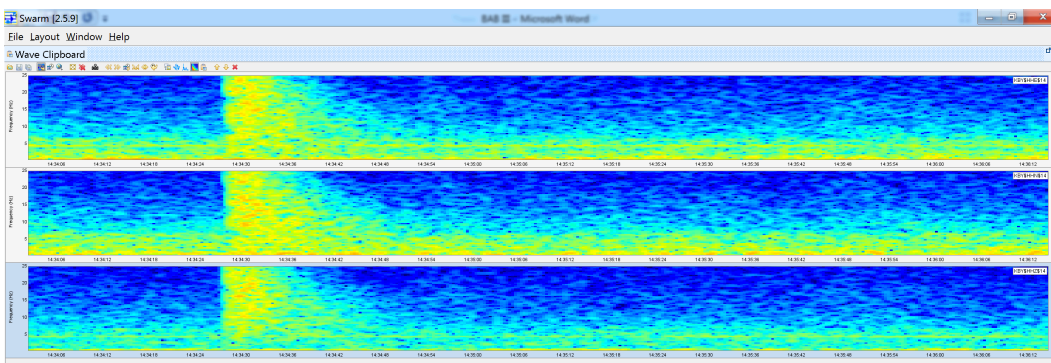
## Tahap 1 : Manajemen Data

Pada tahap ini melakukan pemilihan data gempa Vulkanik baik itu VA maupun VB. Setelah melakukan pemilahan data, melakukan proses *picking* fase gelombang P dan S dengan menggunakan software Swarm 2.5.9. untuk mengetahui waktu tiba dari masing-masing fase gelombang. Proses *picking* gelombang ini memanfaatkan 3 komponen dari *fullwaveform* yaitu HHE, HHN, dan HHZ yang menunjukkan waktu kejadian dan aktivitas gempa yang sama. Gambar 3.1 merupakan contoh Picking data gelombang seismik.



**Gambar 3.6.** Picking Data Gelombang P dan Gelombang S pada event 160728-1434 dengan menggunakan software Swarm 2.5.9.

Dalam proses picking, perlu dicatat pula frekuensi gempa yang terekam pada sensor. Pencatatan ini perlu karena harus memisahkan antara noisi dengan gempa yang terekam, seperti pada Gambar 3.7 berikut.



**Gambar 3.7.** Pembacaan Spectrogram pada Event 160728-1434 untuk Memisahkan Noise dengan gempa vulkanik berdasarkan frekuensi yang dihasilkan.

**Tahap 2** : Penentuan Hiposenter

Metode *Geiger Adaptive Damping* (GAD) digunakan untuk menentukan hiposenter dari gempa, metode GAD merupakan pengembangan dari metode Geiger dengan faktor damping pada proses iterasinya seperti Persamaan 3.1:

$$m = (G^T G + \lambda I)^{-1} G^T d \dots\dots\dots (3.1)$$

dengan  $G$  adalah matriks kernel,  $I$  adalah matriks identitas,  $\lambda$  adalah faktor damping dan  $d$  adalah data observasi. Parameter lain yang digunakan sebagai pertimbangan dalam menentukan hasil hiposenter adalah perhitungan antara nilai  $T$  observasi –  $T$  kalkulasi sampai didapatkan nilai  $T$  kurang dari 1 sekon, jika masih lebih dari 1 sekon maka dilakukan iterasi perhitungan lagi (Khoiridah, 2016).

**Tahap 3** : Menghitung Momen Tensor

Dari data hasil *picking*, penentuan hiposenter, koordinat lokasi stasiun, dan model kecepatan bumi yang dilakukan *Fast Fourier Transformation* (FFT). Dalam perhitungan inversi momen tensor diperlukan informasi mengenai densitas dan faktor atenuasi dari masing-masing lapisan batuan. Pendekatan nilai densitas dari masing-masing lapisan menggunakan hubungan antara densitas dan kecepatan  $v$  dalam persamaan Brocher (2005). Persamaan ini merupakan persamaan empiris yang didapatkan dari data borehole-log untuk bermacam-macam litologi batuan, profil vertikal seismic (VSP), tes laboratorium dan pengukuran lapangan dari sampel batuan serta estimasi tomografi seismic in situ. Persamaan empiris Brocher dituliskan,

$$\rho = 1.6612vp - 0.4721vp^2 + 0.0671vp^3 - 0.0043vp^4 + 0.000106vp^5 \dots\dots\dots (3.2)$$

dengan  $\rho$  menyatakan densitas dengan satuan  $gr/cm^3$  dan  $vp$  adalah kecepatan Gelombang P dengan satuan  $Km/s$ . Adapun untuk menentukan faktor atenuasi menggunakan pendekatan dari simulasi Olsen, dkk. (2003) pada gelombang *long-period*. (>2s) dengan persamaan sebagai berikut:

$$\begin{aligned} Q_s &= 0.02 \times V_s(\text{dalam } m/s) \\ Q_p &= 1.5 \times Q_s \end{aligned} \dots\dots\dots (3.3)$$



Dalam *FFT* tersebut adalah langkah dalam tahapan manajemen data, akan tetapi dari *FFT* digunakan untuk melakukan perhitungan momen tensor. Posisi sebagai  $x$  dan waktu sebagai  $t$  bisa dituliskan persamaan *displacement* (Shearer, 2009) yaitu:

$$u_{n(x,t)} = M_{pq}(t) * G_{np,q}(x,t) \quad n, p, q = 1, 2, 3 \quad \dots \dots \dots (3.3)$$

dimana  $M_{pq}$  adalah kopel gaya yang bekerja pada sumber dengan arah  $pq$ ,  $G_{np,q}$  adalah turunan parsial orde satu dari **fungsi Green** (Persamaan 2.11) terhadap  $q$ . Untuk memperoleh nilai  $M_{pq}$  dengan  $n$  persamaan *displacement* diselesaikan dengan menggunakan bentuk matrik:

$$d = Gm \quad \dots \dots \dots (3.3)$$

dimana  $d$  adalah data *displacement* observasi,  $G$  adalah matriks kernel dan  $m$  adalah parameter dari model dalam rupa momen tensor. Data sintetik yang dihasilkan ini bergantung pada lokasi hiposenter, magnitudo, dan *crustal model* atau model kecepatan bumi. Magnitudo memiliki fungsi untuk mengetahui posisi centroid saat melakukan inversi. Selanjutnya, melakukan proses *trial* dan *error* sampai diperoleh nilai *variant redudency* lebih dari 50%; *variant redudency* dipengaruhi oleh model kecepatan bumi. Dari Persamaan 3.2 dan 3.3 maka didapatkan Tabel 3.1 sebagai berikut:

**Tabel 3.1.** Model Kecepatan Bumi Gunung Guntur (Kartodinomo, 1996).

<b>h(km)</b>	<b>Vp(km/s)</b>	<b>Vs(km/s)</b>	<b>Rho(g/cm3)</b>	<b>Qp</b>	<b>Qs</b>
0	4.69	2.46	2.638	73.8	49.2
2	5.39	2.96	2.778	88.8	59.2
5	6.21	3.55	2.942	106.5	71
10	6.59	3.84	3.018	115.2	76.8
15	6.97	4.1	3.094	123	82
20	7.18	4.37	3.136	131.1	87.4
30	7.47	4.75	3.194	142.5	95
40	7.59	4.89	3.218	146.7	97.8

Untuk mendapatkan matriks momen tensor menggunakan metode inversi. Dalam software ISOLA terdapat *syntax* untuk melakukan konversi tersebut. Gambar 3.6 berikut ini adalah contoh dari konversi momen tensor ke model *focal mechanisms*.

**Tahap 4** : Interpretasi

Pada tahap ini melakukan analisis arah dari bidang patahan, dalam kasus interpretasi ini perlu melakukan cek hasil model dengan data geologi pada area peneitian, jika terjadi perbedaan yang signifikan maka akan dilakukan pengulangan pada tahap manajemen data.

Moment tensor	Beachball	Moment tensor	Beachball
$\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$-\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$	

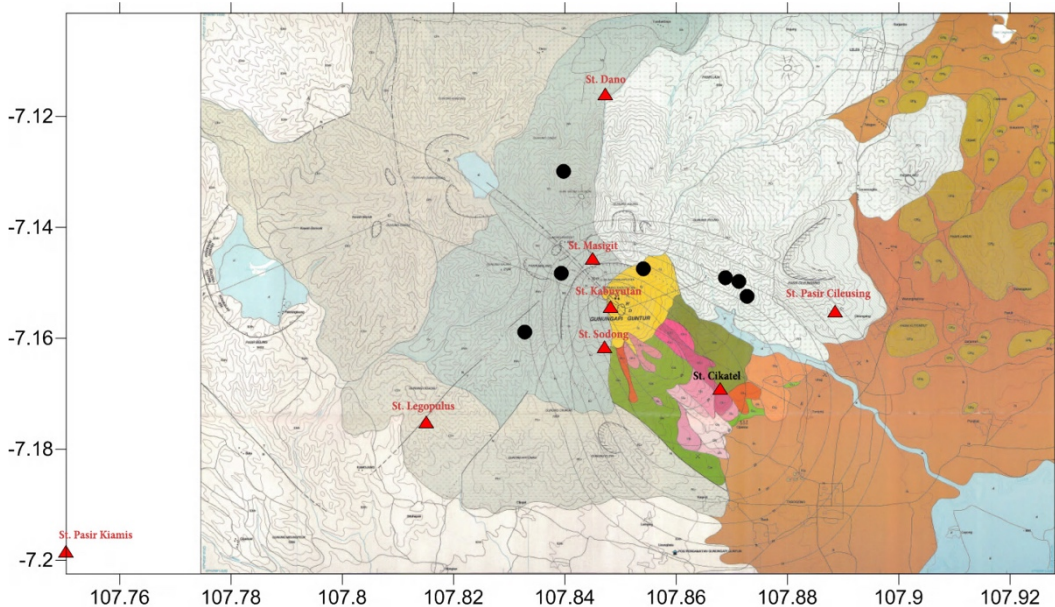
**Gambar 3.8.** Hubungan Momen Tensor dengan *Focal Mechanisms* (Kikuchi dan Kanamori, 1991).

