



TUGAS AKHIR - RF184838

**RELOKASI HIPOSENTER DAN KOREKSI STASIUN MEQ  
LAPANGAN PANAS BUMI X MENGGUNAKAN METODE  
*COUPLED VELOCITY-HYPOCENTER***

SHABILA GADIS HALIDA  
0341154000054

DOSEN PEMBIMBING:  
Dr. WIDYA UTAMA, DEA  
WIEN LESTARI, S.T., MT

Departemen Teknik Geofisika  
Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kebumihan  
Institut Teknologi Sepuluh Nopember  
Surabaya 2019



TUGAS AKHIR - RF184838

**RELOKASI HIPOSENTER DAN KOREKSI STASIUN MEQ  
LAPANGAN PANAS BUMI X MENGGUNAKAN METODE  
*COUPLED VELOCITY-HYPOCENTER***

SHABILA GADIS HALIDA  
0341154000054

DOSEN PEMBIMBING:  
Dr. WIDYA UTAMA, DEA  
WIEN LESTARI, S.T., MT

Departemen Teknik Geofisika  
Fakultas Teknik Sipil Lingkungan dan Kebumihan  
Institut Teknologi Sepuluh Nopember  
Surabaya 2019



FINAL PROJECT - RF184838

***HYPOCENTER RELOCATION AND STAT CORRECTION MEQ  
GEOHERMAL AREA X USING COUPLED VELOCITY-  
HYPOCENTER METHOD***

SHABILA GADIS HALIDA  
0341154000054

ADVISORS:  
Dr. WIDYA UTAMA, DEA  
WIEN LESTARI, S.T., MT

Department of Geophysical Engineering  
Faculty of Civil Environmental and Geo Engineering  
Institut Teknologi Sepuluh Nopember  
Surabaya 2019





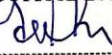

## LEMBAR PENGESAHAN

Tugas akhir ini diajukan oleh :

Nama : Shabila Gadis Halida  
Nrp : 03411540000054  
Departemen : Teknik Geofisika  
Judul Tugas Akhir : RELOKASI HIPOENTER DAN KOREKSI  
STASIUN MEQ LAPANGAN PANAS BUMI X MENGGUNAKAN  
METODE *COUPLED VELOCITY-HYPOCENTER*

Telah berhasil dipertahankan di hadapan tim penguji dan diterima sebagai bagian persyaratan yang diperlukan untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik pada Departemen Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Sipil, Lingkungan dan Kebumihan, Institut Teknologi Sepuluh Nopember.

Surabaya, 15 Juli 2019

1.   
Dr. Widya Utama, Dea (pembimbing 1)  
NIP. 19611024 19880 1003
2.   
Wien Lestari, S.T., M.T. (pembimbing 2)  
NIP. 19811002 201212 2 003
3.   
Dr. Ayi Syaeful Bahri, S. SI, M.T. (penguji 1)  
NIP. 19690906 199702 1 001
4.   
Amien Widodo, Ir., MS. (penguji 2)  
NIP. 19591010 198803 1 001

Mengetahui,

Kepala Laboratorium Petrofisika  
Departemen Teknik Geofisika  
Fakultas Teknik Sipil, Lingkungan Dan Kebumihan  
Institut Teknologi Sepuluh Nopember





## PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR

Saya menyatakan bahwa isi sebagian maupun keseluruhan tugas akhir saya dengan “**Relokasi Hiposenter dan Koreksi Stasiun MEQ Lapangan X Menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter***” adalah benar-benar hasil karya intelektual mandiri, diselesaikan tanpa menggunakan bahan-bahan yang tidak diijinkan dan bukan merupakan karya pihak lain yang saya akui sebagai karya sendiri.

Semua referensi yang dikutip maupun dirujuk telah ditulis secara lengkap pada daftar pustaka.

Apabila ternyata pernyataan ini tidak benar, saya bersedia menerima sanksi sesuai peraturan yang berlaku.

Surabaya, 15 Juli 2019

Shabila Gadis Halida

NRP. 0341154000054

*Halaman ini sengaja dikosongkan*



# **RELOKASI HIPOSENTER DAN KOREKSI STASIUN MEQ LAPANGAN PANAS BUMI X MENGGUNAKAN METODE *COUPLED VELOCITY-HYPOCENTER***

**Nama Mahasiswa** : Shabila Gadis Halida  
**NRP** : 0341154000054  
**Departemen** : Teknik Geofisika FTSLK-ITS  
**Dosen Pembimbing** : Dr. Widya Utama, DEA  
Wien Lestari,ST.MT.

## **ABSTRAK**

Informasi dan ketepatan parameter gempa bumi yang terjadi pada lapangan panas bumi merupakan hal yang sangat penting karena memengaruhi sistem panas bumi, agar sistem panas bumi tetap bekerja, monitoring perlu dilakukan. Salah satu monitoring menggunakan data mikroseismik, yang merekam aktifitas MEQ (*Micro Earth Quake*) atau gempa mikro pada lapangan panas bumi. Tujuan penelitian mendapatkan persebaran parameter hiposenter relokasi, peta persebaran episenter gempa mikro, mengetahui RMS (*Root Mean Square*) dari hasil relokasi, serta pengaruh koreksi stasiun terhadap RMS dan model kecepatan daerah penelitian menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* pada Lapangan X. Data yang digunakan sebanyak 50 *event* gempa mikro. Jaringan stasiun gempa mikro mencatat data getaran tanah dengan fungsi waktu dari tiga komponen *North*, *East* dan vertikal yang digunakan dalam Metode Geiger. Data yang diproses adalah rekaman getaran gempa mikro selama 15 hari, 24 jam perekaman oleh 9 stasiun dengan magnitudo kurang dari 3 skala Richter. Relokasi hiposenter menggunakan Metode inversi *Coupled Velocity-Hypocenter* untuk menentukan ulang parameter hiposenter dan koreksi stasiun yang dilakukan dua kali iterasi agar informasi gempa bumi mikro menjadi lebih baik dan akurat. Hasil penelitian memperoleh persebaran hiposenter pada kedalaman 3 km, peta persebaran episenter hasil relokasi dengan episenter terkelompokkan disekitar stasiun pencatat gempa berarah barat laut-tenggara mengikuti pola patahan di daerah penelitian, serta koreksi stasiun menghasilkan 6 stasiun bernilai negatif, 2 stasiun bernilai positif dan 1 stasiun bernilai nol yang merupakan stasiun referensi, untuk nilai RMS didapat rata-rata 0.5 detik.

Kata Kunci: *Coupled Velocity-Hypocenter*, gempa bumi mikro, koreksi stasiun

*Halaman ini sengaja dikosongkan*

# **HYPOCENTER RELOCATION AND STAT CORRECTION MEQ GEOTHERMAL AREA X USING COUPLED VELOCITY-HYPOCENTER METHOD**

**Name** : Shabila Gadis Halida  
**NRP** : 0341154000054  
**Departement** : Geophysical Engineering  
**Supervisor** : Dr. Widya Utama, DEA  
Wien Lestari,ST.MT

## **ABSTRACT**

*Information and accuracy of earthquake parameters that occur on geothermal fields is very important because it affects geothermal systems. In order for geothermal systems continue their function., monitoring needs to be done. One of the monitoring technique is using micro seismic data, which records the activities of MEQ (Micro EarthQuake) or micro earthquakes on geothermal fields. The purpose of the study was to obtain the distribution of the hypocenter relocation parameters, the distribution map of the micro earthquake epicenter, find out the RMS (Root Mean Square) from the relocation results, and the effect of station correction on the RMS and study area velocity model using the Couple Velocity-Hypocenter Method on Field X. Data used 50 micro earthquake events. Micro earthquake station network records ground vibration data using time functions from three components North, East and vertical components, used in the Geiger Method. The processed data is a recorded vibration of micro earthquakes for 15 days, 24 hours of recording by 9 stations with magnitudes less than 3 on the Richter scale. Hypocenter relocation uses the Coupled Velocity-Hypocenter inversion method to re-determine the hypocenter and station correction parameters that are performed twice iterations so that micro earthquake information becomes better and more accurate. The results of this study is obtained hypocenter distribution at a depth of 3 km, the epicenter distribution map of the results from relocation with a grouped epicenter around the earthquake-recording station with northwest-southeast direction followed the fault pattern in the study area, and station correction produced 6 negative value stations, 2 positive value stations and 1 station worth zero, which is the reference station, for the RMS value an average of 0.5 seconds is obtained.*

*keywords:* Coupled Velocity-Hypocenter, microearthquake, station correction

*Halaman ini sengaja dikosongkan*

## KATA PENGANTAR

Segala puji syukur kepada Allah SWT karena atas rahmat dan hidayah-Nya laporan tugas akhir yang berjudul “Relokasi Hiposenter dan Koreksi Stasiun MEQ Lapangan Panas Bumi X Menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter*” dapat terselesaikan dengan baik.

Selama menyelesaikan penyusunan tugas akhir ini, telah banyak bantuan dari berbagai pihak, baik secara langsung maupun tidak langsung. Untuk itu, penulis ingin menyampaikan ucapan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada semua pihak yang turut membantu, khususnya:

1. Allah SWT yang selalu mengawasi dan meridhoi setiap proses sampai tugas akhir ini selesai, sehingga tiada alasan bagi penulis untuk berhenti bersyukur “Alhamdulillah”.
2. Abah, Mama, dan keluarga untuk kasih sayang, doa, dan dukungan selama perkuliahan sampai penyelesaian tugas akhir ini.
3. Bapak Dr. Widya Utama, DEA dan Ibu Wien Lestari S.T., M.T. selaku dosen pembimbing yang telah memberikan bimbingan dalam penyusunan tugas akhir ini.
4. Saudara kandung penulis, Ing. Makshal Faray Kuddah S.T., MM, Putri Wandha Maulidia S.Kom.,MM, Zhavira Ayu S.E.,MM, Nadaa Nabila yang senantiasa memberikan doa dan dukungan semangat kepada penulis.
5. PT. GeoDipa *Energy* yang telah berkerja sama dan memberi dukungan demi terselesaikannya tugas akhir ini.
6. Sherly Ardhya Garini dan Naomi Nadya Angela Siregar yang telah bekerjasama dalam penyelesaian tugas akhir ini.
7. Putra Daha Pratama yang telah menemani dan memberikan semangat setiap harinya dalam penyelesaian tugas akhir ini.
8. Seluruh dosen dan staf Departemen Teknik Geofisika ITS yang telah banyak membantu selama menjalankan studi di Departemen Teknik Geofisika ITS.
9. Seluruh teman-teman TG04 atas semangat dan dukungannya selama perkuliahan sampai penyelesaian tugas akhir ini.
10. Sahabat penulis, Arkananto, Abdy, Yudo, Bagas, Oyong, Bima, Ardha, Hany, dkk yang senantiasa menemani dan menghibur penulis dalam penyelesaian tugas akhir ini.

Penelitian tugas akhir ini masih banyak kekurangan, oleh karena itu kritik dan saran yang membangun sangat penulis harapkan untuk pengembangan di masa yang akan datang. Akhir kata, semoga tugas akhir ini dapat bermanfaat bagi semua pihak.

Surabaya, 15 Juli 2019

Penulis

*Halaman ini sengaja dikosongkan*

# DAFTAR ISI

LEMBAR PENGESAHAN .....	v
PERNYATAAN KEASLIAN .....	vii
ABSTRAK.....	ix
KATA PENGANTAR .....	xiii
DAFTAR ISI .....	xv
DAFTAR TABEL .....	xviii
BAB I PENDAHULUAN.....	1
1.1 Latar Belakang .....	1
1.2 Rumusan Masalah .....	2
1.3 Batasan Masalah.....	2
1.4 Tujuan Penelitian .....	2
1.5 Manfaat Penelitian .....	2
1.6 Target Luaran.....	2
BAB II TINJAUAN PUSTAKA .....	3
2.1 Dasar Teori.....	3
2.1.1 Stratigrafi Regional .....	3
2.1.1.1 <i>Fisiografi Regional</i> .....	3
2.1.1.2 <i>Stratigrafi</i> .....	3
2.1.1.3 <i>Petrologi Regional</i> .....	5
2.1.2 Gelombang Seismik .....	6
2.1.2.1 <i>Gelombang Badan (Body Wave)</i> .....	7
2.1.2.2 <i>Gelombang Permukaan</i> .....	8
2.1.2.3 <i>Kecepatan Gelombang Primer pada Batuan</i> .....	9
2.1.3 Metode Gempa Mikro .....	11
2.1.4 Parameter Gempa .....	13
2.1.5 Gempa Bumi .....	14
2.1.6 Metode Geiger .....	15
2.1.7 Metode Inversi .....	15
2.1.8 Metode <i>Coupled Velocity-Hypocenter</i> .....	17
2.2 Penelitian Terdahulu.....	18
BAB III METODOLOGI PENELITIAN .....	19
3.1 Lokasi Penelitian .....	19
3.2 Rancangan Penelitian .....	19
3.3 Pengolahan Data.....	19
3.3.1. Pengumpulan Data dari PRS.....	20
3.3.2. <i>Picking</i> Gelombang P dan S.....	21
3.3.3. Penentuan Lokasi Awal Hiposenter .....	22
3.3.4. Pengolahan Data Menggunakan VELEST3.3 .....	22
3.3.5. Relokasi Posisi Hiposenter.....	25
3.4 Tahap Penelitian .....	26
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN .....	29

4.1 Relokasi Hiposenter Gempa Bumi Menggunakan Metode <i>Coupled Velocity-Hypocenter</i> .....	29
4.1.1 Relokasi Model 1 .....	30
4.1.2 Relokasi Model 2 .....	35
4.1.3 Relokasi Model 3 .....	38
<b>BAB V KESIMPULAN DAN SARAN</b> .....	45
5.1 Kesimpulan .....	45
5.2 Saran .....	45
<b>DAFTAR PUSTAKA</b> .....	47
<b>BIODATA PENULIS</b> .....	49



## DAFTAR GAMBAR

<b>Gambar 2. 1</b> Fisiografi Jawa Barat (Van Bemmelen, n.d.) .....	3
<b>Gambar 2. 2</b> Penampang stratigrafi utara-selatan Jawa Barat (Martodjojo, 2003).....	4
<b>Gambar 2. 3</b> Peta geologi regional daerah penelitian (Koesmono, 1996) .....	5
<b>Gambar 2. 4</b> Gelombang P(kiri) dan gelombang S (kanan). (Elnashai dan Sarno, 2008).....	8
<b>Gambar 2. 5</b> Gelombang Reyleigh (Elnashai dan Sarno, 2008).....	9
<b>Gambar 2. 6</b> Gelombang Love (Elnashai dan Sarno, 2008).....	9
<b>Gambar 2. 7</b> Picking event gempa mikro tiga komponen(Zhang dkk., 2009). 12	
<b>Gambar 2. 8</b> Penentuan Hiposenter(Hurukawa, 2008).....	13
<b>Gambar 2. 9</b> Contoh penyebab Gempa Mikro (D. Gei, 2010) .....	14
<b>Gambar 2. 10</b> Alur pemodelan inversi (Supriyanto, 2007) .....	16
<b>Gambar 3. 1</b> Data-data PRS .....	21
<b>Gambar 3. 2</b> <i>input</i> data origin time, <i>travel time</i> , koordinat dan tabe.....	22
<b>Gambar 3. 3</b> <i>Input</i> stasiun dalam perangkat lunak VELEST3.3.....	23
<b>Gambar 3. 4</b> <i>Input</i> data gempa bumi dalam perangkat lunak VELEST3.3 .....	23
<b>Gambar 3. 5</b> <i>Input</i> velocity model dalam perangkat lunak VELEST3.3.....	24
<b>Gambar 3. 6</b> <i>Input</i> parameter kontrol dalam perangkat lunak VELEST3.3 .....	25
<b>Gambar 3. 7</b> Diagram Alir Penelitian.....	26
<b>Gambar 4. 1</b> Lokasi stasiun pencatat.....	29
<b>Gambar 4. 2</b> <i>Plotting</i> hiposenter awal .....	30
<b>Gambar 4. 3</b> Persebaran kedalaman hiposenter GAD .....	30
<b>Gambar 4. 4</b> Histogram RMS dan kedalaman hiposenter GAD.....	31
<b>Gambar 4. 5</b> <i>Plotting</i> relokasi hiposenter (Model 1).....	32
<b>Gambar 4. 6</b> <i>Plotting</i> kedalaman hiposenter Model 1 .....	32
<b>Gambar 4. 7</b> Histogram RMS dan kedalaman hiposenter Model 1 .....	33
<b>Gambar 4. 8</b> <i>Plotting</i> relokasi hiposenter Model 2.....	35
<b>Gambar 4. 9</b> <i>Plotting</i> kedalaman relokasi hiposenter Model 2 .....	36
<b>Gambar 4. 10</b> Histogram RMS dan kedalaman Model 2 .....	36
<b>Gambar 4. 11</b> <i>Plotting</i> relokasi hiposenter Model 3.....	38
<b>Gambar 4. 12</b> <i>Plotting</i> kedalaman relokasi hiposenter Model 3 .....	39
<b>Gambar 4. 13</b> Histogram RMS dan kedalaman Model 3 .....	39
<b>Gambar 4. 14</b> Perbandingan <i>plotting</i> kedalaman hiposenter model awal (hijau), Model 1 (kuning) dan Model 2 (ungu) .....	41
<b>Gambar 4. 15</b> Model kecepatan (Velocity model) Model 3 .....	41

## DAFTAR TABEL

<b>Tabel 2. 1</b> Stratigrafi daerah penelitian (Koesmono, 1996).....	5
<b>Tabel 2. 2</b> Data Kecepatan Gelombang Primer Pada Beberapa Medium .....	10
<b>Tabel 2. 3</b> Nilai kecepatan gelombang seismik batuan vulkanik (Christensen, 1982) .....	10
<b>Tabel 2. 4</b> kecepatan gelombang P dan gelombang S pada batuan.....	11
<b>Tabel 3. 1</b> Lokasi stasiun pengamat gempa bumi .....	20
<b>Tabel 3. 2</b> Model kecepatan inisial .....	20
<b>Tabel 4. 1</b> Model Kecepatan sesudah relokasi Model 1.....	34
<b>Tabel 4. 2</b> Koreksi Stasiun Lapangan Model 1 .....	35
<b>Tabel 4. 3</b> Model Kecepatan sesudah relokasi Model 2 .....	37
<b>Tabel 4. 4</b> Koreksi Stasiun Model 2 .....	37
<b>Tabel 4. 5</b> Model Kecepatan sesudah relokasi Model 3 .....	40
<b>Tabel 4. 6</b> Koreksi Stasiun Model 3 .....	40

# BAB I PENDAHULUAN

## 1.1 Latar Belakang

Salah satu Metode yang dilakukan untuk merelokasi gempa Metode *Coupled Velocity-Hypocenter*. Relokasi hiposenter gempa menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* merupakan suatu metode yang bertujuan untuk memperoleh hiposenter yang lebih baik dan akurat, menggunakan program VELEST3.3 (Kissling, 1995). Dari metode tersebut akan dihasilkan posisi parameter hiposenter baru, model kecepatan gelombang seismik bawah permukaan 1D, dan koreksi stasiun secara bersamaan atau simultan menggunakan prinsip Metode Geiger. Menurut (Madrinovella, Widiyantoro, Dian, & Triastuty, 2012), relokasi menggunakan GAD (*Geiger Method with Adaptive Damping*) memiliki data hasil yang sesuai dengan keadaan dibandingkan menggunakan Metode Tiga Lingkaran akan tetapi, perhitungan menggunakan Metode GAD (*Geiger Method with Adaptive Damping*) masih memiliki kesalahan pada struktur kecepatan gelombang seismik *premier* yang tidak dimodelkan. Oleh karena itu struktur model kecepatan gelombang seismik *premier* dapat di atasi dengan melakukan relokasi dan pemodelan *velocity model* menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* menggunakan persamaan Kissling. Seperti yang pernah dikaji dan diteliti oleh Cassandra Fitrianna Idat dan Udi Harmoko dengan Metode SED (*Single Event Determination*) dan JHD (*Joint Hypocenter Determination*) sebagai analisis reservoir area panas bumi X (Fitrianna, Harmoko, Fisika, Sains, & Diponegoro, 2016), Yasinta Salsabella,dkk dengann Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* pada gempa bumi Jawa Barat(Salsabella & Rahmawati, 2014), David,dkk dengan menggunakan Metode *Double Difference* untuk relokasi gempa vulkanik gunung kelud (Sahara, Kusumo, Widiyantoro, & Sule, 2009), Dedy,dkk dengan menggunakan Metode *Double Difference* untuk memodelkan reservoir dengan relokasi gempa mikro (Hadi, Aswad, & Juanda, 2012).

Pada penelitian tugas akhir ini, data yang digunakan sebanyak 50 event gempa mikro yang direkam oleh 9 stasiun pencatat, hasil relokasi menggunakan *Coupled Velocity-Hypocenter* didapatkan parameter hiposenter (*latitude, longitude, kedalaman*) gempa baru, model kecepatan berupa  $V_p$  yang berbeda pada tiap lapisan serta didapatkan koreksi stasiun yaitu koreksi yang diberikan kepada setiap *travel time* yang terukur pada stasiun pencatat yang merekam *event* tersebut. Tujuan penelitiain dalam tugas akhir ini adalah relokasi gempa mikro menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* dengan perangkat lunak Valest 3.3 sehingga dapat dibandingkan hasil relokasi gempa metode inversi *Coupled Velocity-Hypocenter* disetiap model inversinya. Analisis gempa mikro baik diterapkan pada lapangan panas bumi karena hasil pengukuran diperoleh getaran tanah dan fungsi waktu yang terdiri dari tiga komponen, komponen horizontal (*North-South*), komponen horizontal (*East-West*), dan komponen vertikal (*Up-Down*), sehingga untuk penentuan hiposenter dapat dilakukan lebih akurat dibandingkan dengan metode sebelumnya yaitu GAD. Hasil akhir penelitian adalah peta posisi relokasi hiposenter

dan episenter gempa bumi, model kecepatan daerah penelitian, serta koreksi stasiun. Oleh karena itu, penelitian ini mengangkat judul “RELOKASI HIPOSENTER DAN KOREKSI STASIUN MEQ LAPANGAN PANAS BUMI X MENGGUNAKAN METODE *COUPLED VELOCITY-HYPOCENTER*”

## **1.2 Rumusan Masalah**

Bagaimanakah distribusi lokasi hiposenter dan koreksi stasiun pencatat gempa mikro di daerah lapangan X, adalah pokok permasalahan yang akan diselesaikan dalam tugas akhir ini.

## **1.3 Batasan Masalah**

Relokasi hiposenter menggunakan 50 *event* yang direkam oleh 9 stasiun pencatat gempa selama 15 hari. Data awal yang digunakan berupa parameter hiposenter hasil dari Metode GAD (*Geiger's method with Adaptive Damping*).

## **1.4 Tujuan Penelitian**

Tujuan penelitian ini adalah mendapatkan persebaran hiposenter relokasi, peta persebaran episenter, model kecepatan Lapangan X menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter*, mengetahui RMS hasil relokasi, serta pengaruh koreksi stasiun terhadap RMS dan parameter hiposenter hasil relokasi.

## **1.5 Manfaat Penelitian**

Manfaat dari penelitian ini diharapkan dapat memberikan informasi dalam menentukan informasi hiposenter gempa mikro secara lebih akurat serta koreksi stasiun pencatat gempa.

## **1.6 Target Luaran**

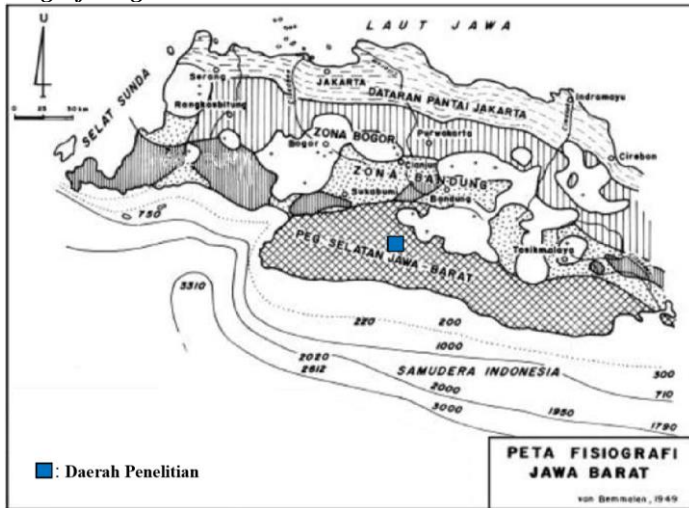
Target luaran pada tugas akhir ini berupa jurnal yang akan *disubmit* ke geosaintek dan seminar internasional.

## BAB II TINJAUAN PUSTAKA

### 2.1 Dasar Teori

#### 2.1.1 Stratigrafi Regional

##### 2.1.1.1 Fisiografi Regional



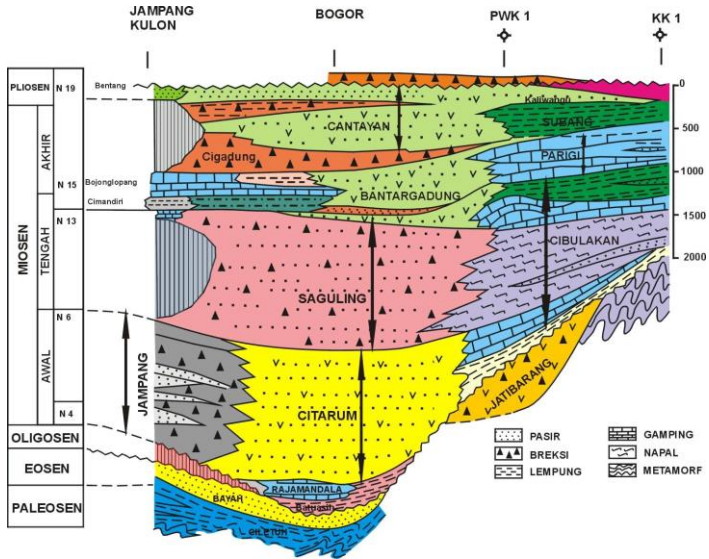
**Gambar 2. 1** Fisiografi Jawa Barat (Van Bemmelen, 1949)

Secara umum (Van Bemmelen, 1949) membagi daerah Jawa Barat menjadi empat zona fisiografi berdasarkan morfologi dan sifat tektoniknya (Gambar 2.1), berturut-turut dari utara-selatan, yaitu Zona Dataran Rendah Pantai Jakarta yang membentang mulai dari Serang sampai bagian timur Cirebon, Zona Bogor, menyebar mulai dari Rongkasbitung, Bogor, Purwakarta, Subang Sumedang sampai Bumiayu (Majenang), Zona Bandung, terletak di sebelah Selatan Zona Bogor, membentang dari Pelabuhan Ratu sebelah barat yang merupakan merupakan jalur antiklinorium, Zona Bandung, terletak di sebelah Selatan Zona Bogor, dan Zona Pegunungan Selatan Jawa Barat, merupakan dataran tinggi dengan puncak di sebelah selatan Bandung. Berdasarkan pembagian zona fisiografi Jawa Barat di atas, maka daerah penelitian, termasuk ke dalam Zona Selatan Jawa Barat.

##### 2.1.1.2 Stratigrafi

Dari penyelidikan stratigrafi di Jawa Barat, Martodjojo (2003) secara umum dapat membagi daerah ini menjadi tiga mandala sedimentasi, : Mandala Paparan Kontinen, Mandala Cekungan Bogor, dan Mandala Banten. Pembagian mandala sedimentasi didasari oleh ciri dan penyebab sedimen tersier dari stratigrafi regional di daerah ini, Berdasarkan pembagiannya daerah penelitian termasuk ke dalam Mandala Cekungan Bogor yang dicirikan oleh endapan aliran gravitasi

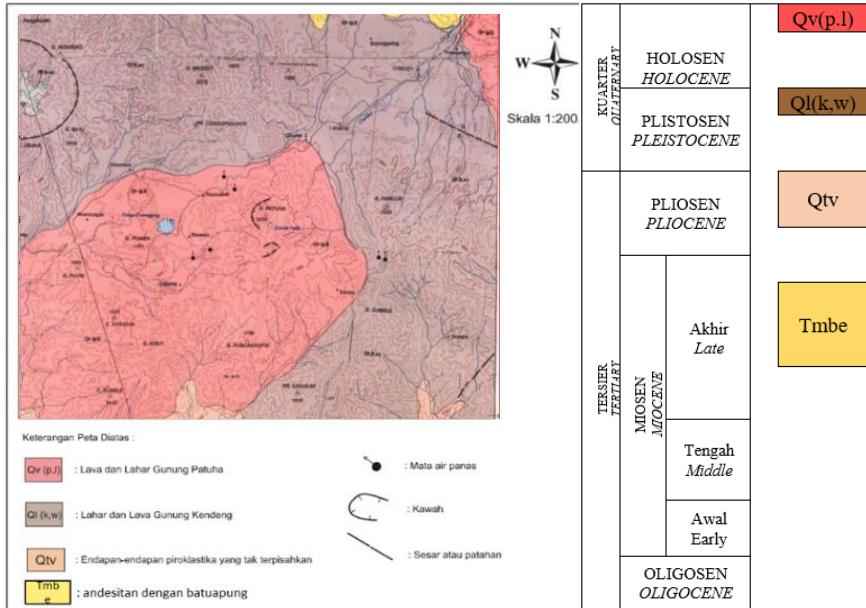
dengan ketebalan diperkirakan lebih dari 7000 m. Lebih lanjut, Martodjojo (2003) telah membuat penampang stratigrafi terpulihkan utara-selatan di Jawa Barat (Gambar 2.2).



**Gambar 2. 2** Penampang stratigrafi utara-selatan Jawa Barat (Martodjojo, 2003)

Cekungan Bogor terdiri dari kompleks batuan beku dan metamorf yang berumur Kapur sampai Eosen Awal. Menurut (Martodjojo, 2003) kompleks batuan tersebut adalah melange yang merupakan suatu prisma akresi sejak Kapur sampai Eosen. Menurut Martodjojo, kompleks melange tersebut diendapkan Formasi Ciletuh berupa endapan laut dalam (*pond deposit*) dengan litologi berupa lempung dan pasir kuarsa dengan sisipan breksi, kaya fragmen batuan metamorf dan beku ultrabasa(Martodjojo, 2003).

### 2.1.1.3 Petrologi Regional



**Gambar 2. 3** Peta geologi regional daerah penelitian (Koesmono, 1996)

Formasi batuan yang menyusun daerah penelitian dari yang tertua hingga yang termuda (Gambar 2.3), di antaranya:

1. Formasi Besar (Tmbe) satuan batuan breksi andesit, breksi tuf, dengan ukuran breksi maksimal 1m, dengan matriks tuf krkristal pejal kelabu atau batupasir berumur Miosen Akir.
2. Endapan-endapan piroklastika yang tak terpisahkan (QTV) Merupakan satuan batuan tertua yang tersingkap di daerah penelitian, berumur Pliosen-Plistosen yang menindih tidak selaras dengan Formasi Koleberes. Endapan Piroklastik berupa breksi andesit, breksi tuf dan tuf lapili.
3. Lahar dan Lava Gunung Kendeng (Ql (k,w)) Lahar dan Lava Gunung Kendeng berumur Plistosen menindih tidak selaras endapan piroklastik sebelumnya. Lahar dan Lava Gunung Kendeng ini berupa aliran lava yang berselingan dengan endapan lahar breksi andesit dan breksi tuf.
4. Lava dan Lahar Gunung Patuha (Qv (p,l)) Lava dan Lahar Gunung Patuha berumur Holosen menindih tidak selaras Lahar dan Lava Gunung Kendeng. Lava dan Lahar Gunung Patuha ini berupa lava dan lahar andesit piroksin yang pejal dan berongga serta breksi lahar matriks tuf pasiran berwarna abu-abu Lava dan Lahar Gunung Patuha ini tersingkap di barat daya daerah penelitian.