**“Halaman Ini Sengaja Dikosongkan”**

## BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

### 4.1. Hiposenter Gempa Vulkanik

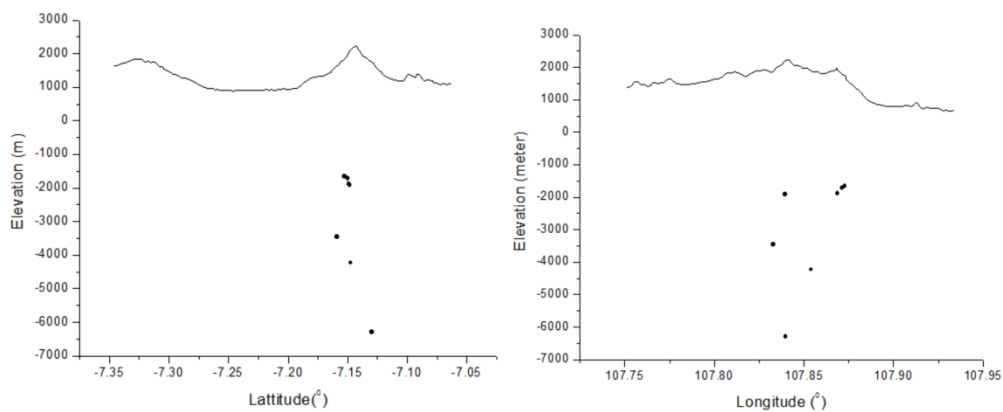
Hasil dari penentuan hiposenter dengan menggunakan algoritma *Giger Adaptive Damping* (GAD) menunjukkan bahwa episenter dari Gempa Vulkanik relatif berada pada sekitar Gunung Guntur seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4.1. Pada Gambar tersebut simbol segitiga merupakan letak dari seismometer dan simbol lingkaran merupakan posisi episenter dari gempa. Sedangkan, untuk penggambaran secara vertikal, dapat ditunjukkan dalam bentuk penampang *cross-section* seperti yang terlihat pada Gambar 4.2.



**Gambar 4. 1.** Distribusi Episenter Gempa Vulkanik.

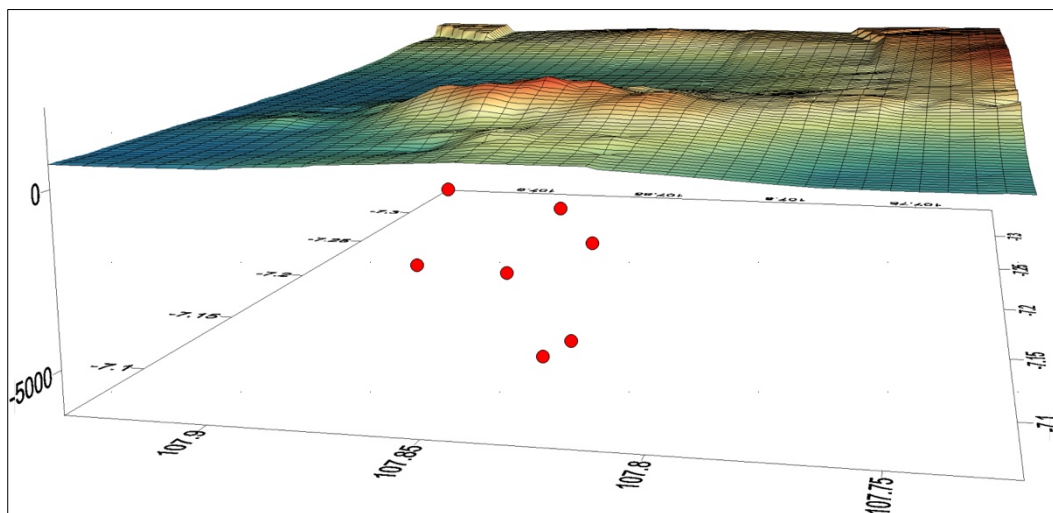
Dalam penentuan hiposenter dengan menggunakan GAD tersebut menggunakan nilai RMS kurang dari 1 *sekon* baik untuk gelombang P maupun Gelombang S. Dari proses relokasi tersebut diperoleh kedalaman yang bervariasi antara 1.6-6.3 Km.

Dari Gambar 4.1 diketahui bahwa lokasi sumber gempa menyebar di sekitar gunung Guntur, hal ini disebabkan karena kegempaan yang terjadi di gunung Guntur merupakan akibat dari peningkatan aktivitas magmatik. Hasil tersebut dibuktikan dengan penelitian sebelumnya yang pernah dilakukan di gunung Guntur.



**Gambar 4.2.** Penampang Cross Section Melintang dan Membujur Hiposenter Gempa.

Menke (2012) mengemukakan bahwa pemberian nilai parameter *damping* harus hati-hati agar hasil dari inversi menjadi tepat. Untuk mengatasi hal ini, Nishi (2005) memberikan nilai parameter *damping* secara otomatis untuk memperkecil nilai rms yang ada dan meredam ketidakstabilan dari hasil proses inversi. Dari hasil yang ditunjukkan pada Tabel 4.1, nilai  $T_{obs}-T_{cal}$  terbesar dari perhitungan relokasi pada gelombang P hanya 0.388 dan untuk gelombang S hanya 0.405. Hal ini menunjukkan bahwa, pemberian redaman dalam menentukan relokasi gempa Vulkanik dapat memperkecil kesalahan dalam melakukan relokasi.



**Gambar 4. 3.** Penampang 3D Hiposenter Gempa Vulkanik.

Gambar 4.3 memperjelas model dari penampang 2D pada Gambar 4.2, bahwa aktivitas kegempaan di Gunungapi Guntur rata-rata dipengaruhi oleh peningkatan dari aktivitas magmatik. Sehingga gaya-gaya yang bekerja dengan arah tertentu hasil model dari *beachball* bisa digunakan sebagai referensi arah

rambat dari aliran fluida dari sistem hidrothermal, karena lokasi gempa tepat berada di bawah kawah gunung Guntur.

**Tabel 4.1.** Hasil Relokasi Gempa Vulkanik Menggunakan GAD.

No	Event	Magnitude	Lattitude ( <sup>o</sup> )	Longitude ( <sup>o</sup> )	h (Km)	Origine (Sekon)
1	1606160858	0.368	-7.12986	107.8398	6300	17.436
2	1606212133	0.292	-7.14749	107.8540	4232	23.987
3	1606240426	1.029	-7.14831	107.8394	1912	6.806
4	1607052227	1.013	-7.15248	107.8728	1662	28.055
5	1607281434	0.817	-7.14972	107.8713	1714	28.481
6	1608062022	0.817	-7.15893	107.8327	3465	25.877
7	1608141258	0.817	-7.14907	107.8688	1893	38.865

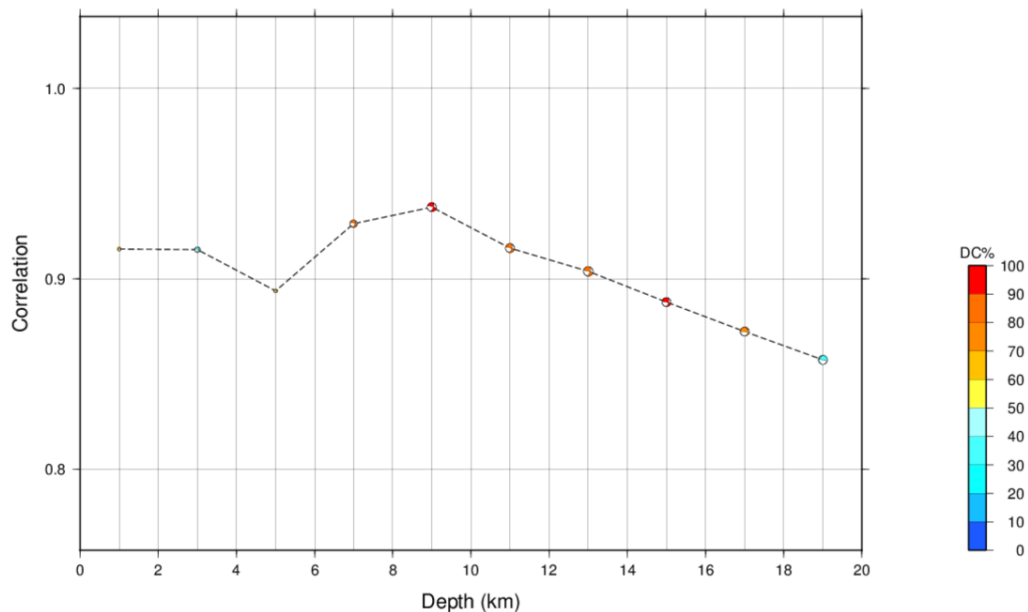
Dari hasil Relokasi tersebut didapatkan nilai RMS terkecil yaitu 0.022 dan diperoleh juga nilai RMS terbesar yaitu sebesar 0.164. Hal ini menunjukkan bahwa pengolahan dengan damping bisa meminimalisir nilai *error* yang besar, akan tetapi perlu dibandingkan juga dengan menggunakan HypoDD untuk hasil yang lebih *valid*.