5. Formasi Koleberes (Tmk) Batu pasir tuf berlapis naik, kurang mampat dan tuf kristal dengan sisipan tuf, breksi tuf batuapungan dan breksi bersusunan andesit berumur akhir Miosen sampai Pliosen

#### **2.1.1.4 Tektonik dan Struktur Geologi Regional**

Struktur geologi di Pulau Jawa pada umumnya berarah baratlaut-tenggara, beberapa tempat berarah baratlaut-timurlaut bahkan sebagian berarah barat-timur. Pola struktur yang berkembang di Jawa Barat merupakan pola Meratus yang diwakili oleh sesar Cimandiri berarah timurlaut-baratdaya (NE-SW) (Sribudiyani, 2018). Sesar-sesar pada pola Meratus ini diketahui berumur Kapur-Paleogen. Jawa Barat bagian baratdaya dibagi menjadi empat fase tektonik:

1. Fase Tektonik Oligo-Miosen. Pada fase ini terjadi proses pengangkatan di daerah gunung Selatan Jawa Barat, membentuk struktur yang berarah barat-timur. Hasil kegiatan tektonik ini ditandai dengan adanya hubungan tidak selaras antara Formasi Walad dan Formasi Jampang yang ada di atasnya. Dalam fase tektonik ini aktivitas vulkanisme cukup kuat, hal ini ditandai dengan banyaknya endapan-endapan yang mengandung material vulkanik.
2. Fase Tektonik Miosen Tengah. Pada fase ini terjadi suatu kegiatan tektonik yang bagian baratdaya Pulau Jawa mengalami pengangkatan dan perlipatan yang selanjutnya diikuti oleh pembentukan sesar-sesar. Arah perlipatan dan sesarnya barat-timur. Struktur yang terjadi ini memengaruhi seluruh endapan batuan berumur Miosen Bawah.
3. Fase Tektonik Plio-Plistosen. Pada fase ini terjadi suatu kegiatan tektonik yang cukup besar, yang terjadi pada kala Pliosen Atas sampai Plistosen Bawah. Fase ini merupakan penyebab terjadinya beberapa *wrench faults* yang berarah timurlaut-baratdaya dan memotong struktur-struktur yang ada, namun tidak diketahui dengan pasti, apakah kegiatan tektonik ini terjadi hingga zaman Kuartar.
4. Fase Tektonik Kuartar. Pada fase ini terjadi bersamaan dengan kegiatan vulkanisme kuartar dan hampir seluruh kepulauan Indonesia terpengaruh oleh kegiatannya. Aktivitas tektonik ini membentuk struktur-struktur yang aktif, yang sekarang berada di Pegunungan Selatan Jawa Barat. Gerak tektonik pada fase ini diperkirakan jauh lebih aktif dibandingkan fase sebelumnya.

#### **2.1.2 Gelombang Seismik**

Gelombang seismik merupakan gelombang yang merambat melalui bumi. Perambatan gelombang ini bergantung pada sifat elastisitas batuan. Gelombang seismik dapat diukur dengan dua metode, metode aktif dan metode pasif. Metode aktif adalah metode penimbulkan gelombang seismik secara aktif atau disengaja menggunakan gangguan yang dibuat oleh manusia, biasanya digunakan untuk eksplorasi. Metode pasif adalah gangguan yang muncul terjadi secara alamiah,



contohnya gempa. Gelombang seismik termasuk dalam gelombang elastik karena medium yang dilalui bumi bersifat elastik. Oleh karena itu sifat penjalaran gelombang seismik bergantung pada elastisitas batuan yang dilewatinya. Teori lempeng tektonik telah menjelaskan bagaimana pergerakan dari lempeng bumi. Pergerakan lempeng bumi menyebabkan batuan terdeformasi atau berubah bentuk dan ukuran karena adanya pergerakan antar lempeng. Deformasi akibat pergerakan lempeng ini berupa tegangan (*stress*) dan regangan (*strain*).

Tegangan (*Stress*) didefinisikan sebagai gaya persatuan luas. Gaya merupakan perbandingan dari besar gaya terhadap luas, pada area yang dikenakan. Gaya yang dikenakan tegak lurus terhadap benda maka tegangan tersebut normal, jika gaya berarah tangensial terhadap luas maka tegangan tersebut tegangan geser, dan jika tidak tegak lurus maupun paralel maka gaya tersebut dapat diuraikan kekomponen yang paralel dan tegak lurus terhadap elemen luas. Persamaan matematis dari tegangan ( $\sigma$ )

$$\sigma = \frac{F}{A} \tag{2.1}$$

keterangan:  $F$  = gaya (N)  
 $A$  = luasan (m<sup>2</sup>)  
 $\sigma$  = Tegangan (N/m<sup>2</sup>)

Benda elastis yang mengalami *stress* maka akan terdeformasi atau mengalami perubahan bentuk maupun dimensi. Perubahan tersebut disebut dengan regangan atau *strain* adalah jumlah deformasi material persatuan luas. Hukum Hooke menyatakan bahwa *stress* akan sebanding dengan *strain* pada batuan (antara gaya yang diterapkan dan besarnya deformasi).

$$\sigma = C \cdot e \tag{2.2}$$

keterangan:  $e$  = *Strain* ( $\Delta L/L$ )  
 $\sigma$  = *Stress* merupakan besaran tensor (F/A)  
 $C$  = konstanta

konstanta yang berupa matriks (tensor) yang menentukan sifat dasar elastisitas dari batuan, parameter  $C$  merupakan parameter elastik bebas yang dapat mencirikan sifat elastisitas batuan.

### 2.1.2.1 Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan adalah gelombang yang menjalar dalam media elastik dan arah perambatannya keseluruhan bagian di dalam bumi. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjalarnya gelombang dapat dibedakan menjadi gelombang P dan gelombang S.

Gelombang P disebut dengan gelombang kompresi atau gelombang longitudinal (Gambar 2.4). Gelombang ini memiliki kecepatan rambat paling besar dibandingkan dengan gelombang seismik yang lain, dapat merambat melalui medium padat, cair dan gas. Persamaan dari kecepatan gelombang P adalah sebagai berikut:

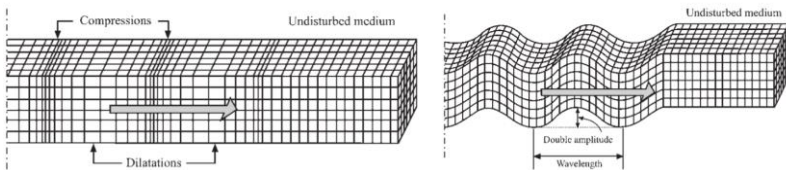
$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.3)$$

Keterangan:  $\lambda$  = konstanta lame  
 $\mu$  = modulus rigiditas ( $\tau/\varepsilon$ )  
 $\rho$  = densitas ( $\text{g/cm}^3$ )

Gelombang S disebut juga gelombang *shear* atau gelombang transversal. Gelombang ini memiliki cepat rambat yang lebih lambat bila dibandingkan dengan gelombang P dan hanya dapat merambat pada medium padat saja (Gambar 2.4). Gelombang S tegak lurus terhadap arah rambatnya. Persamaan dari kecepatan gelombang S ( $V_s$ ) adalah sebagai berikut:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.4)$$

Keterangan:  $\mu$  = modulus rigiditas ( $\tau/\varepsilon$ )  
 $\rho$  = densitas ( $\text{g/cm}^3$ )



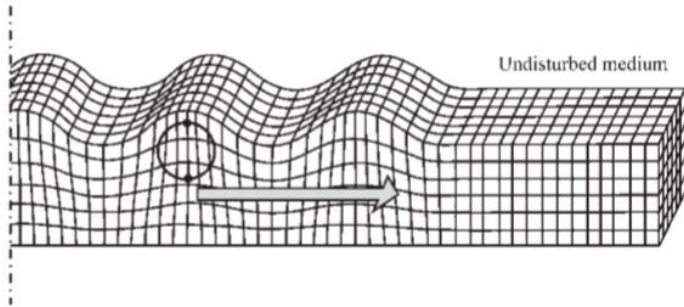
**Gambar 2. 4** Gelombang P(kiri) dan gelombang S (kanan). (Elnashai dan Sarno, 2008)

### 2.1.2.2 Gelombang Permukaan

Gelombang permukaan merupakan salah satu gelombang seismik selain gelombang badan. Gelombang ini ada pada batas permukaan medium (Gambar 2.5). Berdasarkan pada sifat gerakan partikel media elastik, gelombang permukaan merupakan gelombang yang kompleks dengan frekuensi yang rendah dan amplitudo yang besar, yang menjalar akibat adanya efek *free surface* yaitu perbedaan antara sifat elastik (Susilawati, 2008). Jenis dari gelombang permukaan ada dua Gelombang Reyleigh dan Gelombang *Love*.

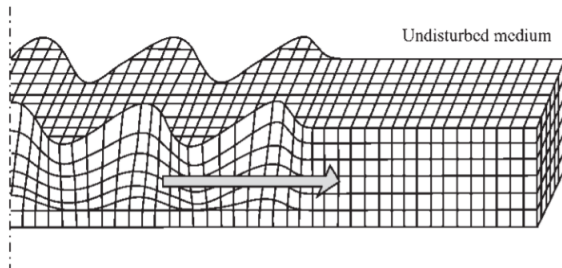
Gelombang *Reyleigh* merupakan gelombang permukaan yang orbit gerakannya elips tegak lurus dengan permukaan dan arah penjarannya (Gambar 2.5). Gelombang jenis ini adalah gelombang permukaan yang terjadi akibat adanya interferensi antara gelombang tekan dengan gelombang geser secara konstruktif. Persamaan dari kecepatan Gelombang *Reyleigh* ( $V_R$ ) adalah sebagai berikut :

$$V_R = 0,92 \sqrt{V_s} \quad (2.5)$$



**Gambar 2. 5** Gelombang *Reyleigh* (Elnashai dan Sarno, 2008)

Gelombang *Love* (Gambar 2.6) merupakan gelombang permukaan yang menjalar dalam bentuk gelombang transversal yang merupakan gelombang S horizontal yang penjarangannya paralel dengan permukaannya (Elnashai & Sarno, 2008)



**Gambar 2. 6** Gelombang *Love* (Elnashai dan Sarno, 2008)

### 2.1.2.3 Kecepatan Gelombang Primer pada Batuan

Berdasarkan bentuk kurva waktu tempuh terhadap jarak, dapat ditafsirkan kondisi batuan di daerah penelitian berdasarkan Tabel 2.1, Tabel 2.2, Tabel 2.3 yang menunjukkan data kecepatan gelombang primer pada beberapa medium, untuk menganalisa batuan pada lokasi penelitian

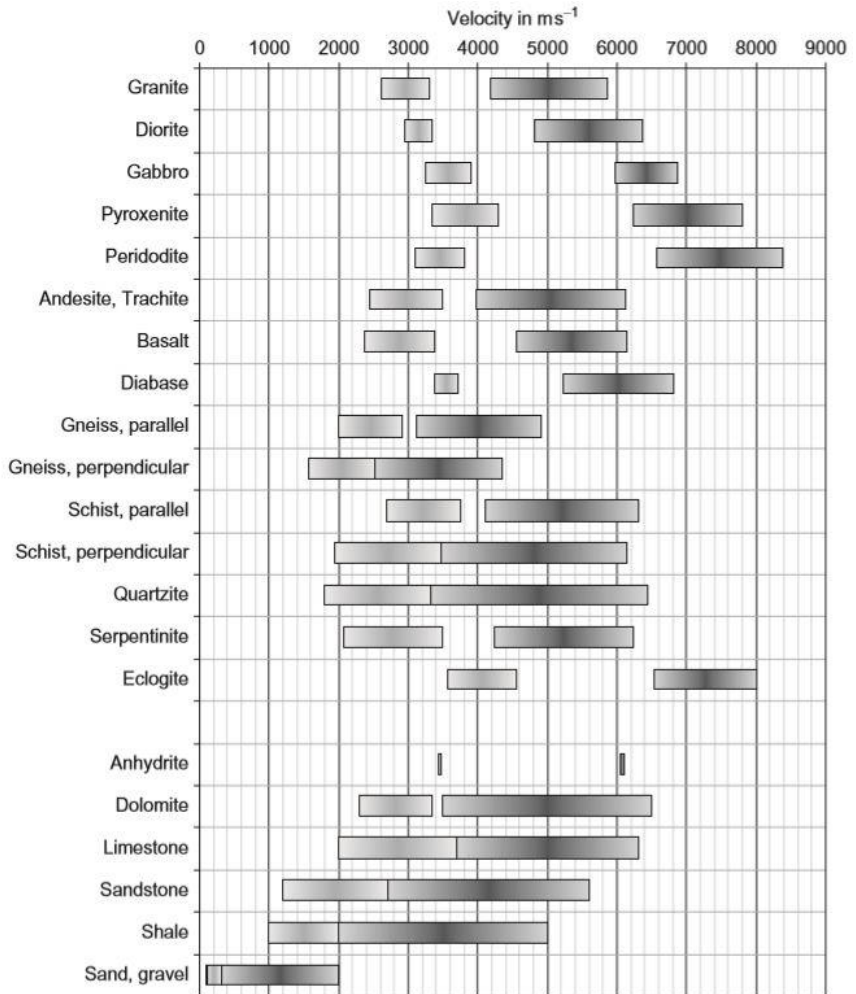
**Tabel 2. 1** Data kecepatan gelombang primer pada beberapa medium (Christensen, 1982)

<b>Material</b>	<b>Kecepatan gelombang P (m/s)</b>
<i>Weathered layered</i>	200 – 900
<i>Soil</i>	250 – 600
<i>Clay</i>	1000 – 2500
<i>Sandstone</i>	3000 – 4500
<i>Limestone</i>	5500 – 6000
<i>Granite</i>	5000 – 5100

**Tabel 2. 2** Nilai kecepatan gelombang seismik batuan vulkanik (Christensen,1982)

<b>Rock Type</b>	<b>Vp</b>	<b>Vs</b>
	<b>(km/s)</b>	<b>(km/s)</b>
Tuff	1.43	0.87
Silicic Tuff	2.16	0.83
Rhyolite	3.27	1.98
Latite	3.77	2.21
Volcanic Breccia	4.22	2.49
Trachyte	5.41	3.05
Andesite	5.23	3.06
Basalt	3.35	1.64
	4.76	2.19
	5.06	2.72
	5.41	3.21
	6.4	3.2
Basaltic Scoria	4.33	2.51

**Tabel 2. 3** kecepatan gelombang P dan gelombang S pada batuan (Schon, 2011)



Dari kecepatan gelombang P tiap batuan (Tabel 2.4) dapat ditentukan penyusun batuan di daerah penelitian berdasarkan model kecepatan yang disesuaikan dengan kecepatan gelombang P tiap batuan.

### 2.1.3 Metode Gempa Mikro

Metode mikroseismik atau *microearthquake* atau metode gempa mikro adalah salah satu metode geofisika yang digunakan untuk mengidentifikasi adanya

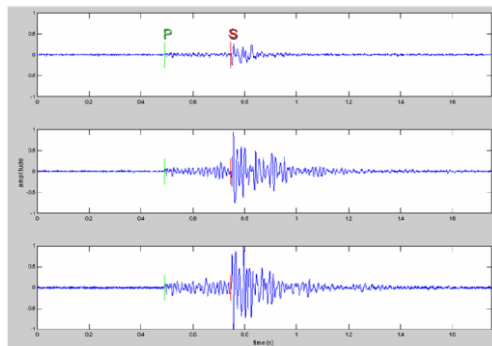
gempa gempa kecil ( $\leq 3$  SR) (Hurukawa, 2008) yang umumnya disebabkan oleh simulasi hidraulik (*hydraulic fracturing*), kegiatan produksi maupun injeksi dan pengeboran. Sehingga metode gempa mikro khususnya pada eksplorasi panas bumi digunakan untuk mengamati hasil *hydraulic fracturing* maupun proses injeksi (Rutledge & Phillips, 2001), identifikasi kebocoran casing sumur, dan sebagainya.

Metode gempa mikro dapat menunjukkan sebaran zona-zona kejadian (*event*) gempa melalui letak hiposenter dan episenter. Dalam industri panas bumi, informasi lokasi hiposenter gempa mikro dapat digunakan untuk melihat kecenderungan arah aliran air injeksi dan menggambarkan sesar yang merupakan zona dengan permeabilitas relatif tinggi untuk penentuan sumur produksi baru (Anissofira, Fisika, Fisika, & Indonesia, 2013).

Secara umum terdapat beberapa faktor yang menyebabkan terjadinya gempa mikro pada lapangan panas bumi, antara lain:

1. Adanya zona lemah yang terbuka atau bergeser akibat injeksi air sehingga meningkatkan tekanan pada batuan.
2. Adanya kontak air dingin dengan batuan beku bersuhu tinggi (*heat source*).
3. Berkurangnya tekanan pori yang mengakibatkan menutupnya pori batuan reservoir karena hilangnya fluida pengisi pori batuan (akibat produksi fluida).

Analisis data gempa mikro diawali dengan melakukan identifikasi waktu tiba (*arrival time*) gelombang P dan gelombang S berdasarkan data *waveform* tiga komponen yang terekam oleh stasiun pengamat (seismometer) (Gambar 2.7). Dapat dilihat pada Gambar 2.7 gelombang P merupakan gelombang seismik yang pertama kali terekam oleh seismometer dan yang mengalami perubahan frekuensi paling awal dan untuk *picking* gelombang S dilakukan pada gelombang yang mengalami perubahan frekuensi setelah gelombang P mengalami pelemahan frekuensi. Karena hal tersebut, maka gelombang S merupakan gelombang kedua yang terekam setelah gelombang P (Priyadi, 2010) Gambar 2.7 merupakan tahap awal pengolahan data gempa mikro berupa identifikasi fasa gelombang P dan gelombang S.



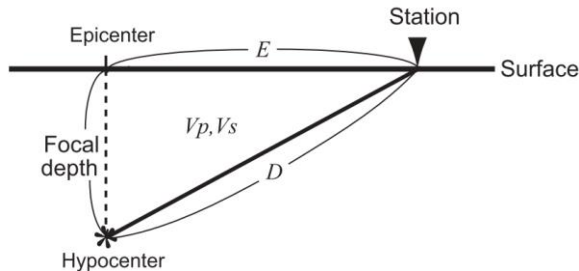
**Gambar 2. 7** Picking event gempa mikro tiga komponen(Zhang dkk., 2009)

Dari hasil *picking* akan dihasilkan data waktu tiba gelombang P dan gelombang S yang dapat digunakan untuk mengetahui sejumlah parameter gempa.

### 2.1.4 Parameter Gempa

Berdasarkan *event* gempa yang terekam oleh seismometer, dapat dilakukan analisis sehingga dapat dihasilkan berbagai parameter gempa, antara lain:

1. Waktu kejadian gempa (*origin time*), waktu dilepaskannya energi hasil akumulasi tegangan (*stress*) berupa penjalaran gelombang yang dinyatakan dalam waktu dalam satuan *Universal Time Coordinated*. Waktu kejadian gempa bumi diperoleh dari waktu tiba di stasiun dikurangi dengan waktu tempuh.
2. Episenter, titik (lokasi) yang merupakan refleksi tegak lurus dari hiposenter atau fokus gempa. Umumnya lokasi episenter dibuat dalam sistem koordinat kartesian bola atau sistem koordinat dalam lintang – bujur.
3. Hiposenter, adalah pusat terjadinya *event* gempa. Pada umumnya diasumsikan sebagai sebuah titik, namun pada kenyataannya hiposenter merupakan sebuah bidang yang luasnya bergantung pada besaran energi yang dilepaskan. Hiposenter umumnya dinyatakan dalam lintang – bujur – elevasi. Jika diasumsikan lapisan bawah permukaan adalah homogen maka hiposenter dapat ditentukan berdasarkan ilustrasi Gambar 2.8



**Gambar 2. 8** Penentuan Hiposenter (Hurukawa, 2008)

Berdasarkan Gambar 2.8, D adalah jarak hiposenter dengan stasiun pengamat dan dapat dinyatakan dalam

Persamaan (2.6) dan (2.7).

$$D = T_{PO} \times V_p \tag{2.6}$$

$$\begin{aligned} D &= T_{SO} \times V_s \\ &= (T_s - T_0) \times V_s \\ &= \{(T_s - T_p) + (T_p - OT)\} \times V_s \\ &= (T_{sp} + T_{po}) - T_p \end{aligned} \tag{2.7}$$

4. Magnitudo (kekuatan gempa), ukuran seberapa besar gempa terjadi yang digunakan untuk menggambarkan besarnya energi yang dilepaskan oleh gempa. Magnitudo dinyatakan dalam skala Richter (SR). Magnitudo gempa biasanya

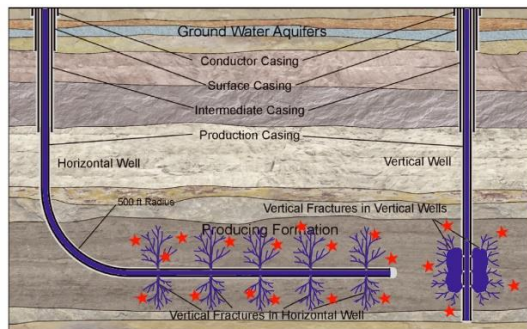
diperkirakan oleh amplitudo maksimum dari sinyal, dan periode atau durasi sinyal (W.H.K, Lee & Stewart, n.d.).

5. Intensitas gempa, digunakan sebagai skala kualitatif dari dampak terjadinya gempa berdasarkan kerusakan yang ditimbulkan. Dinyatakan dalam skala *Modified Mercalli Intensity* (MMI).

### 2.1.5 Gempa Bumi

Gempa bumi adalah peristiwa bergetar atau berguncangnya bumi karena pergerakan atau pergeseran lapisan batuan pada kulit bumi secara tiba-tiba akibat pergerakan lempeng-lempeng tektonik. Gempa bumi yang disebabkan oleh aktivitas pergerakan lempeng tektonik disebut gempa bumi tektonik. Namun selain itu, gempa bumi bisa saja terjadi akibat aktifitas gunung berapi yang disebut sebagai gempa bumi vulkanik. Menurut Folwer (1990), gempa bumi berdasarkan kedalaman fokus (*hypocenter*) sebagai berikut: gempa bumi dangkal (*shallow*) kurang dari 70 km, gempa bumi menengah (*intermediate*) kurang dari 300 km, dan gempa bumi dalam (*deep*) lebih dari 300 km atau 450 km (Fowler, 1990).

Penelitian ini fokus kepada kajian gempa bumi mikro dalam rangka proses monitoring. Investigasi mengenai gempa mikro (magnitudo  $\leq 3$  skala Richter) di zona lempeng tektonik aktif serta daerah vulkanik telah menunjukkan sistem konveksi hidrotermal dengan karakterisasi adanya aktivitas gempa mikro yang tinggi, yang kemudian membenarkan adanya kaitan hiposenter gempa mikro dengan munculnya zona rekahan akibat fluida reinjeksi serta aktivitas produksi (D. Gei, 2010).



**Gambar 2. 9** Contoh penyebab Gempa Mikro (D. Gei, 2010)

Pada Gambar 2.9 rekahan-rekahan yang menjadi jalur migrasi uap maupun air dari sistem panas bumi sendiri memiliki banyak sebab, beberapa sebab antaranya karena aktivitas vulkanik gunung api, yang menyebabkan tanah disekitar pusat getaran merekah atau pecah sehingga membuka jalan bagi uap maupun air dari sistem panas bumi yang menjadi salah satu jalur migrasi. Pada Gambar 2.9 terlihat adanya rekahan-rekahan akibat aktifitas pengeboran, hal ini menjadi salah satu



penyebab adanya gempa mikro disekitar area pengeboran, dan bisa menjadi salah satu jalur migrasi geothermal apabila berada diderah vulkanik.

### 2.1.6 Metode Geiger

Geiger memperkenalkan prosedur penentuan lokasi hiposenter gempa berdasarkan kuadrat terkecil. Metode Geiger adalah sebuah proses iterasi menggunakan optimasi Gauss-Newton untuk menentukan lokasi gempa bumi atau peristiwa seismik. Awalnya metode ini dikembangkan untuk mendapatkan *origin time* untuk penentuan hiposenter, waktu mulai dari terjadinya gempa. Lokasi gempa didefinisikan dengan lokasi hiposenter gempa ( $x_0, y_0, z_0$ ) dan *origin time*  $t_0$ . Hiposenter adalah lokasi fisik dari sumber gempa, biasanya diberikan dalam *latitude* ( $x_0$ ), *latitude* ( $y_0$ ), dan kedalaman di bawah permukaan ( $z_0$  [km]). Saat hiposenter dan waktu asal ditentukan oleh waktu kedatangan fase seismik dimulai oleh gempa pertama, lokasi akan dihitung sesuai dengan titik gempa dimulai.

Dimulai dari  $t$  adalah waktu tiba pertama (*first arrival time*) gelombang seismik di setiap stasiun pengamatan (seismometer) ke- $i$  ( $x_i, y_i, z_i$ ) dari hiposenter ( $x_0, y_0, z_0$ ), adalah waktu tempuh kalkulasi berdasarkan model kecepatan 1D bawah permukaan dan  $t_0$  adalah waktu asal (*origin time*). Secara matematis dirumuskan sebagai berikut:

$$re = t - t_0 - t^{cal} \tag{2.8}$$

Keterangan:

- $re$  : residual
- $t$  : waktu tiba gelombang (*arrival time*),
- $t_0$  : waktu kejadian gempa (*origin time*),
- $t^{cal}$  : waktu tempuh gelombang kalkulasi (*travel time calculated*),
- $t - t_0$  : Waktu tempuh gelombang hasil observasi (*tobs*)

### 2.1.7 Metode Inversi

Metode inversi ini digunakan pada bidang seismologi, karena pengamatan yang dilakukan tidak mungkin dilakukan secara langsung di bawah permukaan bumi. Proses inversi merupakan proses pengolahan data lapangan yang melibatkan teknik penyelesaian matematika dan statistik untuk mendapatkan informasi yang berguna mengenai distribusi sifat fisis bawah permukaan. Tujuan proses inversi adalah untuk mengestimasi parameter fisis batuan yang tidak diketahui sebelumnya (*unknown parameter*). Contoh masalah inversi dalam bidang geofisika adalah penentuan struktur bawah tanah, estimasi parameter-parameter bahan tambang, estimasi parameter-parameter akumulasi sumber energi, dan penentuan lokasi gempa bumi berdasarkan waktu gelombang datang.

Panda Gambar 2.10 ditunjukkan proses tujuan utama dari kegiatan eksplorasi geofisika adalah untuk membuat model bawah permukaan bumi dengan

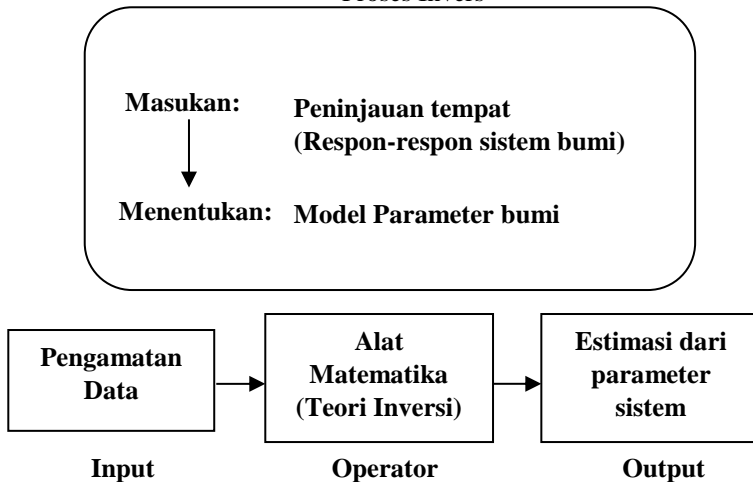
mengandalkan data lapangan yang diukur bisa pada permukaan bumi atau di bawah permukaan bumi atau bisa juga di atas permukaan bumi dari ketinggian tertentu. Untuk mencapai tujuan ini, idealnya kegiatan pengukuran harus dilakukan secara terus menerus, berkelanjutan dan terintegrasi menggunakan sejumlah ragam metode geofisika.

Seringkali bahkan hampir pasti terjadi beberapa kendala akan muncul dan tak bisa dihindari, seperti kehadiran *noise* pada data yang diukur. Ada juga kendala ke tidak lengkapan data atau malah kurang alias tidak cukup. Namun demikian, dengan analisis data yang paling mungkin, kita berupaya memperoleh informasi yang relatif valid berdasarkan keterbatasan data yang kita miliki.

Setelah proses analisis dilalui, berikutnya adalah membuat model bawah permukaan yang nantinya akan menjadi modal dasar interpretasi. Ujung dari rangkaian proses ini adalah penentuan lokasi pemboran untuk mengangkat sumber daya alam bahan tambang atau mineral dan *oil-gas* ke permukaan. Kesalahan penentuan lokasi berdampak langsung pada kerugian meteril yang besar dan waktu yang terbuang percuma. Dari sini terlihat betapa pentingnya proses analisis apalagi bila segala keputusan diambil berdasarkan data eksperimen (Supriyanto, 2007).

Beberapa metode inversi telah berhasil dikembangkan untuk memperoleh informasi mengenai parameter gempa dan struktur kecepatan gelombang gempa dari sekumpulan data waktu tiba gelombang gempa. Sejak itulah secara teoritis dan teknis struktur kecepatan gelombang gempa di bawah permukaan bumi dapat ditentukan dengan melakukan inversi pada sekumpulan data waktu tiba gelombang gempa yang terekam pada seismogram (Supriyanto, 2007)

Masalah Inversi  
Proses Invers



**Gambar 2. 10** Alur pemodelan inversi (Supriyanto, 2007)

### 2.1.8 Metode *Coupled Velocity-Hypocenter*

Dalam tugas akhir ini digunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* untuk merelokasi hiposenter gempa bumi serta untuk mendapatkan model kecepatan dan koreksi stasiun dari daerah penelitian, daerah sekitar Lapangan X. Data yang dibutuhkan adalah data gempa bumi, model awal kecepatan daerah penelitian serta lokasi stasiun.

Model kecepatan gelombang seismik bawah permukaan yang digunakan adalah Model 1D, hal ini dilakukan sebagai bentuk penyederhanaan masalah terhadap model bawah permukaan sebenarnya. Model kecepatan gelombang seismik 1D biasa digunakan sebagai prosedur dalam penentuan lokasi gempa dan sebagai awal model untuk seismik tomografi (Kissling, Service, Ellsworth, & Thurber, 1995). Salah satu metode penentuan model kecepatan gelombang seismik 1-D, adalah Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* menggunakan program VELEST3.3.

$$\begin{aligned} r_{res} &= t_{obs}^i - t_{cal}^i \\ &= \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{i=1}^n \frac{\partial f}{\partial m_i} \Delta m_i + e \end{aligned} \quad (2.21)$$

keterangan:

$r_{res}$  = residual waktu tempuh observasi dan waktu tempuh kalkulasi

$f$  = fungsi terhadap  $s, j, m, S$ = lokasi stasiun,  $h$ = lokasi hiposenter dan waktu tiba,  $m$ = model kecepatan

$k$  = jumlah hiposenter

$n$  = jumlah parameter model kecepatan dan mewakili semua kesalahan termasuk kesalahan pengamatan, perhitungan dan kesalahan model kecepatan

$i$  = jumlah stasiun

$e$  = koreksi stasiun

Salah satu metode penentuan model kecepatan gelombang seismik 1-D, adalah Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* menggunakan program VELEST versi 3.3 Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* merupakan metode relokasi gempa, penentuan model kecepatan gelombang seismik bawah permukaan 1-D, dan koreksi stasiun secara bersamaan menggunakan prinsip Metode Geiger. Metode Geiger ini menggunakan data waktu tiba gelombang P dan atau gelombang S. Anggapan yang digunakan adalah bahwa bumi terdiri dari lapisan datar yang homogen isotropik, sehingga waktu tiba gelombang gempa yang terjadi karena pemantulan dan pembiasan untuk setiap lapisan dapat dihitung. Cara yang digunakan dengan memberikan tebakan awal hiposenter, kemudian dilakukan perhitungan waktu rambat gelombang untuk setiap stasiun yang digunakan. Dari perhitungan tersebut, didapatkan residu, perbedaan antara waktu rambat gelombang yang terukur (*observed*) dengan waktu rambat gelombang yang dihitung (*calculated*) untuk setiap stasiun.

Selain itu, terdapat pembaruan model kecepatan menggunakan persamaan Kissling (1995). Perolehan model kecepatan yang telah diperbaharui menggunakan

persamaan (2.21). Dalam tahapan berikutnya, nilai-nilai tersebut digunakan dalam *forward modeling* untuk memperoleh nilai  $t_{cal}$  baru yang akan dibandingkan misfitnya dengan  $t_{cal}$  sebelumnya. Tahapan tersebut merupakan tahapan dalam VELEST3.3 untuk satu iterasi. Dalam setiap iterasinya, tercantum nilai RMS antara data waktu tempuh observasi dan waktu tempuh perhitungan, sehingga jumlah iterasi dapat diatur hingga memenuhi kriteria RMS yang diharapkan.

*Inverse modeling* dilakukan dengan menyelesaikan Matriks *Damped Least Square* [ $A^T A + L$ ] ( $A$ =Matriks Jacobi,  $A^T$ =*Transpose* Matriks Jacobi;  $L$ =Matriks *damping*). Penggunaan nilai *damping* akan memengaruhi nilai perturbasi parameter model ( $\Delta m$ ), dengan hubungan antara besarnya *damping* dan nilai  $\Delta m$  adalah berkebalikan. Hasil dari *inverse modeling* adalah vektor perbaikan parameter model ( $\Delta m$ ) yang selanjutnya diperoleh nilai parameter hiposenter, model kecepatan gelombang seismik 1D, dan koreksi stasiun.