#### 4.2. Penentuan Inversi Momen Tensor (CMT)

Dalam menentukan nilai CMT, dilakukan beberapa tinjauan untuk mendapatkan hasil model inversi yang baik dan mendekati error yang kecil. Pertama, dari korelasi antara data sintetik yang dibangkitkan dari fungsi Green dengan data observasi terhadap kedalaman, yang mana digunakan untuk mengetahui posisi kedalaman dari *centroid* (pusat gaya). Kedua, korelasi antara data sintetik dengan data observasi terhadap *time shift* (pergeseran waktu). Pergeseran ini digunakan untuk koreksi waktu *origin time* dari sumber gempa. Hal ini dimungkinkan terjadi perbedaan pada saat penentuan waktu *origin time* antara data observasi dengan data sintetik. Ketiga, mencari nilai terbaik dari presentase DC dengan metode *grid search*. Keempat, *fitting waveform*, digunakan untuk memastikan hasil inversi dalam bentuk matriks momen gaya yang dapat membangkitkan *waveform* (data sintetik) yang *fit* (tingkat kecocokan) dengan data observasi. Pada Fitting ini mencari nilai *variant redudancy* lebih besar dari 50% untuk semua stasiun.

#### 4.2.1. Korelasi Kedalaman *Centroid*

Pada perhitungan fungsi Green dalam software ISOLA, posisi *centroid* menentukan tingkat kecocokan dari *waveform* observasi dengan sintetik. Untuk mendapatkan hasil yang baik, maka diperlukan proses *trial* dengan posisi dibawah episenter dengan variasi kedalaman. Pada *event* 160705-2227 dilakukan tebakan *centroid* dengan 10 sumber. Posisi pertama berada pada kedalaman 1 km dan posisi terdalam berada pada kedalaman 1.307 Km dengan selang kedalaman masing-masing sumbernya 19 Km. Didapatkan bahwa sumber *centroid* dengan kedalaman 9 Km. mempunyai korelasi tertinggi dibandingkan dengan kedalaman sumber *centroid* lain dengan korelasinya mencapai 0.93 seperti pada Gambar 4.3. Pada gambar 4.3, terdapat beragam warna dari *beachball* yang menyatakan presentase dari komponen DC. Warna biru menyatakan minimum DC sedangkan warna merah menyatakan maksimum DC. Hal ini dapat dilihat pada skala yang ada di samping gambar



**Gambar 4.4.** Diagram Korelasi Centroid Terhadap Kedalaman, pada Event 160705-2227.

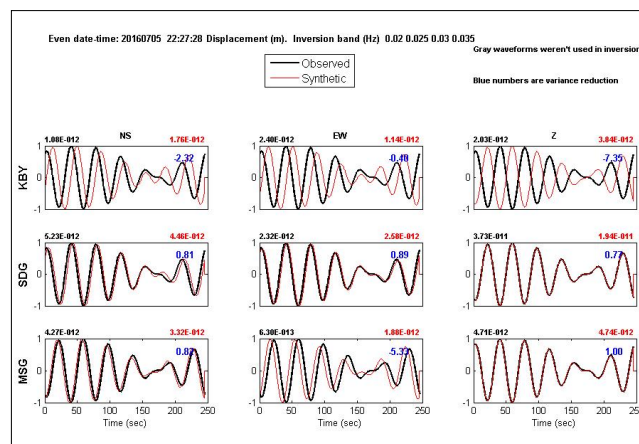
Adapun untuk hubungan korelasi *centroid* dengan kedalaman untuk *event-event* yang lain seperti pada Tabel 4.2. Nilai korelasi dari masing-masing *event* dengan nilai minimal 0.35 dan maksimal 0.98. Dan kedalaman dari posisi *centroid* cukup jauh relatif dari puncak gunung Guntur dengan nilai terdangkal 9 km dan terdalam 17 km.

**Tabel. 4.2.** Nilai Korelasi Masing-Masing Event.

No	Event	Jumlah Tebakan Sumber	Selang Kedalaman (Km)	Kedalaman Awal (Km)	Kedalaman Akhir (Km)	Posisi Baik (Km)	Korelasi
1	1606160858	10	2	0.9	19	15	0.98
2	1606212133	10	2	0.5	18.5	10.5	0.51
3	1606240426	10	2	0.5	18.5	12.5	0.75
4	1607052227	10	2	1	19	9	0.94
5	1607281434	10	2	1	19	9	0.97
6	1608062022	10	2	1	19	17	0.63
7	1608141258	10	2	5	23	13	0.35

#### 4.2.2. Fitting Waveform

Parameter hasil inversi juga ditentukan oleh tingkat kecocokan dari data observasi dengan data sintetik dengan menggunakan varian reduksi. Perhitungan inversi akan berhenti saat mencapai hasil kecocokan yang bagus antara kedua data tersebut yaitu data sintetik dan data observasi. Untuk perbandingan data observasi dengan data sintetik, dapat dilihat pada Gambar 4.5 dengan masing-masing komponennya mempunyai nilai varian reduksi. Adapun besar dari masing-masing komponen momen gaya, dapat dilihat pada Tabel 4.4. Penentuan tingkat kecocokan bergantung pada *waveform* dan nilai amplitudo atau energi dari data observasi maupun data sintetik. Pada saat perhitungan inversi, dilakukan proses *filter* data untuk menghilangkan *noise* dari masing-masing data dan memudahkan pencocokan kurva. Namun, dalam lingkungan gunungapi, proses inversi sangat sensitif dikarenakan keadaan variasi topografi yang tinggi, keadaan struktur bawah permukaan dan tingkat heterogenitas batuan yang tinggi (Davi, dkk. 2010).



**Gambar 4. 5.** Fitting Fullwaveform pada Event 160705-2227.



Pada Gambar 4.5 data observasi maupun sintetik dilakukan *filter bandpass* secara bersamaan dengan rentang frekuensi 0.02 sampai 0.035 Hz. Kurva warna merah menunjukkan data sintetik dan warna hitam adalah data observasi. Angka biru menunjukkan nilai varian reduksi masing-masing komponen. Dan angka di luar kotak kurva menyatakan skala maksimal dari amplituda. Warna hitam untuk data observasi dan warna merah untuk data sintetik.

### 4.3. Matriks Moment Tensor





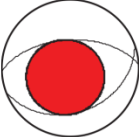









Besar momen gaya yang dihasilkan oleh sumber gempa yang dibentuk dalam matriks tensor dengan masing-masing komponennya menyatakan arah dari momen-momen gaya tersebut. Hasil untuk masing-masing *event*, dapat dilihat pada Tabel 4.4.

**Tabel 4.3.** Komponen Tensor Momen Gaya dan Presentase DC, CLDV.

Event	Momen Tensor						DC (%)	CLVD (%)	Exp	Var. red
	$M_{rr}$	$M_{tt}$	$M_{pp}$	$M_{rt}$	$M_{rp}$	$M_{tp}$				
1606160858	-0.489	-0.307	0.797	0.357	1.050	-0.875	96.1	3.9	9	0.62
1606212133	-2.615	1.932	-0.066	-1.351	1.349	-0.760	85.6	14.4	9	0.93
1606240426	3.017	-2.886	-2.770	-1.301	0.616	-0.188	6	94	9	0.57
1607052227	-0.581	2.383	-2.125	1.680	-1.174	3.080	90.6	9.4	10	0.74
1607281434	0.043	-1.793	-0.797	0.011	0.349	0.424	48.9	51.1	11	0.6
1608062022	0.080	1.043	0.146	0.609	0.362	-0.960	73.7	26.3	9	0.85
1608141258	-1.303	1.535	-0.985	0.447	-1.130	0.751	72.8	27.2	10	0.75

Dari matriks momen tensor tersebut, dapat didekomposisi menjadi komponen bentuk momen gaya DC. Pada Tabel 4.4 dituliskan presentase masing-masing komponennya. Dari masing-masing nilai matriks tensor tersebut, dapat diinterpretasikan dengan menggunakan *beachball*. Interpretasi dengan *beachball* ini mempermudah penjabaran dari komponen utama gaya yang bekerja pada suatu *event* (Tabel 4.5). Selain itu, komponen DC dapat digambarkan terpisah dalam bentuk *beachball*. Pemisahan ini mempermudah untuk mengetahui pengaruh dari masing-masing komponen.

**Tabel 4.4.** Dekomposisi Komponen Beachball ke Komponen DC.

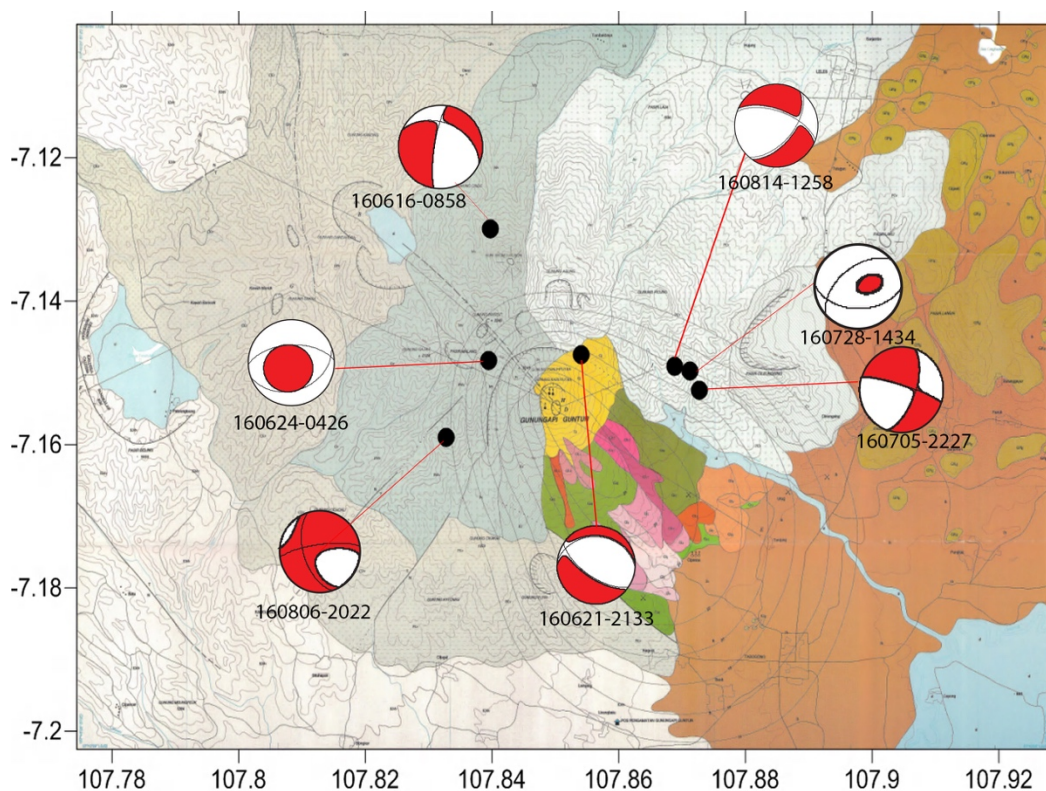
Event	Beachball	DC	Bidang Patahan
1606160858			<i>Strike-Slip</i>
1606212133			<i>Oblique</i>
1606240426			<i>Oblique-Reverse</i>
1607052227			<i>Strike-Slip</i>
1607281434			<i>Oblique-Reverse</i>
1608062022			<i>Strike-Slip</i>
1608141258			<i>Strike-Slip</i>