## 2.2 Penelitian Terdahulu

Penelitian terdahulu yang dijadikan referensi adalah penelitian yang dilakukan oleh Salsabella dan Rahmawati, 2014k. Penelitian tersebut dilakukan untuk melakukan kajian fisika yang relevan mengenai perambatan gelombang seismik serta posisi hiposenter gempa bumi, memperoleh model kecepatan 1D gelombang P dan koreksi stasiun menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* di daerah, serta mengidentifikasi distribusi lokasi hiposenter gempa bumi berdasarkan hasil relokasi menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* di daerah Jawa Barat. Berdasarkan penelitian tersebut didapatkan hasil bahwa semakin dalam permukaan bumi maka semakin besar kecepatan gelombang primer yang dilalui karena lapisan bumi semakin rapat. Berdasarkan hasil model kecepatan menunjukkan 3 stasiun dengan nilai koreksi negatif (-) CBJI, CNJI dan CGJI, stasiun tersebut bernilai negatif dikarenakan jarak waktu tempuh gelombang P menuju stasiun perekam sangat cepat sehingga kecepatannya besar dibandingkan kecepatan pada model dan kandungan material di sekitar stasiun tersebut adalah batuan padat (*hardrock*). Sedangkan ada 11 stasiun dengan nilai koreksi positif (+) KASI, BLSI, SBJI, TNGI, DBJI, LEM, CTJI, KPJI, SCJI, CISI, dan CMJI, stasiun tersebut bernilai positif (+) dikarenakan jarak waktu tempuh gelombang P menuju stasiun perekam sangat lambat sehingga kecepatannya kecil dibandingkan kecepatan pada model dan kandungan material di sekitar stasiun tersebut adalah sedimen atau pasir. Letak hiposenter hasil relokasi menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* di *plotting* menggunakan Perangkat lunak ArcGis 10.1 Gempa yang terjadi di Lapangan X termasuk gempa dangkal karena dari 40 data tersebut memiliki kedalaman antara 4-44 km. Hasil relokasi ini cukup baik, hal ini dibuktikan dari nilai rata-rata RMS yang didapatkan 0,46 detik dan memiliki nilai *gap* sebesar  $161^\circ$ .

## BAB III METODOLOGI PENELITIAN

### 3.1 Lokasi Penelitian

Tugas Akhir dilakukan dengan data gempa mikro Lapangan X PT Geodipa Energy (Persero).

### 3.2 Rancangan Penelitian

Data yang digunakan dalam penelitian terdiri dari tiga komponen yaitu komponen vertikal, komponen *north* dan komponen *east*. Hasil perekaman yang digunakan merupakan *event* getaran-getaran berskala mikro. Dari rekaman tersebut dapat ditentukan episenter dan hiposenter. Menggunakan analisis Geiger, dapat diidentifikasi posisi episenter dan hiposenter gempa mikro tersebut. Akan tetapi untuk mendapatkan posisi hiposenter gempa mikro dengan tingkat akurasi yang tinggi perlu dilakukan relokasi hiposenter, dengan melibatkan struktur model kecepatan gelombang primer satu dimensi.

Peningkatan akurasi posisi hiposenter dan episenter gempa bumi mikro dilakukan dengan menggunakan Metode Inversi *Coupled Velocity-Hypocenter*. Parameter yang digunakan dalam pengolahan diantaranya adalah koordinat posisi hiposenter, episenter, kedalaman, dan magnitudo hasil pengolahan menggunakan Metode Geiger, yang kemudian ditambahkan parameter stasiun pencatat gempa dan model kecepatan inisial gelombang primer satu dimensi. Pola distribusi hiposenter hasil dari kedua metode tersebut dan model kecepatan 1-D gelombang primer hasil relokasi yang akan dianalisa dan dibandingkan perpindahannya, kemudian dilakukan lagi inversi *Coupled Velocity-Hypocenter* dengan penambahan koreksi stasiun serta penggunaan model kecepatan daerah penelitian.

### 3.3 Pengolahan Data

Salah satu metode relokasi dan untuk pembaharuan model kecepatan yang dapat digunakan adalah menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* yang dilakukan menggunakan Perangkat lunak VELEST3.3, adapun alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian tugas akhir ini adalah data gempa mikro yang terkumpul dalam *Phase Report Sheet* (PRS), perangkat lunak Google Earth Pro, Arcgis 10.5, perangkat lunak VELEST3.3, perangkat lunak Seisgram2k, notepad, Microsoft Excel dan Petrel 2015. *Input* data yang digunakan terdiri dari parameter gempa (*latitude*, *longitude*, kedalaman), magnitudo, *origin time*, *travel time*, model kecepatan dan koordinat stasiun pencatat gempa. Data diolah menggunakan model kuantitatif dengan menghasilkan relokasi hiposenter dan koreksi stasiun. Data yang digunakan berasal dari data gempa PT. GeoDipa Energy, menggunakan data gempa bumi yang berada di wilayah X. Gempa yang direkam selama 15 hari, 24 jam oleh 9 stasiun antara lain:

**Tabel 3. 1** Lokasi stasiun pengamat gempa bumi

<b>Nama Stasiun</b>	<b>X (lat) °N</b>	<b>Y (lon) °E</b>
BAN	-7.xxxx	107.xxxx
BUA	-7.xxxx	107.xxxx
BRK	-7.xxxx	107.xxxx
ZPN	-7.xxxx	107.xxxx
ULI	-7.xxxx	107.xxxx
ZUI	-7.xxxx	107. xxxx
BRB	-7.xxxx	107. xxxx
GZM	-7.xxxx	107. xxxx
ZTO	-7.xxxx	107. xxxx
BUT	-7.xxxx	107. xxxx
GBZ	-7.xxxx	107. xxxx

Dalam VELEST3.3 ini diperlukan adanya model awal kecepatan perkiraan atau tebakan awal seperti pada Tabel 3.2, berikut adalah model awal kecepatan yang digunakan dalam penelitian ini:

**Tabel 3. 2** Model kecepatan inisial

<b>Kedalaman (km)</b>	<b>Vp (km/s)</b>	<b>Vs (km/s)</b>
-3	2.49	1.45
-1	2.90	1.69
0	4.00	2.33
1	4.84	2.81
2	5.31	3.09
5	5.68	3.30

Proses pengolahan data pada penelitian ini adalah sebagai berikut:

### **3.3.1. Pengumpulan Data dari PRS**

Data-data PRS (Gambar 3.1) yang didapatkan kemudian dipilih. Tujuan dilakukannya pemilihan tersebut adalah untuk mendapatkan data yang hendak diolah sesuai dengan batasan masalah yang ditentukan sebelumnya. Setelah dilakukan pemilihan, data-data yang telah sesuai dengan batasan masalah dikumpulkan pada *file* baru pada Microsoft Excel. Informasi dari data-data yang diperlukan adalah tanggal kejadian, *origin time*, *latitude*, *longitude*, kedalaman dan magnitudo dari masing-masing *event* gempa bumi (Gambar 3.2).

### 3.3.2. Picking Gelombang P dan S

Dari data yang sudah terpilih, dilakukan proses selanjutnya *picking* gelombang P dan S untuk masing-masing *event* gempa bumi. *Picking* dilakukan untuk tiap *waveform* pada masing-masing stasiun pengamat untuk semua *event* gempa bumi yang digunakan dalam penelitian dengan menggunakan perangkat lunak Seisgram2k. Kemudian dicatat waktu hasil *picking* gelombang P dan hasil *picking* gelombang S. Dan juga dilakukan pengurangan antara waktu *picking* masing-masing gelombang dengan *origin time*.

No. Event	Stasiun	Rename Sta	Hari	Jam tp	Menit tp	Sekon tp	Jam ts	Menit ts	Sekon ts	Mag (SR)
1	b4ae	ULI	20180101_11	11	44	5.556	11	44	10.775	2.17
	b13c	ZTO		11	44	5.598	11	44	10.796	
	b269	BRK		11	44	5.551	11	44	10.770	
2	b4ae	ULI	20180101_21	21	37	35.145	21	37	38.340	2.73
	b13c	ZTO		21	37	35.322	21	37	39.396	
	b240	BUA		21	37	34.897	21	37	38.352	
	b269	BRK		21	37	35.074	21	37	38.748	
3	b4ae	ULI	20180101_22	22	54	26.138	22	54	26.610	1.93
	b13c	ZTO		22	54	26.366	22	54	27.026	
	b240	BUA		22	54	26.079	22	54	26.815	
	b269	BRK		22	54	26.223	22	54	26.854	
4	b4ae	ULI	20180101_22	22	54	38.522	22	54	39.009	2.61
	b13c	ZTO		22	54	38.738	22	54	39.147	
	b240	BUA		22	54	38.477	22	54	39.011	
	b269	BRK		22	54	38.583	22	54	39.704	
5	b4ae	ULI	20180101_23	23	07	53.496	23	07	53.974	2.00
	b13c	ZTO		23	07	53.709	23	07	54.762	
	b240	BUA		23	07	53.444	23	07	53.792	
	b269	BRK		23	07	53.594	23	07	54.245	
6	b4ae	ULI	20180101_23	23	13	30.778	23	13	31.395	1.95
	b13c	ZTO		23	13	31.016	23	13	31.590	
	b240	BUA		23	13	30.737	23	13	31.063	
	b269	BRK		23	13	30.840	23	13	31.841	
7	b4ae	ULI	20180101_23	23	56	3.877	23	56	4.309	1.79
	b13c	ZTO		23	56	4.072	23	56	4.782	
	b240	BUA		23	56	3.804	23	56	4.556	
	b269	BRK		23	56	3.930	23	56	4.948	
8	b4ae	ULI	20180101_23	23	56	16.835	23	56	17.273	2.07
	b13c	ZTO		23	56	17.045	23	56	17.696	
	b240	BUA		23	56	16.776	23	56	17.523	
	b269	BRK		23	56	16.809	23	56	17.715	

Gambar 3. 1 Data-data PRS

OT	TT P	TT S	X S	Y E
1.64	3.92	9.14	7.	107.
	3.96	9.16		
	3.91	9.13		
32.16	2.99	6.19	7.	107.
	3.17	7.24		
	2.74	6.20		
	2.92	6.59		
25.32	0.82	1.29	7.	107
	1.05	1.71		
	0.76	1.50		
	0.90	1.54		
37.67	0.86	1.34	7.	107.
	1.07	1.48		
	0.81	1.35		
	0.92	2.04		
52.36	1.14	1.64	7.	107.
	1.35	2.43		
	1.09	1.46		
	1.24	1.91		
29.95	1.28	1.45	7.	107.
	1.52	1.64		
	1.24	1.11		
	1.35	1.89		
2.90	0.98	1.41	7.	107.
	1.18	1.89		
	0.91	1.66		
	1.03	2.05		

**Gambar 3. 2** *Input data origin time, travel time, koordinat dan rms*

### 3.3.3. Penentuan Lokasi Awal Hiposenter

Setelah didapatkan data-data yang akan diolah dan telah sesuai dengan batasan masalah, maka dilakukan proses selanjutnya *plotting* hiposenter menggunakan perangkat lunak ArcMap 10.1. Kemudian dilakukan proses pemilihan kembali untuk hiposenter yang telah diplot. Pemilihan dilakukan agar pengolahan menggunakan RMS kecil. Penyortiran juga dilakukan untuk *file* Excel, sehingga untuk pengolahan selanjutnya digunakan *file* yang terbaru tersebut.

### 3.3.4. Pengolahan Data Menggunakan VELEST3.3

Pada pengolahan data menggunakan perangkat lunak VELEST3.3, diperlukan *input* data dengan format extension *file* sebagai berikut:

- \*.cmn adalah kontrol parameter.
- \*.sta adalah list stasiun beserta posisinya.
- \*.mod adalah perkiraan model kecepatan.
- \*.cnv adalah data gempa bumi.

sehingga menghasilkan data *output* sebagai berikut:

- \*.out (main-print *output*, hiposenter baru hasil relokasi dan *travel time*, koreksi stasiun, serta model kecepatan baru).

Berikut adalah beberapa *file* yang digunakan dalam perangkat lunak VELEST3.3, penulisan *input* berupa data berupa lokasi stasiun dengan format \*.sta adalah:



(a4, f7.4, a1, 1x, f8.4, a1, 1x, i4, 1x, i1, 1x, i3, 1x, f5.2, 2x, f5.2)										
BA	1879S	4469E	0	1	1	0.00	0.00	1		
BU	1879S	4346E	0	1	2	0.00	0.00	1		
BR	1933S	4273E	0	1	3	0.00	0.00	1		
ZP	1790S	4148E	0	1	4	0.00	0.00	1		
UL	1718S	4190E	0	1	5	0.00	0.00	1		
ZU	1800S	4263E	0	1	6	0.00	0.00	1		
BR	1760S	4340E	0	1	7	0.00	0.00	1		
ZT	1842S	4099E	0	1	8	0.00	0.00	1		
BU	1917S	4147E	0	1	9	0.00	0.00	1		

**Gambar 3.3** *Input* stasiun dalam perangkat lunak VELEST3.3

Pada Gambar 3.3 parameter stasiun meliputi *latitude*, *longitude*, nama stasiun digunakan untuk memperoleh koreksi stasiun atau koreksi travel time data yang terekam oleh stasiun pencatat gempa.

Sedangkan penulisan *input* berupa data gempa bumi dengan format \*.cnv adalah sebagai berikut:

```

180101 1144 1.78 07.      107.      2.17  0.00      2  0.0 0.05  1.0  1.0
ULIMP0  3.78ZTOMP0  3.82BRKMP0  3.77ULIMS0  9.00ZTOMS0  9.02BRKMS0  8.99

180101 2137 32.18 07.      107.      2.73  0.00      2  0.0 0.05  1.0  1.0
ULIMP0  2.97ZTOMP0  3.14BRKMP0  2.89BUAMP0  2.72ULIMS0  6.16ZTOMS0  7.22
BRKMS0  6.57BUAMS0  6.17

180101 2254 25.48 07.      107.      1.93  0.00      1  0.0 0.05  1.0  1.0
ULIMP0  0.66ZTOMP0  0.89BRKMP0  0.74BUAMP0  0.60ULIMS0  1.13ZTOMS0  1.55
BRKMS0  1.37BUAMS0  1.34

180101 2254 37.79 07.      107.      2.61  0.00      1  0.0 0.05  1.0  1.0
ULIMP0  0.73ZTOMP0  0.95BRKMP0  0.79BUAMP0  0.69ULIMS0  1.22ZTOMS0  1.31
BRKMS0  1.91BUAMS0  1.22

180101 23 7 52.56 07.      107.      2.00  0.00      1  0.0 0.05  1.0  1.0
ULIMP0  0.94ZTOMP0  1.15BRKMP0  1.03BUAMP0  0.88ULIMS0  1.41ZTOMS0  2.20
BRKMS0  1.69BUAMS0  1.23

180101 2313 30.17 07.      107.      1.95  0.00      1  0.0 0.05  1.0  1.0
ULIMP0  0.61ZTOMP0  0.85BRKMP0  0.67BUAMP0  0.57ULIMS0  1.23ZTOMS0  1.42
BRKMS0  1.67BUAMS0  0.89

180101 2356 3.10 07.      107      1.79  0.00      1  0.0 0.05  1.0  1.0
ULIMP0  0.78ZTOMP0  0.97BRKMP0  0.83BUAMP0  0.70ULIMS0  1.21ZTOMS0  1.68
BRKMS0  1.85BUAMS0  1.46

180101 2356 16.10 07.      107.      2.07  0.00      1  0.0 0.05  1.0  1.0
ULIMP0  0.73ZTOMP0  0.95BRKMP0  0.71BUAMP0  0.68ULIMS0  1.17ZTOMS0  1.60
BRKMS0  1.62BUAMS0  1.42

```

**Gambar 3.4** *Input* data gempa bumi dalam perangkat lunak VELEST3.3

Pada *input* parameter hiposenter (Gambar 3.4) informasi yang dibutuhkan yaitu tanggal data, *origin time*, *latitude*, *longitude*, magnitudo, *travel time* gelombang P, dan gelombang S.

Untuk selanjutnya adalah *velocity input* (Gambar 3.5) yang digunakan dengan format \*.mod sebagai berikut:

```

CALAVERAS1D-modell (mod1.1 EK280993)   Ref. station ZUIM
6          vel,depth,vdamp,phase (f5.2,5x,f7.2,2x,f7.3,3x,a1)
2.38      -3.0    001.00                P-VELOCITY MODEL
2.74      -1.0    001.00
2.80       0.0    001.00
3.25       1.0    001.00
4.40       2.0    001.00
5.32       5.0    001.00

```

**Gambar 3. 5** *Input velocity* model dalam perangkat lunak VELEST3.3

Parameter model kecepatan pada Gambar 3.5 yang digunakan dalam pengolahan perangkat lunak VELEST3.3 perlu digunakan untuk mendapatkan model kecepatan daerah penelitian tiap lapisan atau tiap kedalaman yang akan dibandingkan dengan model lapisan pada geologi regional.

Dalam VELEST3.3 ini terdapat pula parameter kontrol, yang digunakan sebagai tempat pengaturan umum. Format yang digunakan adalah \*.cmn, sebagai berikut:

```

***** CONTROL-FILE FOR PROGRAM V E L E S T (28-SEPT1993) *****
***
*** ( all lines starting with * are ignored! )
*** ( where no filename is specified,
***   leave the line BLANK. Do NOT delete!)
***
*** next line contains a title (printed on output):
CALAVERAS area7 1.10.93 EK startmodell vers. 1.1
***   starting model 1.1 based on Castillo and Ellsworth 1993, JGR
***   olat      olon  icoordsystem      zshift  itrial  ztrial  ised
-07.1800      -107.4263      0          0.000      0      0.00      0
***
***   neqs      nshot      rotate
082           0           0.0
***
***   isingle   iresolcalc
0             0
***
***   dmax      itopo      zmin      veladj      zadj      lowveloclay
360           0          -0.20      0.20       5.00       0
***
***   nsp       swtfac     vpvs      nmod
1             0.00      0.000      1
***
***   othet     xythet     zthet     vthet     stathet
0.01          0.01          0.01      01.        0.01
***
***   nsinv     nshcor     nshfix     iuseelev   iusestacorr
1             0           0           1           0

```

**Gambar 3. 6** *Input* parameter kontrol dalam perangkat lunak VELEST3.3

Pada Gambar 3.6 parameter kontrol pada perangkat lunak VELEST3.3 mengikuti *default* pada VELEST3.3

### 3.3.5. Relokasi Posisi Hiposenter

Setelah didapatkan hasil *latitude*, *longitude*, dan kedalaman baru, dilakukan kembali proses *plotting* hiposenter menggunakan perangkat lunak ArcMap 10.1. Kemudian dilakukan perbandingan antara hiposenter sebelum dan sesudah relokasi. Dan dilakukan analisa terhadap hasil tersebut.

Selain itu, dilakukan perhitungan pula untuk pergeseran yang terjadi, berikut adalah persamaan yang digunakan:

Pergeseran *Latitude* (X)

$$X = \sqrt{(Lat_{relokasi} - Lat_{awal})^2} \quad (3.1)$$

Pergeseran *longitude* (Y)

$$Y = \sqrt{(lon_{relokasi} - lon_{awal})^2} \quad (3.2)$$

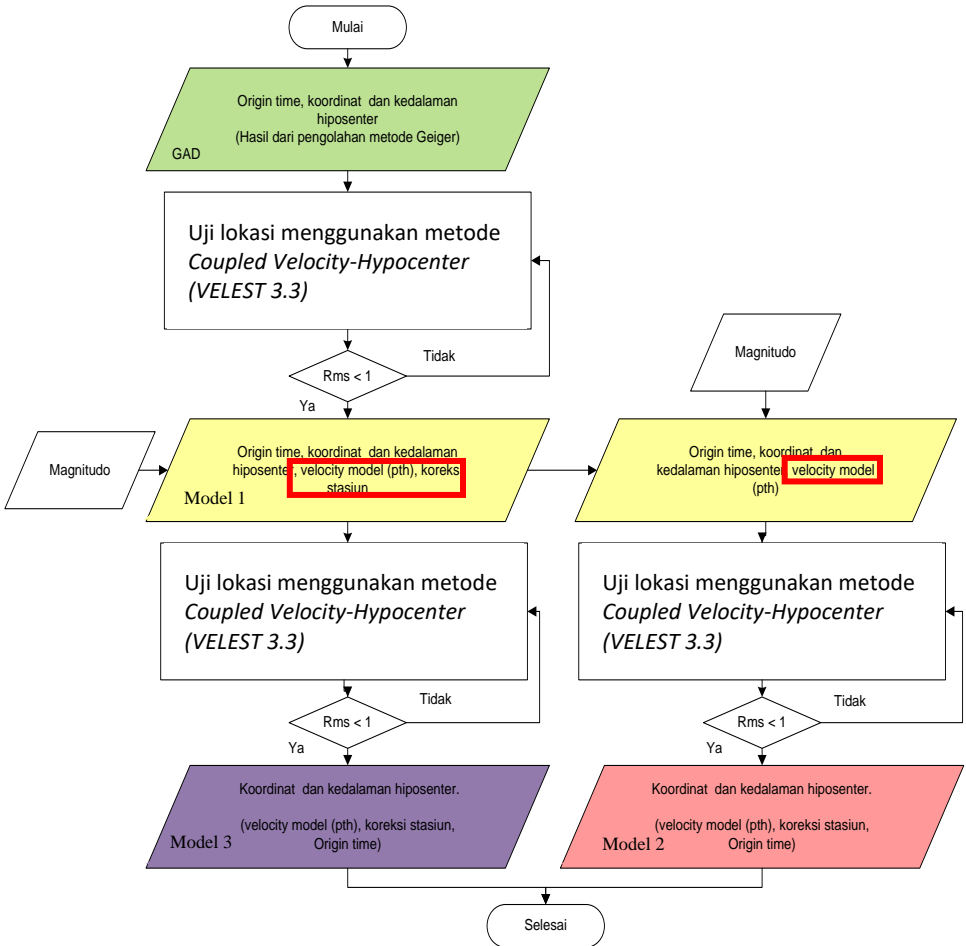
Pergeseran kedalaman (Z)

$$Z = \sqrt{(dep_{relokasi} - dep_{awal})^2} \quad (3.3)$$

Besar pergeseran hiposenter (R)

$$R = \sqrt{(X^2 + Y^2)} \quad (3.4)$$

### 3.4 Tahap Penelitian



Gambar 3. 7 Diagram Alir Penelitian

Setelah pengumpulan data MEQ, data diolah menggunakan Metode GAD (*Geiger Method with Adaptive Damping*) dan dijadikan data awal pada penelitian ini, uji hiposenter menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* dengan perangkat lunak VELEST3.3, *input* yang digunakan yaitu *origin time*, *travel time*, parameter hiposenter (*latitude*, *longitude*, kedalaman) dari GAD, model kecepatan inisial, dan magnitudo. *Output* pada Model 1 antara lain *origin time*, parameter hiposenter terbaru (*latitude*, *longitude*, kedalaman), koreksi stasiun, serta model kecepatan baru hasil relokasi Model 1 yaitu model kecepatan PTH, apabila RMS lebih dari 1 detik maka dilakukan pengulangan sampai RMS kurang dari 1 detik. Pada Model 1 dilakukan pengulangan (iterasi) Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* menggunakan perangkat lunak VELEST3.3, untuk menghasilkan Model 2 *input* yang digunakan yaitu *origin time*, parameter hiposenter, model kecepatan PTH, tanpa koreksi stasiun, apabila RMS lebih dari 1 detik maka dilakukan pengulangan sampai RMS kurang dari 1. Pada iterasi kedua yaitu Model 3 (Gambar 3.7) dilakukan pengulangan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* menggunakan perangkat lunak VELEST 3.3, *input* yang digunakan yaitu *origin time*, parameter hiposenter, model kecepatan PTH, dan koreksi stasiun nilai koreksi tiap stasiun ditambahkan pada tiap data yang terekam oleh stasiun yang terkoreksi, apabila RMS lebih dari 1 maka dilakukan pengulangan sampai RMS kurang dari 1 detik. Setelah dilakukan iterasi, dilakukan *plotting* episenter dengan menggunakan perangkat lunak Arcgis 10.5 dan *plotting* hiposenter secara 3D dengan menggunakan perangkat lunak Petrel 2015. Hasil *plotting* semua Model dibandingkan dan dianalisa berdasarkan dari histogram RMS yang dihasilkan.

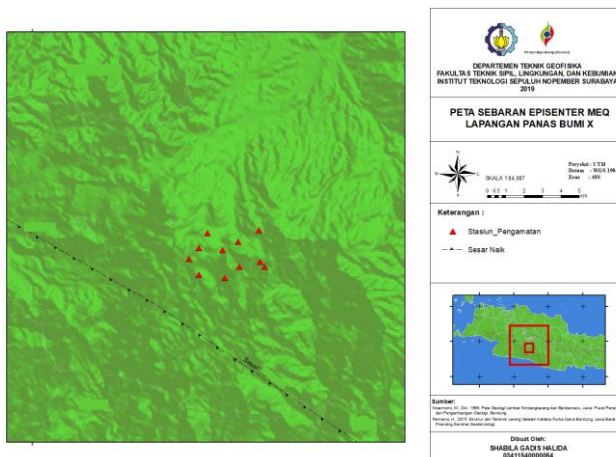
*Halaman ini sengaja dikosongkan*

## BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

Penelitian menggunakan data gempa bumi mikro lapangan panas bumi X. Data didapat dari PT. GeoDipa Energy. Fokus utama yang di bahas dari hasil Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* pada penelitian ini adalah relokasi hiposenter, model kecepatan terbaru dan pengaruh koreksi stasiun. Waktu tiba gelombang primer dan sekunder merupakan faktor penting disamping kecepatan gelombang dan waktu terjadinya gempa dalam menentukan relokasi hiposenter, gelombang primer merupakan gelombang yang tercatat pertama kali pada seismometer, karena kecepatannya yang tergolong tinggi dan dapat merambat melalui tiga medium yaitu padat, cair, dan gas. Hal tersebut menjadikan gelombang primer menjadi sangat mudah di deteksi sehingga waktu tiba atau waktu tempuh gelombang P menjadi salah satu elemen penentu hiposenter.

### 4.1 Relokasi Hiposenter Gempa Bumi Menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter*

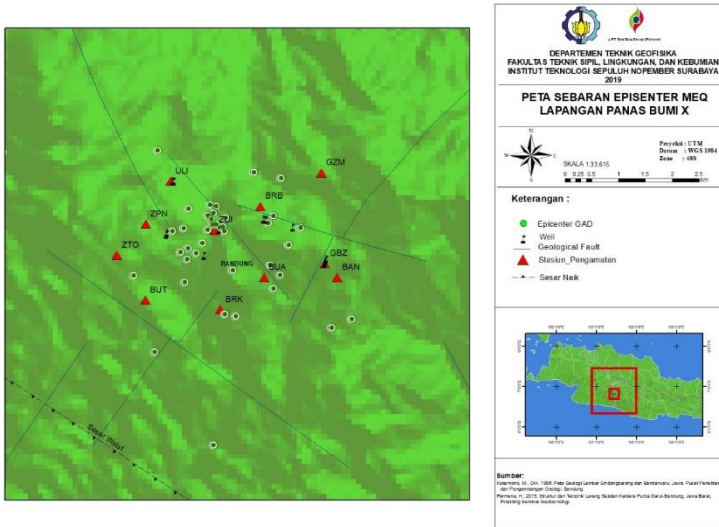
Pada penelitian ini digunakan 50 *event* gempa mikro, magnitudo gempa bumi yang digunakan dalam penelitian ini adalah tidak lebih besar dari 3 skala Richter. Relokasi hiposenter yang digunakan dalam penelitian ini menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter*. Dalam penelitian ini digunakan 9 stasiun pencatat gempa (Gambar 4.1), berikut persebaran stasiun pencatat gempa pada lokasi penelitian:



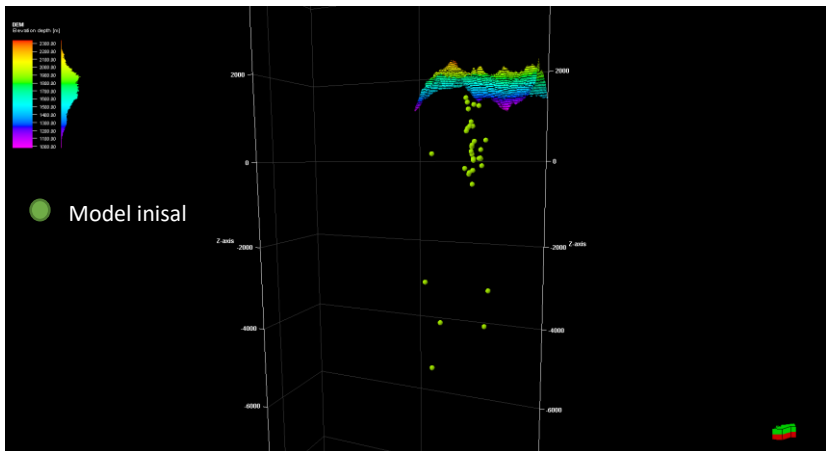
Gambar 4. 1 Lokasi stasiun pencatat

### 1.1.1 Relokasi Model 1

Sebelum melakukan relokasi hiposenter, pada Gambar 4.2 dilakukan *plotting* episenter untuk mengetahui posisi awal episenter gempa mikro dari data hasil Geiger, serta *plotting* awal hiposenter data GAD (Gambar 4.3)



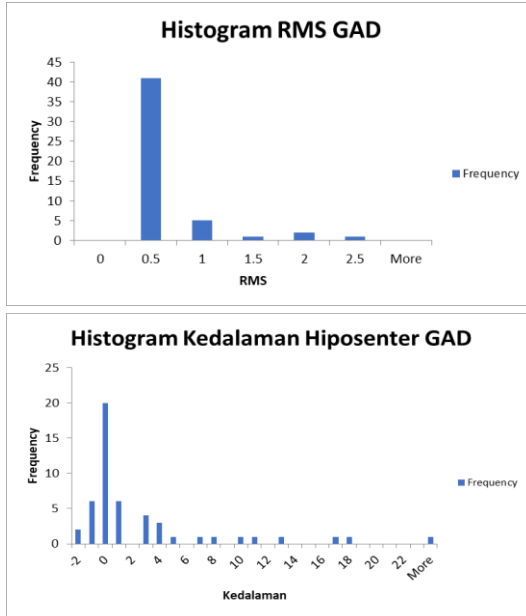
Gambar 4. 2 *Plotting* episenter awal



Gambar 4. 3 Persebaran kedalaman hiposenter GAD

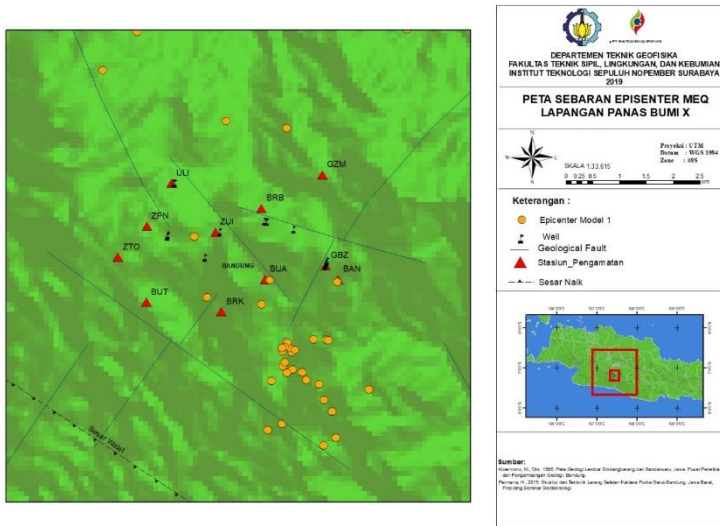


(Christensen, 1982)