#### 4.4. Pembahasan

##### 4.4.1 Lokasi Sumber

Pada Gambar 4.1, distribusi episenternya berada di bawah Kawah gunung Guntur . Suantika, G. (2009) menyebutkan bahwa Gunung Guntur adalah produk termuda di Kompleks Gunung Guntur yang memiliki tingkat kegempaan paling tinggi dibandingkan dengan Kamojang dan Gandapura. Guntur dan Gandapura dilewati juga oleh sesar dalam arah barat laut tenggara dan secara dominan solusi mekanisme sumber gempa adalah *strike-slip*. Dari Gambar 4.1

menunjukkan bahwa hasil relokasi ini bersesuaian dengan penelitian sebelumnya (Aswad, S. 2010), namun masih terdapat perbedaan rentang kedalaman. Hal ini bisa disebabkan oleh perbedaan dalam penafsiran waktu tiba dari kedua fase gelombang (Romero *et al.*, 2016). Hiposenter yang ada di bawah Kawah Gunung Guntur disebabkan oleh aktivitas Vulkanik yang memicu timbulnya gaya-gaya yang bekerja pada medium. Hal ini dibuktikan dengan adanya sumber mata air panas dan uap atau gas yang muncul dari zona rekahan.

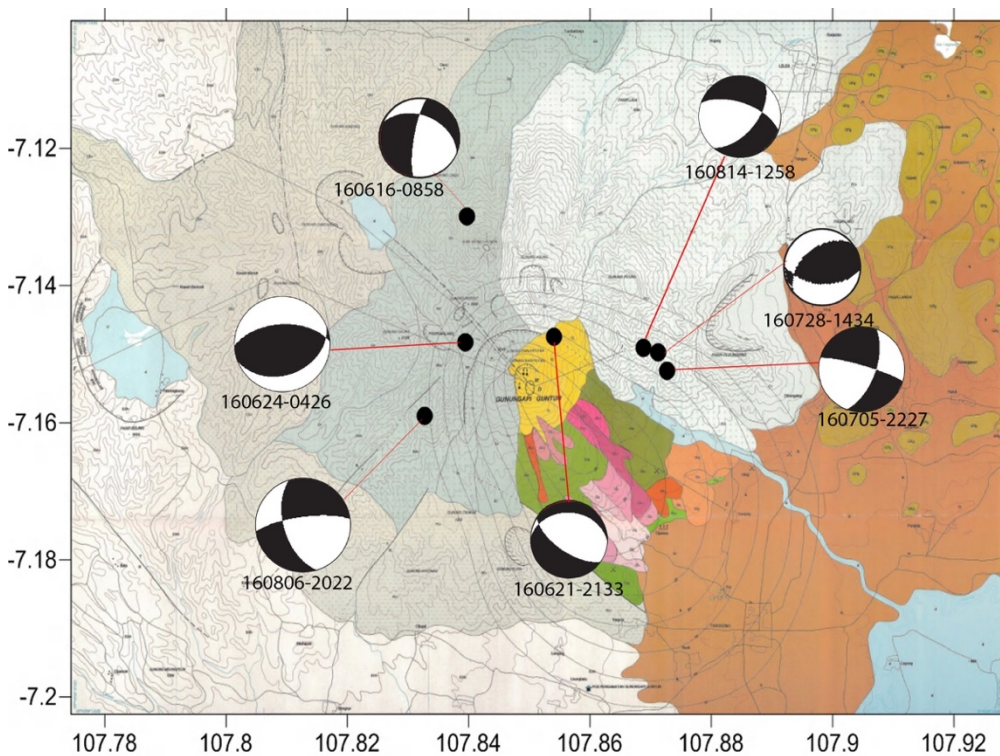


**Gambar 4. 6.** Beachball untuk Masing-Masing Event Pada Peta.

#### 4.4.2 Mekanisme Sumber

Pendekatan dengan menggunakan perhitungan momen tensor dapat menggambarkan proses fisis yang terjadi pada sumber gempa (Davi *et al.*, 2012). Masing-masing dari setiap elemen menyatakan arah dari momen-momen gaya. Interpretasi dari matriks momen tensor dipermudah dengan adanya visualisasi dalam bentuk *beachball*, baik untuk nilai momen tensor (Gambar 4.6) maupun solusi bidang patahannya (Gambar 4.7).

Pada Gambar 4.5 dapat dinyatakan bahwa arah dari gaya ditunjukkan dengan warna dari *beachball*. Arah dari gaya meliputi keseluruhan dari bentuk *beachball*. Warna merah menyatakan bahwa gaya yang diakibatkan oleh sumber mengarah keluar (*Tension*) sedangkan warna putih menyatakan gaya yang mengarah masuk kedalam bola *beachball* (*Pressure*). *Beachball* didekomposisi seperti pada Tabel 4.4. Dari ketujuh *event* tersebut, Lima *event* mempunyai presentase DC yang dominan (Tabel 4.3) yaitu untuk *event* 1606160858, 1606212133, 1607052227, 1608141258, dan 1608062022. Hal ini menandakan bahwa dimungkinkan pada *event* tersebut terjadi dislokasi *shear* dengan sedikit rekahan *tensile*.



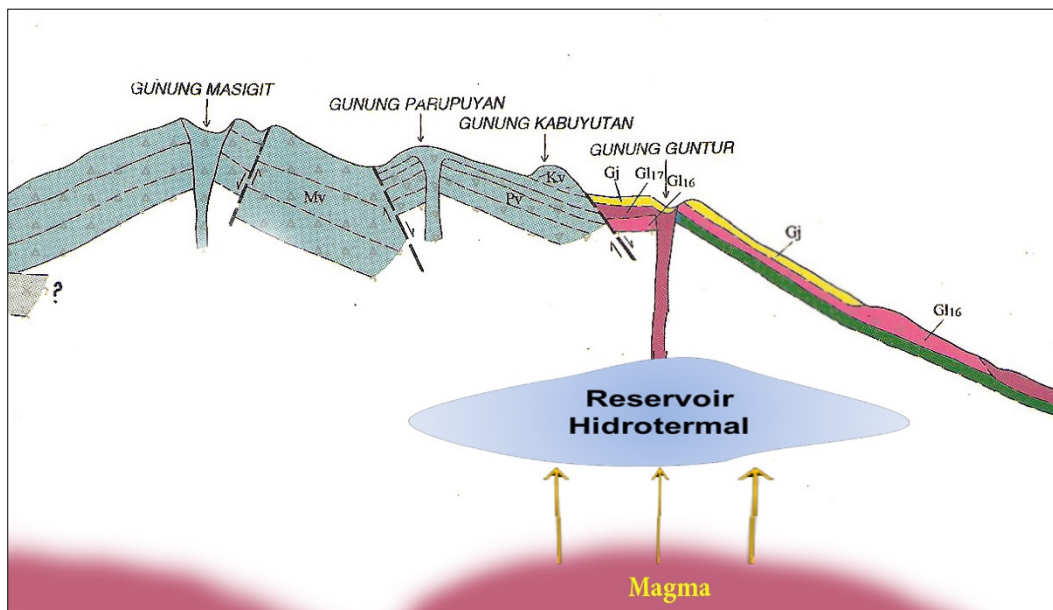
**Gambar 4. 7.** Solusi Bidang Patahan Pada Masing-Masing Event di Peta.

Arah pergerakan dari *event* 160705-2227, 160728-1434, 160616-0858, dan 160806-2022 mengarah secara horizontal, hal ini dibuktikan dengan solusi bidang patahan pada *event* tersebut berupa *strike-slip* (Gambar 4.7). Untuk *event* 160728-1434, dan 160624-0426 mempunyai jenis patahan *oblique-reverse* yang menandakan bahwa ada perubahan atau dislokasi mengarah ke atas. Sedangkan

untuk *event* 160621-2133 mempunyai jenis patahan *Oblique* yang menandakan bahwa ada perubahan atau dislokasi yang mengarah ke bawah.

Dari keseluruhan *event* yang ada, perubahan volume terdeteksi akibat rekahan pada titik sumber. Umumnya, sistem hidrotermal yang berada di atas magma terpanaskan oleh gas yang keluar dari celah rekahan batuan yang menyebabkan meningkatnya tekanan pada sistem hidrotermal. Pada saat tekanan berada pada titik kritis, fluida akan keluar dengan cepat sehingga memungkinkan terjadinya rekahan yang menggerakkan getaran sehingga membangkitkan gempa Vulkanik (Hasan, M. M., 2014).