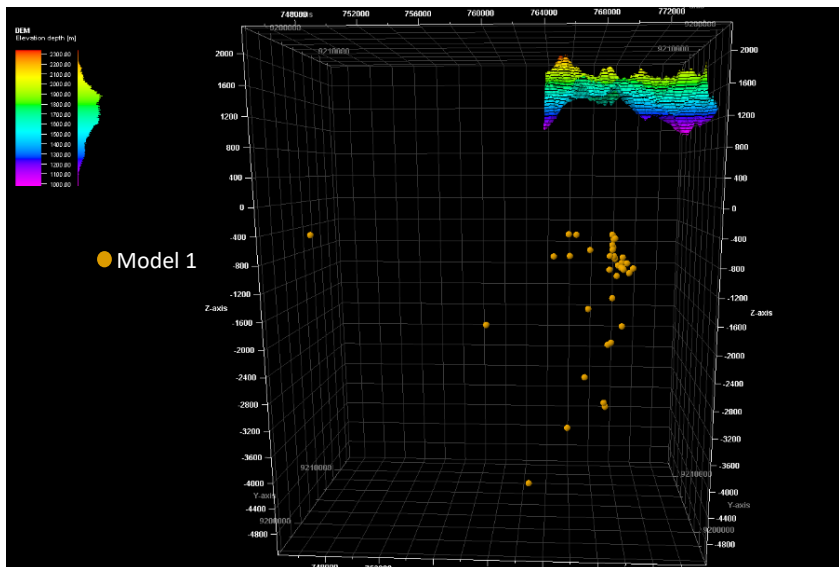


**Gambar 4. 4** Histogram RMS dan kedalaman hiposenter GAD

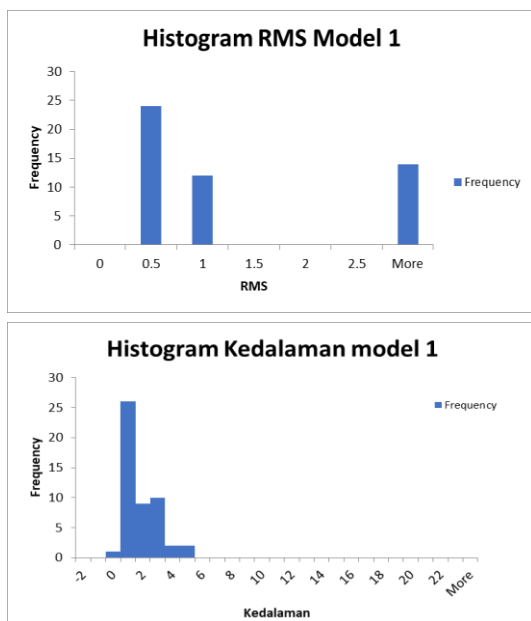
sebelum dilakukan relokasi menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter*, persebaran hiposenter terdapat area sekitar stasiun dengan persebaran yang kurang terkelompokan dengan magnitudo 1.73 skala Richer sampai dengan 2.73 skala Richter. Pada Gambar 4.4, kedalaman hiposenter awal terkelompokkan pada kedalaman 0 km sampai 1 kilometer, pada model awal rentang RMS yaitu 0.5 detik sampai 2.5 detik, RMS didominasi pada 0.5 detik. Kemudian dari serangkaian data tersebut, diolah dengan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* dalam perangkat lunak VELEST 3.3 dapat dilihat pada persebaran episenter pada Gambar 4.5



Gambar 4. 5 Plotting relokasi hiposenter (Model 1)



Gambar 4. 6 Plotting kedalaman hiposenter Model 1



**Gambar 4. 7** Histogram RMS dan kedalaman hiposenter Model 1

Didapatkan hasil pada Gambar 4.5. Dari gambar tersebut, terlihat bahwa terjadi pergeseran posisi horizontal baik *latitude* maupun *longitude* dari setiap *event* gempa bumi di daerah X. Selain terjadi perubahan posisi horizontal, juga terjadi perubahan vertikal kedalaman hiposenter gempa bumi. Dari persebaran pada Gambar 4.6 diatas dapat diketahui bahwa relokasi hiposenter Model 1 menunjukkan hiposenter terkumpul pada kedalaman 0.5 km sampai 1 km dibawah permukaan laut. Hasil relokasi pada Gambar 4.5 menunjukkan persebaran episenter, terkelompokan di tenggara stasiun dengan arah barat laut-tenggara. Pada Gambar 4.7 histogram menunjukkan kedalaman hiposenter sangat beragam, dari kedalaman 1 km hingga 2 km dibawah permukaan laut. Histogram RMS pada Gambar 4.7 menunjukkan variasi RMS yang beragam yaitu 0.5 detik sampai dengan 2.5 detik. Dalam metode ini, selain didapatkan hasil relokasi hiposenter gempa bumi, juga didapatkan model kecepatan baru (Tabel 4.1). RMS lebih dari 1 detik dikarenakan input data masih menggunakan data GAD dan adanya penambahan parameter model kecepatan inisial menjadikan eror belum kurang dari 1 detik, oleh karena itu dilakukan iterasi atau pengulangan pada Model 2 dan Model 3 untuk mendapatkan eror yang lebih kecil.

**Tabel 4. 1** Model Kecepatan sesudah relokasi Model 1

<b>Kedalaman (km)</b>	<b>Kecepatan (km/s)</b>
-3.0	2.38
-1.0	2.74
0.0	2.82
1.0	3.25
2.0	4.40
5.0	5.32

Berdasarkan data kecepatan gelombang yang didapat pada Tabel 4.1, terjadi perubahan pada tiap lapisan (kedalaman), jika dibandingkan dengan model kecepatan insial. Karena adanya perbedaan cangkupan, kondisi letak geografis pada daerah penelitian dan kurun waktu pengambilan data penelitian. Daerah penelitian terdapat pada daerah vulkanik, berdasarkan berdasarkan tabel 4.1, model kecepatan Model 1 didapat nilai kecepatan gelombang seismik batuan vulkanik pada kedalaman -3 km dengan kecepatan 2.38 km/s, kecepatan tersebut dapat dikatan kecepatan batuan vulkanik *Silicic Tuff* (Christensen, 1982).

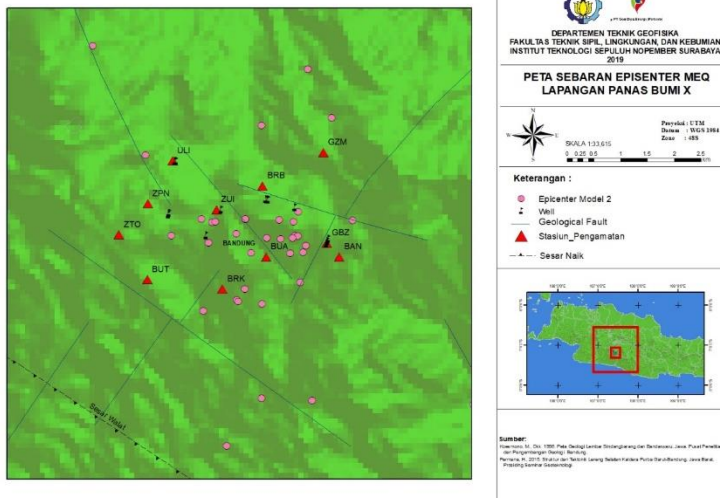
Selain model kecepatan dan relokasi hiposenter gempa bumi, dari metode ini juga akan didapatkan koreksi stasiun pda Tabel 4.2. Dalam penelitian ini menggunakan 9 stasiun yang berada di lokasi penelitian. Koreksi stasiun merupakan koreksi waktu yang dibutuhkan gelombang P untuk sampai pada stasiun perekam. Berikut merupakan tabel koreksi stasiun yang dapat digunakan sebagai acuan untuk mengetahui struktur geologi yang ada di bawah permukaan stasiun pencatat gempa bumi:

**Tabel 4. 2** Koreksi Stasiun Lapangan Model 1

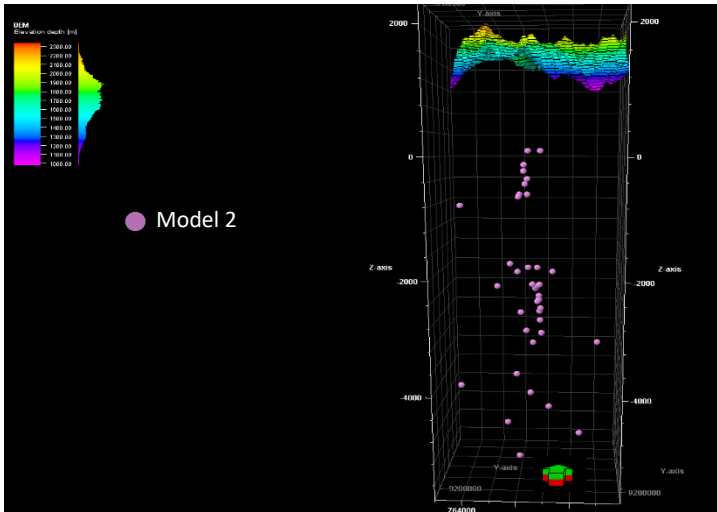
stasiun	selisih waktu(detik)
BANM	0.0252
BUAM	-0.1101
BRKM	-0.2167
ZPNM	0.2867
ULIM	-1.3873
ZUIM	-0.137
BRBM	-0.3502
ZTOM	-0.851
BUTM	0

Dari 9 stasiun pencatat gempa bumi yang digunakan dalam penelitian ini (Tabel 4.2), ada 6 stasiun yang bernilai koreksi negatif (-), kemudian ada 2 stasiun yang bernilai koreksi positif (+), dan 1 stasiun yang mempunyai nilai koreksi 0 s BUTM, BUTM merupakan stasiun referensi yang digunakan pada penelitian ini. Nilai *delay* ini yang akan di tambahkan pada *travel time* gelombang P dan gelombang S pada Model 3.

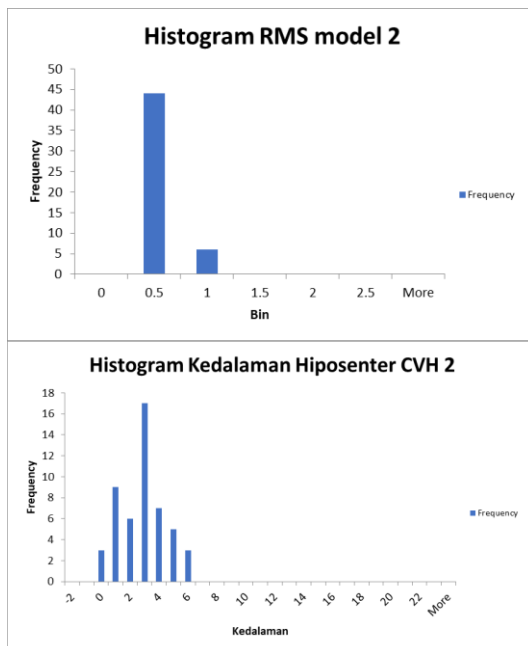
### 1.1.2 Relokasi Model 2



**Gambar 4. 8** Plotting relokasi hiposenter Model 2



Gambar 4. 9 Plotting kedalaman relokasi hiposenter Model 2



Gambar 4. 10 Histogram RMS dan kedalaman Model 2

Pada Gambar 4.8 Model 2 mengalami perpindahan beberapa data pada *latitude*, *longitude* dan kedalaman mengalami pergeseran setelah direlokasi namun tetap berada di wilayah yang sama daerah sesar X. Pada Gambar 4.9 *plotting* Model 2 dapat dilihat bahwa posisi hiposenter gempa bumi mengalami pergeseran yang relatif kecil, memiliki persebaran yang terkelompokkan di bagian tengah tidak jauh dengan Model 1, namun episenter pada Gambar 4.8 lebih terkelompokkan dekat dengan stasiun pencatat gempa serta semakin mendekati sesar X yang dekat dengan daerah penelitian, dapat diduga gempa yang terjadi merupakan proses patahan atau penyesaran pada daerah sekitar penelitian mengikuti arah sesar tersebut, dengan magnitudo maksimal 2.3 skala Richter. Kedalaman hiposenter terkelompokkan pada kedalaman 3 km (Gambar 4.10), RMS pada histogram Gambar 4.10 menunjukkan RMS dominasi pada 0.5 detik.

**Tabel 4. 3** Model Kecepatan sesudah relokasi Model 2

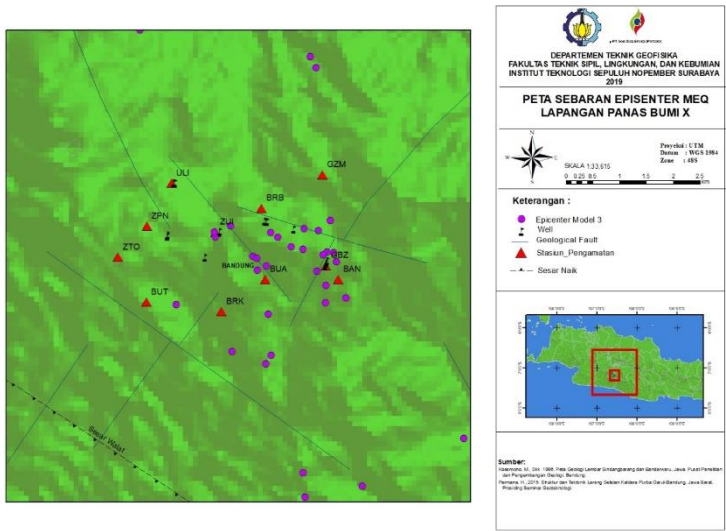
<b>Kedalaman (km)</b>	<b>Kecepatan (km/s)</b>
-3.00	2.27
-1.00	2.53
0.00	2.71
1.00	3.28
2.00	4.13
5.00	4.98

**Tabel 4. 4** Koreksi Stasiun Model 2

<b>stasiun</b>	<b>Selisih waktu (detik)</b>
BANM	-0.0271
BUAM	0.1437
BRKM	-0.0607
ZPNM	0.3.642
ULIM	-1.3034
ZUIM	-0.1201
BRBM	-0.1743
ZTOM	-0.8607
BUTM	0

Pada Tabel 4.4, dari 9 stasiun pencatat gempa bumi yang digunakan dalam penelitian ini, ada 6 stasiun yang bernilai koreksi negatif (-), kemudian ada 2 stasiun yang bernilai koreksi positif (+), dan 1 stasiun yang mempunyai nilai koreksi 0 s BUTM, BUTM merupakan stasiun referensi yang digunakan pada penelitian ini. Stasiun referensi ini dipilih karena memenuhi kriteria sebagai stasiun seismik dengan kualitas yang tinggi, waktu perekaman gempa yang panjang, serta mencatat sedikitnya 50 persen dari fase yang ada dibanding stasiun lainnya. Dengan mengetahui struktur kecepatan dekat permukaan di sekitar bawah stasiun referensi, interpretasi keterlambatan (waktu *delay*) dapat diketahui secara kualitatif. Waktu *delay* stasiun bernilai negatif menunjukkan bahwa waktu tempuh gelombang P lebih cepat untuk sampai pada stasiun pencatat dikarenakan struktur tanah di bawah stasiun seismik tersebut tersusun atas bebatuan padat (*hardrock*). Sedangkan waktu *delay* stasiun bernilai positif mengindikasikan bahwa struktur batuan stasiun seismik tersebut tersusun atas batuan sedimen yang menyebabkan gelombang P merambat lebih lambat untuk sampai pada stasiun pencatat (Madlazim dkk, 2010). Pada Tabel 4.3 model kecepatan yang didapatkan berupa lapisan vulkanik didominasi tuf breksi.

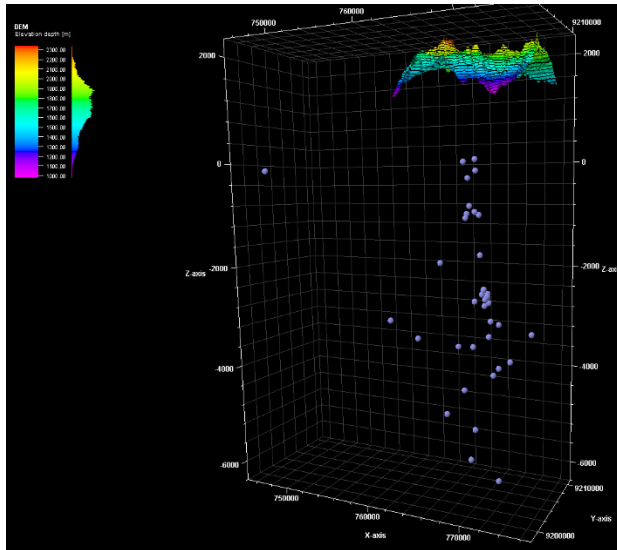
### 1.1.3 Relokasi Model 3



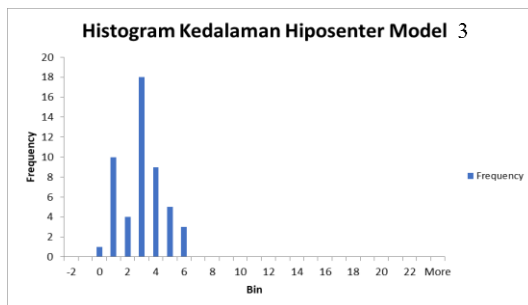
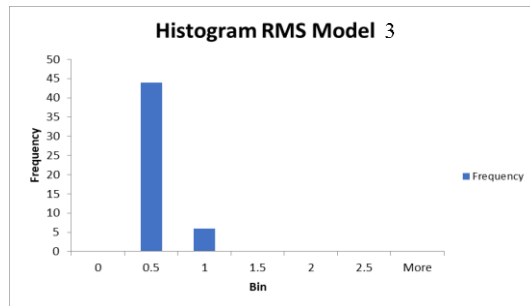
**Gambar 4. 11** *Plotting* relokasi hiposenter Model 3

Pada Gambar 4.11 persebaran episenter Model 3, episenter terkelompokkan di daerah stasiun pencatat, dengan beberapa titik episenter terkumpul disekitar daerah sumur produksi dan sumur injeksi.