Dalam kasus Gunungapi Guntur, proses terjadinya Gempa Vulkanik dapat didekati dengan ilustrasi model seperti pada Gambar 4.8. Magma berada pada posisi paling bawah sebagai sumber panas. Hal ini dibuktikan dengan penelitian dari (Suantika, G. 2009) tentang model plume di Gunung Guntur.



**Gambar 4.8.** Ilustrasi Model Bawah Permukaan Kawah Gunung Guntur.

Selain itu, dari pipa kondukt yang ada di bawah Kawah Guntur, juga dapat menyebabkan terjadinya Gempa Gempa Vulkanik. Rekahan pada pipa yang mengarah vertikal dapat terjadi dengan representasi rekahannya ke arah sub-vertikal (Lokmer *et al.*, 2007).

## BAB V

### KESIMPULAN DAN SARAN

#### 5.1. Kesimpulan

Dari hasil relokasi dan inversi *waveform* dapat disimpulkan bahwa:

1. Kegempaan yang terjadi di kawasan Gunung Guntur lebih dominan dipicu oleh patahan geser dan *oblique*. Patahan-patahan tersebut merupakan hasil dari aktivitas magmatik dan disebabkan oleh aktivitas sesar yang berada di sekitar gunung Guntur.
2. Presentase momen tensor menunjukkan dua pola yang berbeda. Lima *event* mempunyai presentase komponen DC dominan sebesar 72.8% - 96.1%. Sedangkan untuk *event* lainnya mempunyai presentase non-DC dominan mulai dari 51.1% sampai 94%.
3. Event dengan komponen DC dominan menunjukkan solusi bidang patahan *strike-slip* dan *oblique*. Sedangkan untuk komponen non DC dominan mempunyai solusi bidang patahan *oblique-reverse*.
4. Mekanisme sumber dari Gempa Vulkanik yang ada di Gunung Guntur diindikasikan akibat proses terjadinya rekahan pada dinding-dinding *reservoir* hidrotermal dan struktur patahan. Hal ini dibuktikan dengan penelitian (Suantika, G. 2009), yang menerangkan bahwa gempa vulkanik sepanjang Guntur-Gandapura lebih dipengaruhi oleh aktivitas vulkanik.
5. Berdasarkan hasil solusi bidang patahan pada Gambar 4.7 menunjukan arah dari bidang patahan yang ada di kawasan Gunung Guntur. Arah pergerakan dari *event* 160705-2227, 160728-1434, 160616-0858, dan 160806-2022 mengarah secara horizontal, hal ini dibuktikan dengan solusi bidang patahan pada *event* tersebut berupa *strike-slip*. Untuk event 160728-1434, dan 160624-0426 mempunyai jenis patahan *oblique-reverse* yang menandakan bahwa ada perubahan atau dislokasi mengarah ke atas.

## 5.2. Saran

Dari hasil penelitian ini, ada beberapa rekomendasi dan saran yang perlu dilakukan yang terkait dengan inversi waveform dan mekanisme sumber:

1. Perlu adanya koreksi dalam penentuan model kecepatan gunungapi Guntur, karena model kecepatan berpengaruh pada hasil relokasi dan inversi.
2. Perlu tambahan rumus matematis dalam proses fitting, karena dalam melakukan fitting masih manual dengan *trial error*.
3. Perlu penambahan jumlah seismogram, supaya hasil model inversi lebih akurat dan perlu tambahan pada referensi untuk analisis dalam model *beachball*.

## DAFTAR PUSTAKA

- Aswad, S. 2010. *Relokasi Gempa Vulkanik Kompleks Gunung Guntur Menggunakan Algoritma Double Difference*. Tesis. Teknik Geofisika ITB.
- Brocher, T.M. 2005. *Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust*. Bull. Seismol. Soc. Am. 95, 2081–2092
- Bronto, S. Sutawidjaja, I, S.Zaennudin, A., Effendi, W. dan Supri, Y., 1982. *Pemetaan Geologi Kompleks G. Guntur Kabupaten Garut, Jawa Barat*. Laporan Proyek Pemetaan Gunungapi, Direktorat Vulkanologi, Bandung.
- Davi, R., O'Brien, G.S., Lokmer, I., Bean, C.J., Lesage, P., and Mora, M.M. 2010. *Moment tensor inversion of explosive long period events recorded on Arenal volcano, Costa Rica, constrained by synthetic tests*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 194, 189–200
- Hasan, M, M., 2014. *Estimasi Mekanisme Sumber Gempa Low Frequency Menggunakan Waveform Inversion Pada Gunungapi Papandayan*. Tesis. Fisika ITS.
- Hidayati, S., Y. Suparman., dan A. Loeqman., 2011. *Mekanisme Fokus dan Parameter Sumber Gempa Vulkanik-Tektonik di Gunung Guntur, Jawa Barat*. Jurnal Geologi Indonesia, Vol 6, no 1. Halaman 1-11.
- Kartodinomo S. 1996. *Seismic velocity structure in West Java and surroundings, Indonesia*. For the course of seismology, 1995-1996, International Institute of Seismological and Earthquakes Engineering.
- Khoiridah, S. 2014. *Estimasi Centroid Moment tensor (CMT), Bidang Sesar, Durasi Rupture, dan Pemodelan Deformasi Vertikal Sumber Gempa Bumi Sebagai Studi Potensi Tsunami di Laut Selatan Jawa*. Skripsi. Fisika ITS.
- Kikuchi, M., Kanamori, H. 1991. *Inversion of Complex Bodywaves-III*. Bull. Seismol. Soc Am. 81,2335-2350.
- Lokmer, I., Bean, C.J., Saccorotti, G., and Patanè, D. (2007). *Moment-tensor inversion of LF events recorded on Etna in 2004 using constraints obtained from wave simulation tests*. Geophys. Res. Lett. 34, L22316.
- Madrinovella, I. 2013. *Studi Mekanisme Fokus Gempa Mikro Sekitar Cekungan Bandung*. Jurnal Geofisika, Volume 14, nomor 1, 89-94.



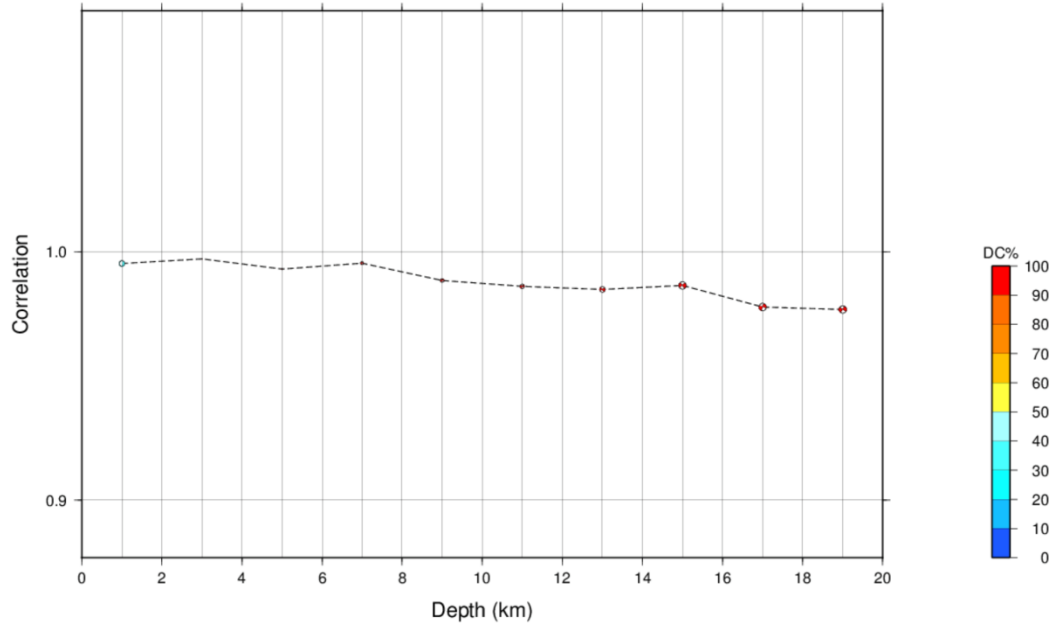
- Masykur, M. Romli. 2011. *Analisis Inversi Waveform Tiga Komponen Untuk Menentukan Pola Bidang Sesar Gempabumi di Daerah Jawa Barat. Surabaya. Tesis Jurusan Fisika FMIPA ITS Surabaya.*
- Olsen, K.B., Day, S.M., and Bradley, C.R. (2003). *Estimation of  $Q$  for LongPeriod ( $>2$  sec) Waves in the Los Angeles Basin.* Bull. Seismol. Soc. Am. 93, 627–638
- Purbawinata, M. A. 1990. *Petrology and Geochemistry of The Guntur-Gandapura Volcanic Complex, West Java, Indonesia.* Ph.D. Thesis. University of Otago, New Zealand.
- Rahmania, Merdiani, Thaqibul Fikri Niyartama dan Ari Sungkono. 2010. *Penentuan Jenis Sesar Pada Gempabumi Sukabumi 2 September 2009 Berdasarkan Gerak Awal Gelombang-P.* Seminar Nasional VI SDM Teknologi Nuklir ISSN 1978-0176, Yogyakarta.
- Reid, H.F. 1982. *Elastic Rebound Theory of Earthquake.* BSSA. Vol 11 (98-100).
- Romero, J.E., Titos, M., Bueno, Á., Álvarez, I., García, L., Torre, Á. de la, and Benítez, M.C. 2016. APASVO: A free software tool for automatic P-phase picking and event detection in seismic traces. Comput. Geosci. 90, Part A, 213–220.
- Shearer, P.M . 2009. *Introduction To Seismology Second Edition.* Cambridge University Press. USA.
- Sokos, and Zahradník, J. 2008. *ISOLA a Fortran Code and a Matlab GUI to Perform Multiple-Point Source Inversion of Seismic Data.* Computers & Geosciences 34, 967–977.
- Suantika, G. 2014. *Pencitraan Tomografi Atenuasi Seismik 3-D untuk Delineasi Struktur Internal dan Karakterisasi Sifat Batuan di Bawah Gunungapi Guntur.* Disertasi. Geofisika ITB.
- Submawati, M. D. 2014. *Estimasi Moment Tensor, Pola Bidang Sesar dan Mekanisme Fokus Gempa Tohoku-Oki Jepang Pada Tahun 2011 dengan Memanfaatkan Inversi Waveform Tiga Komponen Menggunakan Program ISOLA.* POMI ITS. Surabaya.

- Sumaryadi, M., Kardinata, M, N., Budianto, A., dan Sasongko, Y. 1998. *Geological Map of Guntur Volcano, West Java*. Volcanological Survey of Indonesia, Bandung.
- Sunardi, B. dkk., 2012. *Relokasi Hiposenter Gempabumi Wilayah Jawa Menggunakan Teknik Double Difference*. Jurnal Meteorologi dan Geofisika. Vol 13. Hal. 179-188.
- Susilawati. 2008. *Penerapan Penjalaran Gelombang Seismik Gempa Pada Penelaahan Struktur Bagian Dalam Bumi*. Karya Ilmiah. Universitas Sumatra Utara, Medan.
- Wuryani, S, D. 2014. *Identifikasi Kantung Magma Gunung Bromo Berdasarkan Analisa Sebaran HiposenterGempa VTA*. Physics Student journal. Universitas Brawijaya. Vol 2, No 1.
- Zawawi, A. 2011. *Analisis Mekanisme Pusat Gempa Bumi di Cilacap Jawa Tengah*. Skripsi. Jurusan Fisika, FMIPA, Universitas Islam Negeri Syarif Hidayatullah. Tidak Dipublikasikan.

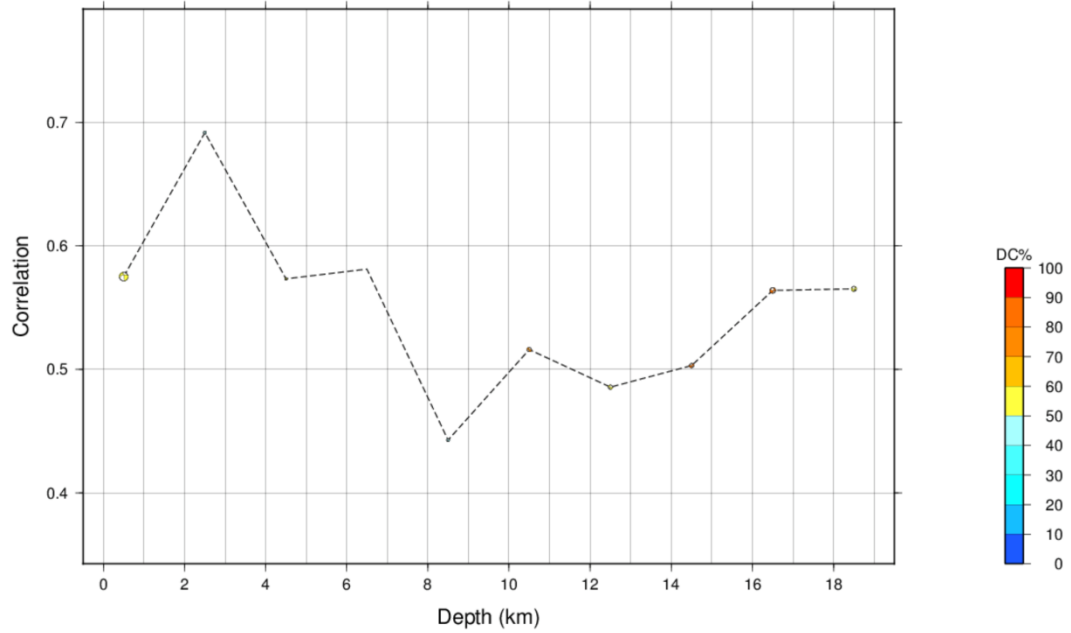
**“Halaman Ini Sengaja Dikosongkan”**

## LAMPIRAN 1

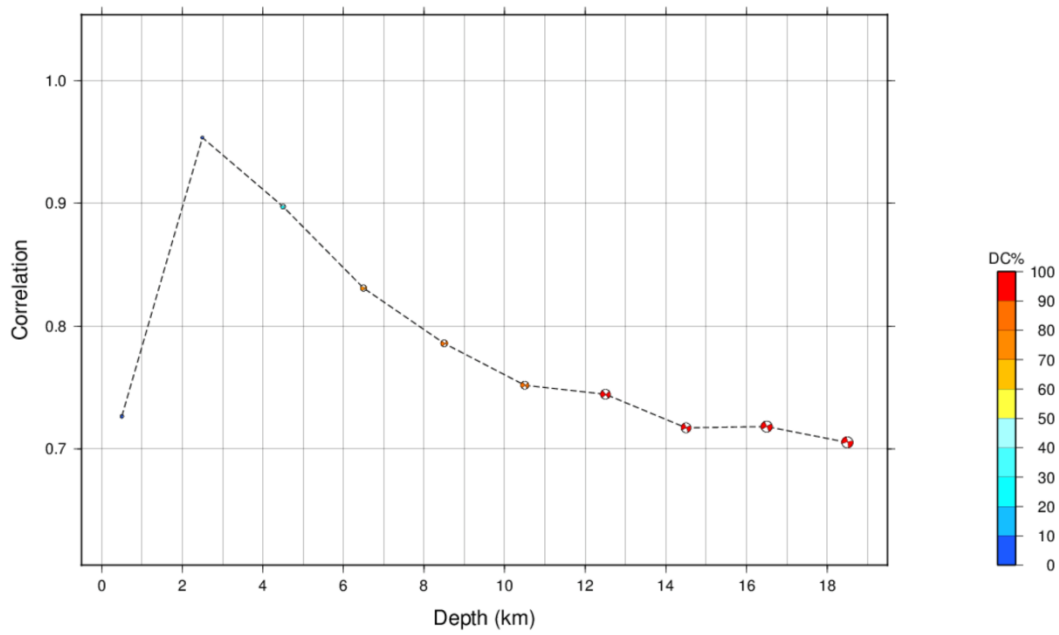
### Korelasi Centroid Terhadap Kedalaman



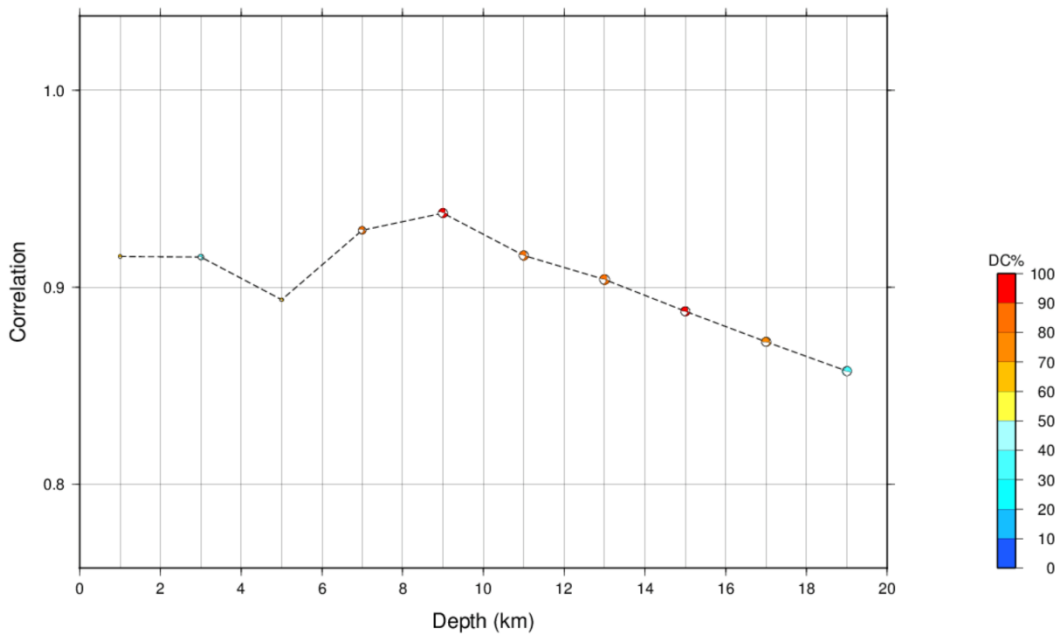
**Gambar 1.** Plot Korelasi Terhadap Kedalaman Event 160616-08:58.