Gambar 4. 12 *Plotting* kedalaman relokasi hiposenter Model 3



Gambar 4. 13 Histogram RMS dan kedalaman Model 3

Untuk kedalaman Model 3 (Gambar 4.12), dapat dilihat pada histogram, Model 3 memiliki kedalaman yang terkelompok dikedalaman 3 km dengan RMS yang terdominasi pada 0.5 detik, RMS memiliki rentang RMS dari 0.5 detik - 1 detik (Gambar 4.13) sehingga Model 3 memiliki RMS yang lebih bagus dibandingkan dengan model inisial, Model 1, dan Model 2, selain itu model kecepatan yang didapat memiliki kesamaan dengan stratigrafi daerah penelitian, model kecepatan merupakan kecepatan tiap lapisan di daerah penelitian, pada daerah penelitian tugas akhir ini, daerah didominasi oleh breksi tuf, breksi andesit, serta lava, dan lahar.

**Tabel 4. 5** Model Kecepatan sesudah relokasi Model 3

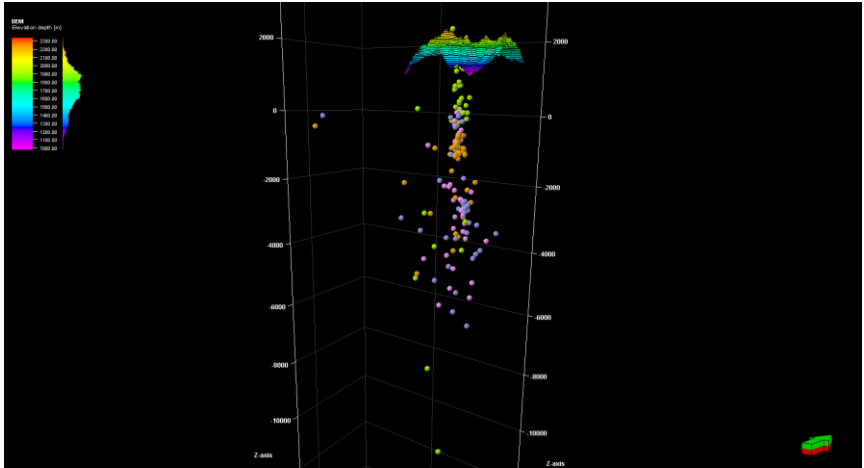
<b>Kedalaman (km)</b>	<b>Kecepatan (km/s)</b>
-3.00	2.38
-1.00	2.41
0.00	2.79
1.00	2.96
2.00	3.17
5.00	4.63

**Tabel 4. 6** Koreksi Stasiun Model 3

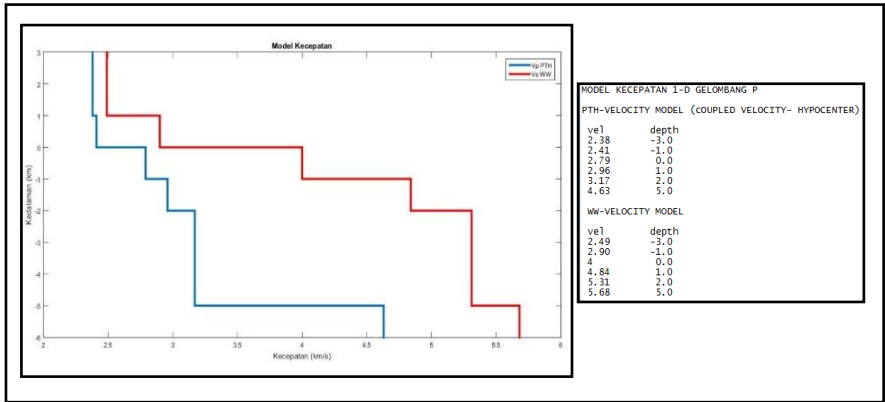
<b>stasiun</b>	<b>Selisih waktu (detik)</b>
BANM	-0.26
BUAM	-0.45
BRKM	-0.82
ZPNM	0.2
ULIM	-1.54
ZUIM	-1.03
BRBM	-0.83
ZTOM	-1.01
BUTM	0

Pada relokasi Model 3, Tabel 4.6 menunjukkan koreksi stasiun atau koreksi *travel time* yang ditambahkan atau dikurangkan kepada setiap *event* atau data yang terekam oleh stasiun pencatat yang terkoreksi, hal ini untuk membuktikan bahwa koreksi

stasiun atau koreksi *travel time* berpengaruh terhadap *output* yang dihasilkan, tak hanya RMS dan model kecepatan daerah penelitian (Tabel 4.5), penambahan koreksi stasiun juga memengaruhi parameter hiposenter hasil relokasi, didapat hiposenter gempa hasil relokasi memiliki arah barat laut-tenggara mengikuti patahan disekitar daerah penelitian.



**Gambar 4. 14** Perbandingan *plotting* kedalaman hiposenter model awal (hijau), Model 1 (kuning), Model 2 (merah muda), dan Model 3 (ungu)



**Gambar 4. 15** Model kecepatan (*Velocity model*) Model 3

Adanya perbaikan hiposenter ini dilakukan karena beberapa data awal gempa bumi belum teliti. Oleh karena itu perlu perbaikan hiposenter yang baru, dan Gambar 4.2 merupakan hiposenter sebelum direlokasi atau data model awal (hijau) dan setelah direlokasi (warna kuning) dan iterasi pertama yaitu Model 1 (kuning). Dalam hasil Model 1 *latitude*, *longitude* dan kedalaman mengalami pergeseran setelah direlokasi namun tetap berada di wilayah yang sama sekitar daerah penelitian. Dapat dibandingkan pula episenter sebelum relokasi (Gambar 4.2) dan sesudah relokasi Model 1 (Gambar 4.5). Dari gambar tersebut, terlihat pergeseran dari lokasi hiposenter gempa bumi. Episenter Model 1 hasil relokasi memiliki arah barat laut-tenggara, dari peta sebaran hiposenter terlihat jika terjadi perbedaan antara hiposenter awal dan hiposenter setelah dilakukan relokasi. Pada Gambar 4.5 hiposenter yang telah direlokasi lebih condong mendekati ke arah zona sesar dibandingkan dengan hiposenter awal. Kedalaman relokasi hiposenter pada Model 1 dikelompokkan pada kedalaman 1 km sampai 2 km dengan varian nilai *error* 0.5 km sampai di atas 2.5 km. Untuk mendapatkan hasil parameter hiposenter yang lebih baik, dilakukan iterasi atau pengulangan untuk mendapatkan Model 2 dan Model 3 dengan memberi perlakuan berbeda pada tiap *input* datanya, yaitu pada Model 2 *input* data yang digunakan yaitu *origin time*, parameter hiposenter (*latitude*, *longitude*, kedalaman), model kecepatan PTH, dan magnitudo. Indikator yang digunakan untuk menentukan hasil relokasi ini baik adalah nilai RMS (*Root Mean Square*). Data waktu tiba gelombang P dari gempa mikro dengan kualitas baik akan memberikan nilai RMS *travel time* residual yang kecil, karena penentuan waktu tiba gelombang P akan memengaruhi besarnya nilai *travel time* gelombang P observasi. Hiposenter yang dihasilkan dari relokasi Model 3 memiliki distribusi nilai RMS yang lebih baik jika dibandingkan dengan distribusi RMS Model 1 dan Model 2, hal ini ditunjukkan pada Gambar 4.13, nilai RMS tersebar antara nilai 0.5 sampai dengan 1 detik dengan RMS dominan pada 0,5 detik, sedangkan nilai RMS Model 1 memiliki sebaran diantara nilai 0.5 sampai dengan 2.5 detik, terdapat 10 kejadian gempa bumi yang memiliki RMS di atas 1 detik yang terdapat pada Gambar 4.4, RMS pada Model 1 lebih besar dibandingkan Model 2 dikarenakan Model 1 masih menggunakan parameter hiposenter dari model awal, serta model kecepatan yang digunakan masih menggunakan model kecepatan inisial, yang bukan merupakan model kecepatan daerah penelitian. Nilai RMS pada Model 2 dan Model 3 lebih kecil dibandingkan dengan model awal yang terdapat pada Gambar 4.10 dan Gambar 4.13 dikarenakan model awal yang digunakan adalah model kecepatan PTH hasil relokasi Model 1 serta nilai *travel time* gelombang P yang ditambah dengan nilai koreksi stasiun pada Model 3, ini berguna untuk menambahkan keakuratan data relokasi hiposenter. Pada Model 2 dan Model 3 *output* yang dihasilkan memiliki perbedaan yang cukup signifikan, yaitu pada kedalaman (Gambar 4.14), RMS serta model kecepatannya, Model 3 memiliki hasil lebih baik dibandingkan model lainnya, dilihat dari model kecepatan pada Gambar 4.15 yang memiliki kecepatan lapisan sesuai dengan geologi regionalnya. Struktur geologi di Pulau Jawa pada umumnya berarah baratlaut-tenggara, beberapa tempat berarah baratlaut-timurlaut bahkan

sebagian berarah barat-timur. Pola tektonik di Pulau Jawa sangat dipengaruhi oleh gejala tumbukan antara lempeng Samudra Hindia ke bawah lempeng Asia Tenggara. Sebagai akibatnya terbentuklah rekahan-rekahan yang berkembang menjadi sesar-sesar karena adanya gerak vertikal hal tersebut (Sribudiyani, 2018).

*Halaman ini sengaja dikosongkan*

## BAB V KESIMPULAN DAN SARAN

### 5.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil dan pembahasan data yang telah dilakukan, maka dapat disimpulkan bahwa:

1. Relokasi gempa menggunakan Metode *Coupled Velocity-Hypocenter* mendapatkan parameter hiposenter (*latitude, longitude, kedalaman, origin time, koreksi stasiun*, dan model kecepatan daerah penelitian, setiap wilayah memiliki model kecepatan gelombang yang berbeda sesuai dengan kondisi geologi bawah permukaannya.
2. Koreksi stasiun sangat berpengaruh terhadap nilai RMS, apabila dilakukan iterasi relokasi hiposenter dengan menambahkan koreksi stasiun pada nilai *travel time* gelombang p dan gelombang s tiap stasiun nilai RMS akan lebih kecil dan lebih akurat kurang dari 1 detik.

### 5.2 Saran

Sehubungan dengan program VELEST3.3 sebagai instrumen utama penelitian yang berbasis perangkat lunak *running*, teknis dalam pengolahan data harus sangat teliti, seperti spasi, dan titik pada data *input* VELEST3.3. Ketepatan hasil relokasi bergantung pada model kecepatan yang digunakan oleh sebab itu diharapkan pada penelitian selanjutnya dapat menggunakan model kecepatan gelombang P 2 Dimensi atau 3 Dimensi serta koreksi titik acuan pengolahan data antar metode yang digunakan untuk menentukan titik parameter hiposenter inisial yang digunakan untuk uji lokasi hiposenter selanjutnya. Selain itu, pada penelitian selanjutnya *picking* data dilakukan secara lebih teliti dan akurat, serta dapat digunakan *event* yang lebih banyak untuk mempermudah analisa selanjutnya.

*Halaman ini sengaja dikosongkan*



## DAFTAR PUSTAKA

- Anissofira, A., Fisika, P. S., Fisika, J. P., & Indonesia, U. P. (2013). *PENENTUAN STRUKTUR PATAHAN DI LAPANGAN PANAS BUMI “ X ” DENGAN MENGGUNAKAN METODE RELOKASI PENENTUAN STRUKTUR PATAHAN DI LAPANGAN PANAS BUMI “ X ” DENGAN MENGGUNAKAN METODE RELOKASI*.
- Christensen, N. I. (1982). *Handbook of physical properties of rocks. II*, 1–228.
- D. Gei, dkk. (2010). Passive seismic analysis for reservoir monitoring. *Capo Caccia, Sardinia, Italy*.
- Elnashai, A. S., & Sarno, L. Di. (2008). Fundamentals of Earthquake Engineering. In *John Wiley & Sons, Ltd*. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(95\)00070-4](https://doi.org/10.1016/0013-7952(95)00070-4)
- Fitrianna, C., Harmoko, U., Fisika, D., Sains, F., & Diponegoro, U. (2016). Relokasi Hiposenter Gempa Mikro dengan Metode SED dan JHD Sebagai Analisis Reservoir Area Panas Bumi-X. *Youngster Physics Journal*, 5(3), 97–104.
- Fowler, C. M. R. (1990). *The Solid Earth*. (March).
- Hadi, D. I., Aswad, S., & Juanda, A. A. (2012). *RELOKASI GEMPA MIKRO MENGGUNAKAN METODE DOUBLE DIFFERENCE UNTUK MEMODELKAN RESERVOIR LAPANGAN PANAS BUMI KAMOJANG*. (September), 10–13.
- Hurukawa, N. (2008). *PractiHurukawa, N. (2008), Practical Analyses of Local Earthquakes, cal Analyses of Local Earthquakes*.
- Kissling, E., Service, S. S., Ellsworth, W. L., & Thurber, C. (1995). *VELESTuser's guide - I*(October).
- Koesmono, D. (1996). *Peta Geologi Lembar Sindangbarang dan Bandarwaru, Jawa Barat*.
- Madrinovella, I., Widiyantoro, S., Dian, A., & Triastuty, H. (2012). Studi Penentuan dan Relokasi Hiposenter Gempa Mikro Sekitar Cekungan Bandung. *J. Geofisika*, 13(2), 80–88.
- Martodjojo, S. (2003). *Evolusi cekungan bogor jawa barat*.
- Pribadi, E. (2010). *Delineasi Zona Rekahan Pada Reservoir Geothermal Melalui Pengamatan Mikroseismik*.
- Rutledge, J. T., & Phillips, W. S. (2001). *HYDRAULIC STIMULATION OF NATURAL FRACTURES AS REVEALED BY INDUCED MICROEARTHQUAKES, CARTHAGE COTTON VALLEY GAS FIELD, EAST TEXAS*. 1–37.
- Sahara, D. P., Kusumo, A. W., Widiyantoro, S., & Sule, R. (2009). *Aplikasi Metode Double Difference Untuk Gunung Kelud Secara Akurat*. XVI(1).
- Salsabella, Y., & Rahmawati, E. (2014). *Penentuan Model Kecepatan 1D Gelombang P , Koreksi Stasiun Dan Relokasi Hiposenter Gempa Bumi Di Jawa Barat Dengan Metode Coupled Velocity-Hypocenter*. 03, 89–95.

- Schon, J. H. (2011). *Handbook of Petroleum Exploration and Production: Physical properties of rocks*.
- Sribudiyani, S. (2018). *The Collision of the East Java Microplate and Its Implication for Hydrocarbon Occurrences in the East Java Basin*. (January). <https://doi.org/10.29118/ipa.1530.03.g.085>
- Supriyanto. (2007). Analisis Data Geofisika : Memahami Teori Inversi. *Universitas Indonesia*. <https://doi.org/10.1371/journal.ppat.1003585>
- Van Bemmelen, R. W. (1949). *The Geology of Indonesia*. 1994.
- W.H.K, Lee, & Stewart. (n.d.). *Principles and Applications of Microearthquake Networks*. New York- Academic Press, Inc.

## BIODATA PENULIS



Shabila Gadis Halida, nama lengkap penulis. Dilahirkan di Bangkalan pada 17 November 1996 silam. Penulis merupakan anak keempat dari lima bersaudara dalam keluarga. Penulis menempuh pendidikan formal tingkat dasar pada TK Dharma Wanita, kemudian melanjutkan ke SDN Demangan 1, SMPN 2 Bangkalan dan SMAN 1 Bangkalan. Setelah lulus SMA, Penulis diterima di Departemen Teknik Geofisika FTSLK ITS pada tahun 2015.

Selama masa studi di Departemen Teknik Geofisika ITS, selain kuliah Penulis juga aktif dalam organisasi, penulis pernah menjadi *staff* Departemen Media Informasi HMTG ITS 2015/2016, sekretaris Departemen Hublu Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika ITS 2016/2017, *staff* eksternal HMGI (Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia) Wilayah 4 (Jawa Timur), selain itu penulis juga pernah di beri amanah untuk menjadi *Vice President* INDOCOR (Indonesian Corrosion Assosiation) 2016/2017. Penulis juga aktif dalam kegiatan acara, seperti ISF 2019 (*Indonesian Scholarship Festival*) oleh alumni penerima beasiswa LPDP, penulis di amanahi menjadi ketua acara *stage*, selain dibidang organisasi, penulis juga pernah menjadi pemenang Wellog Analisis di PDPU (Pandit Dendayal Petroleum University) India dan beberapa lomba lain. Untuk berdiskusi perihal penelitian tugas sakhir, dapat menghubungi Email: [gadishalida@gmail.com](mailto:gadishalida@gmail.com) / [LinkedIn](#): Shabila Gadis Halida