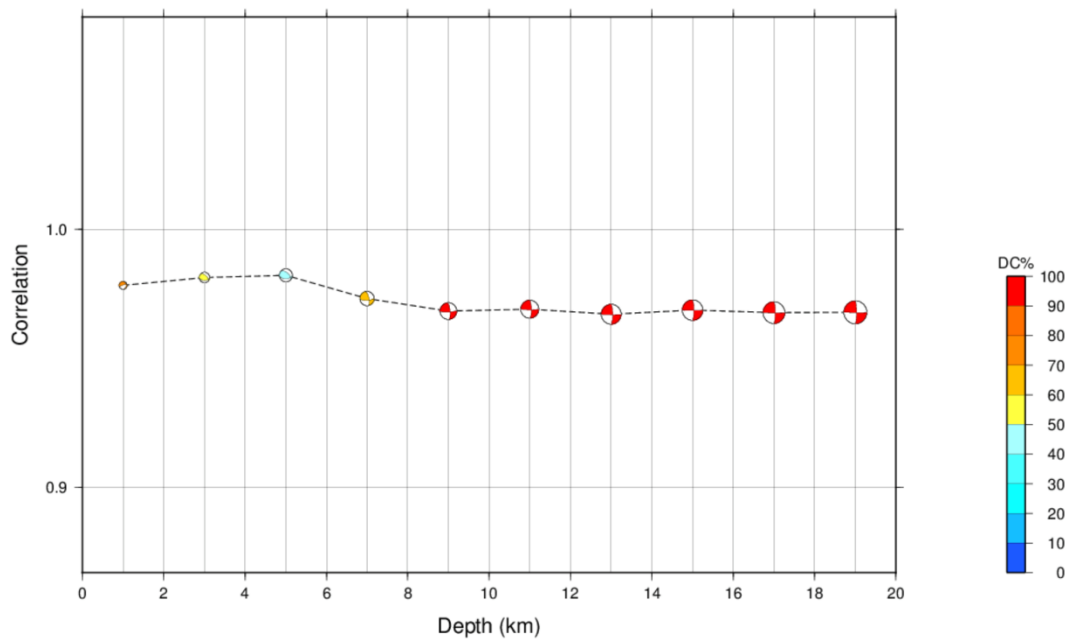
**Gambar 2.** Plot Korelasi Terhadap Kedalaman Event 160621-21:33.



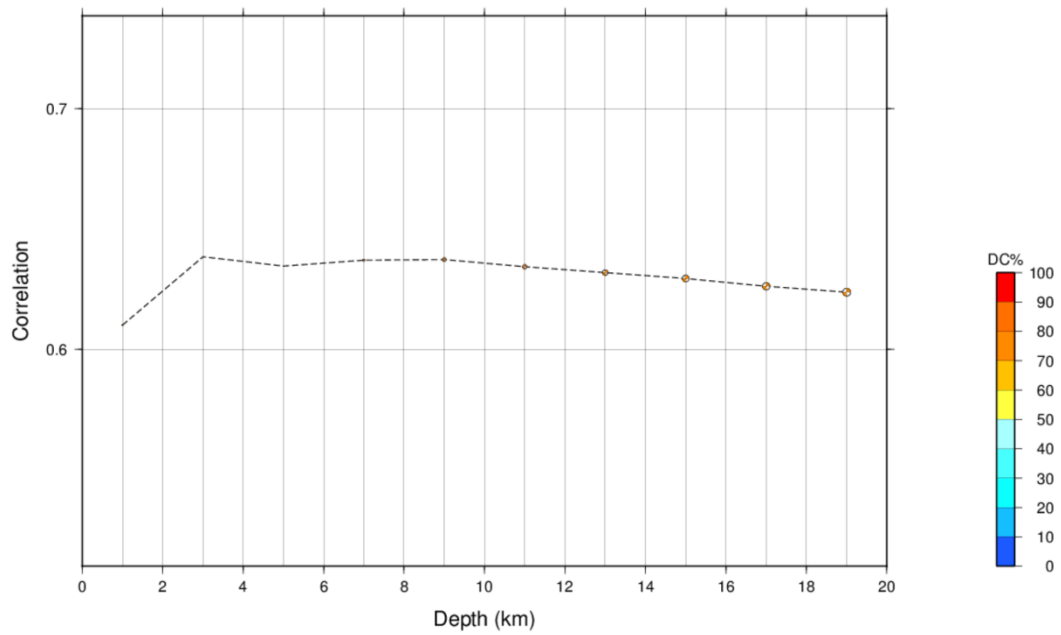
**Gambar 3.** Plot Korelasi Terhadap Kedalaman Event 160624-04:26.



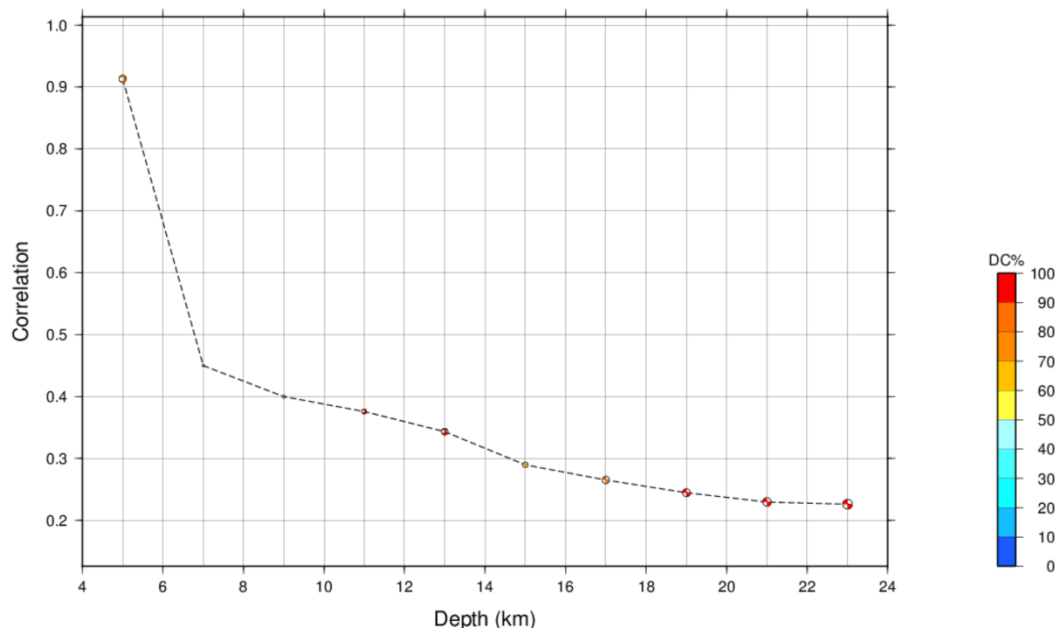
**Gambar 4.** Plot Korelasi Terhadap Kedalaman Event 160705-22:27.



**Gambar 5.** Plot Korelasi Terhadap Kedalaman Event 160728-14.34.



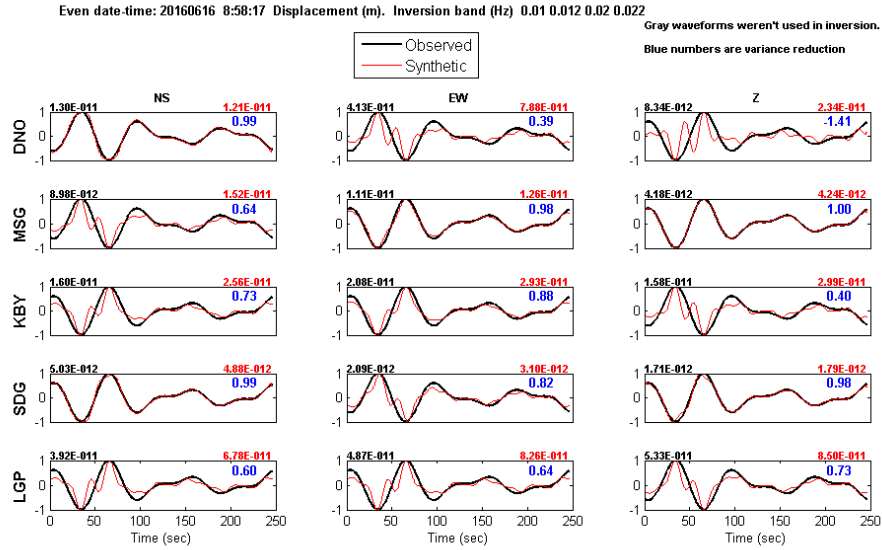
**Gambar 6.** Plot Korelasi Terhadap Kedalaman Event 160806-20:22.



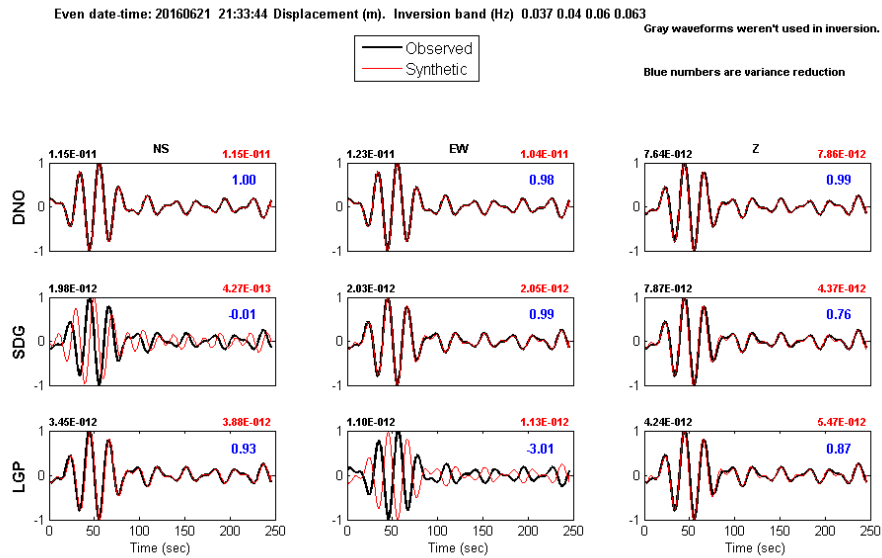
**Gambar 7.** Plot Korelasi Terhadap Kedalaman Event 160814-12:58.

## LAMPIRAN 2

### Fitting Data

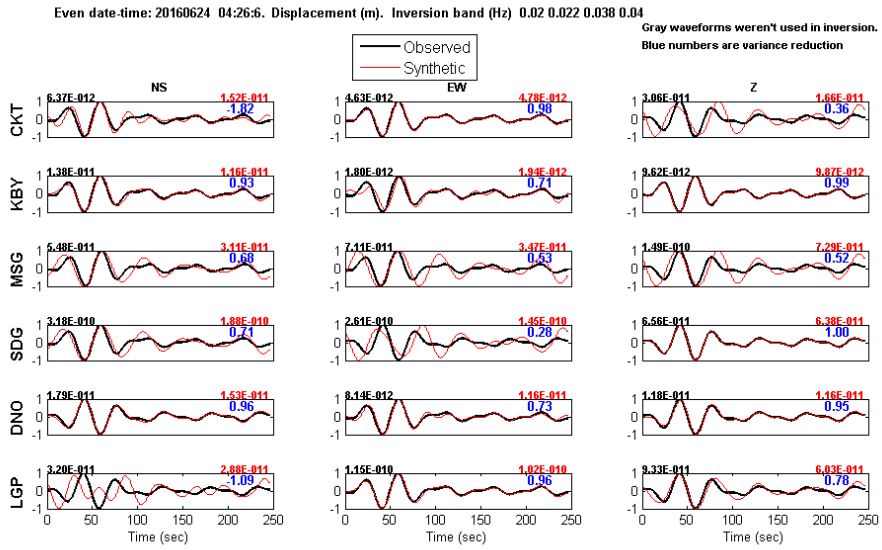


Gambar 8. Hasil Fitting Data pada Event 160616-08:58.

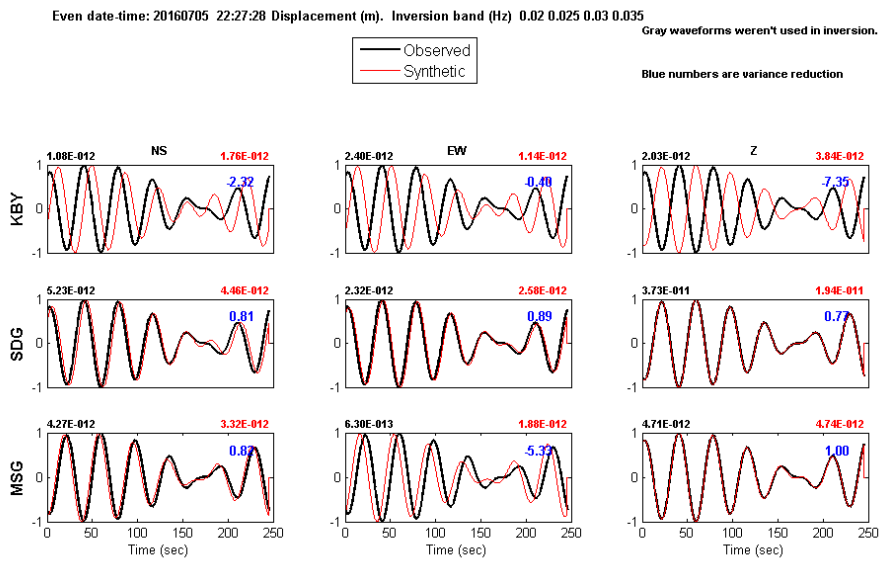


Gambar 9. Hasil Fitting Data pada Event 160621-21:33.



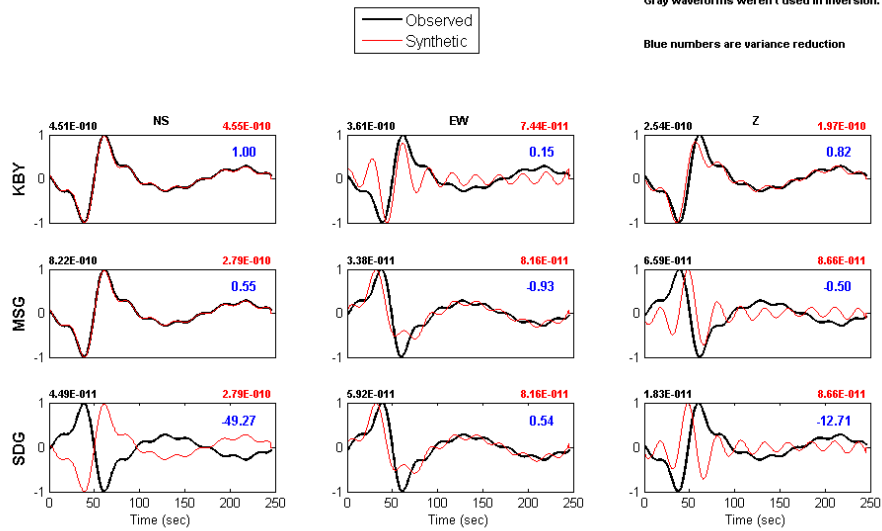


Gambar 10. Hasil Fitting Data pada Event 160624-04:26.



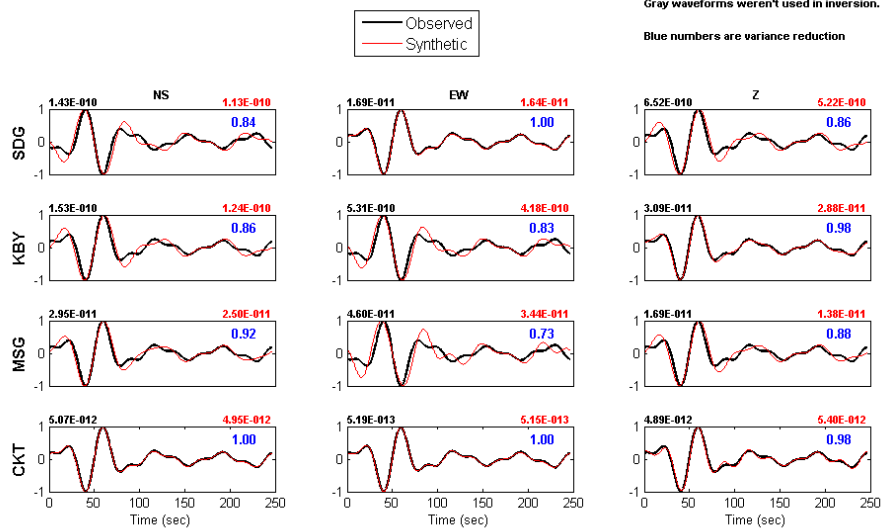
Gambar 11. Hasil Fitting Data pada Event 160705-22:27.

Even date-time: 20160728 14:34:28 Displacement (m). Inversion band (Hz) 0.01 0.011 0.04 0.041



Gambar 12. Hasil Fitting Data pada Event 160728-14.34.

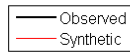
Even date-time: 20160806 20:22:52 Displacement (m). Inversion band (Hz) 0.015 0.018 0.04 0.043



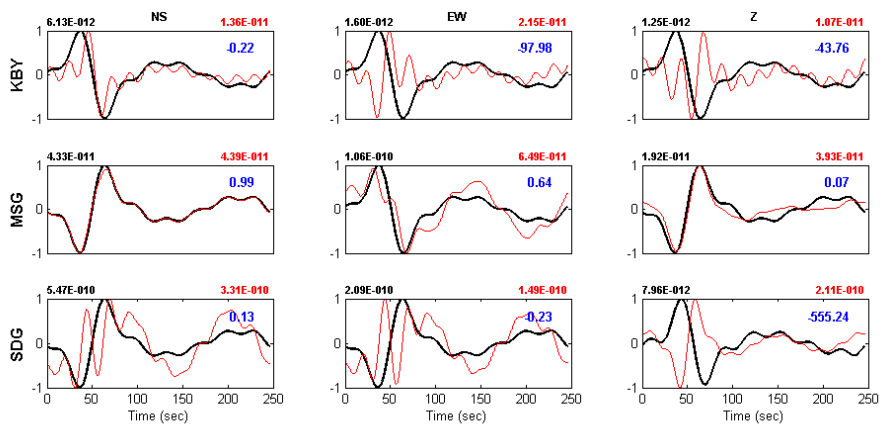
Gambar 13. Hasil Fitting Data pada Event 160806-20:22.

Even date-time: 20160814 12:58:38 Displacement (m). Inversion band (Hz) 0.01 0.011 0.03 0.031

Gray waveforms weren't used in inversion.



Blue numbers are variance reduction



Gambar 14. Hasil Fitting Data pada Event 160814-12:58.

## BIODATA PENULIS



Penulis dilahirkan pada tanggal 12 Juli 1992 di Kediri Jawa Timur oleh Ayah bernama Bambang Suyitno dan Ibu bernama Hartutik dari empat bersaudara. Pendidikan formal yang ditempuh penulis dimulai dari TK Kusuma Mulia Ngadiluwih dan kemudian masuk Sekolah Dasar pada tahun 1998 di SD Negeri 3 Ngadiluwih dan lulus pada tahun 2004. Selanjutnya masuk SMP Negeri 1 Ngadiluwih, yang didalamnya aktif dalam kegiatan kemahasiswaan seperti perpustakaan dan remaja masjid di lingkungan sekolah dan

menyelesaikan masa studi di SMP Negeri 1 Ngadiluwih pada tahun 2007. Dilanjutkan masuk SMA Negeri 4 Kediri pada tahun 2007 dengan bidang minat di Ilmu Pengetahuan Alam dan lulus pada tahun 2010. Universitas Negeri Surabaya merupakan universitas yang ditempuh penulis untuk memperoleh gelar Sarjana (S1) pada tahun 2014 dengan fokus penelitian di bidang mitigasi bencana letusan gunungapi. Kemudian Penulis melanjutkan jenjang pendidikan pascasarjana jurusan Teknik Geomatika di Institut Teknologi Sepuluh Nopember pada awal tahun 2015 dan lulus pada Maret 2017 dengan memperoleh gelar Magister Teknik (MT) dengan focus penelitian di bidang seismologi gunung api.

*Contact Person* : [andy.herlambang29@gmail.com](mailto:andy.herlambang29@gmail.com)