

**IDENTIFIKASI ORIENTASI REKAHAN MIKRO
AREA PANAS BUMI *MONTE AMIATA* BERDASARKAN
ANALISIS STUDI *SHEAR WAVE SPLITTING***

SKRIPSI

Oleh

**IRFAN HANIF
1215051026**



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
2016**

**IDENTIFIKASI ORIENTASI REKAHAN MIKRO
AREA PANAS BUMI *MONTE AMIATA* BERDASARKAN
ANALISIS STUDI *SHEAR WAVE SPLITTING***

Oleh

IRFAN HANIF

Skripsi

Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar

SARJANA TEKNIK

Pada

Jurusan Teknik Geofisika

Fakultas Teknik Universitas Lampung



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2016**

Judul Skripsi : **IDENTIFIKASI ORIENTASI REKAHAN
MIKRO AREA PANAS BUMI MONTE
AMIATA BERDASARKAN ANALISIS STUDI
SHEAR WAVE SPLITTING**

Nama Mahasiswa : **Irfan Hanif**

Nomor Pokok Mahasiswa : 1215051026

Program Studi : Teknik Geofisika S-1

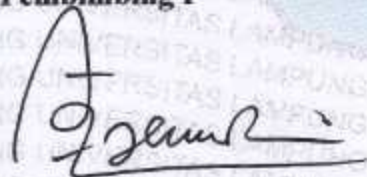
Jurusan : Teknik Geofisika

Fakultas : Teknik

MENYETUJUI

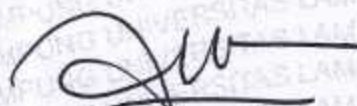
1. Komisi Pembimbing

Pembimbing I



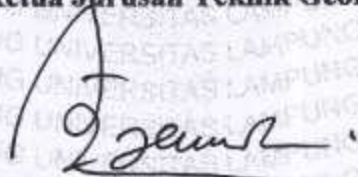
Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.
NIP. 19720928 199903 1 001

Pembimbing II



Rustadi, S.Si., M.T.
NIP. 19720511 199703 1 000

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika



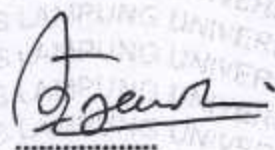
Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.
NIP. 19720928 199903 1 001

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

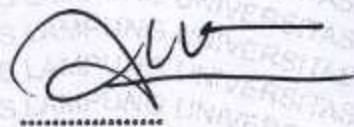
Ketua

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



Sekretaris

: Rustadi, S.Si., M.T.



Penguji

Bukan Pembimbing : Prof. Drs. Suharno, M.Sc., Ph.D.



2. Dekan Fakultas Teknik



Prof. Drs. Suharno, M.Sc., Ph.D.
NIP. 19620717 198703 1 002



Tanggal Lulus Ujian Skripsi: 17 Oktober 2016

ABSTRAK

IDENTIFIKASI ORIENTASI REKAHAN MIKRO AREA PANAS BUMI *MONTE AMIATA* BERDASARKAN ANALISIS STUDI *SHEAR WAVE SPLITTING*

Oleh

IRFAN HANIF

Metode *Shear Wave Splitting* merupakan aplikasi gelombang seismik untuk menganalisis tingkat anisotropi dari sebuah medium. Secara umum, perambatan gelombang geser melalui batuan akan terpolarisasi (ϕ) menjadi dua bagian ketika merambat melalui struktur medium yang berbeda, seperti halnya rekahan. Gelombang geser yang terpolarisasi secara tegak lurus dengan rekahan akan datang lebih lambat, sedangkan yang terpolarisasi secara paralel dengan rekahan akan datang lebih cepat. Waktu tunda (δt) kedua gelombang tersebut proporsional dengan intensitas rekahan sepanjang gelombang merambat dari sumber ke stasiun. Dengan menganalisis parameter *Shear Wave Splitting* (ϕ dan δt), dapat diperoleh gambaran mengenai orientasi rekahan sebagai informasi yang cukup penting dalam tahap eksplorasi maupun eksploitasi area panas bumi *Mt. Amiata*. Hasil penelitian yang didapatkan, sumber gempa mikro terfokus pada area timur hingga selatan lokasi penelitian dan tersebar di sekitar 3 stasiun perekam gempa. Keberadaan sumber gempa mikro terpusat pada kedalaman 1 hingga 4 km. Arah polarisasi tiap stasiun perekam gempa dalam peta geologi memperlihatkan arah dominan rekahan yang cukup konsisten, yaitu arah NW-SE. Ketiga stasiun menunjukkan arah polarisasi yang terintegrasi dengan keberadaan sesar lokal di bawah permukaan. Persebaran nilai intensitas rekahan yang tinggi berada pada area stasiun MCIV, yaitu sebelah selatan lokasi penelitian. Sementara itu, persebaran nilai intensitas rekahan yang rendah berada pada area stasiun ARCI dan SACS, yaitu sebelah barat dan timur lokasi penelitian. Tingginya nilai intensitas rekahan disertai dengan banyaknya intensitas struktur memperkuat prediksi terhadap keberadaan anisotropi tinggi yang diduga memiliki potensi permeabilitas tinggi pada area tersebut.

Kata Kunci: *shear wave splitting*, anisotropi, rekahan, panas bumi, arah polarisasi, intensitas rekahan.

ABSTRACT

IDENTIFICATION OF MICRO FRACTURES ORIENTATION AT MONTE AMIATA GEOTHERMAL AREA BASED ON SHEAR WAVE SPLITTING STUDY ANALYSIS

Written by

IRFAN HANIF

Shear Wave Splitting is an application of seismic wave to analyse the anisotropy level of a certain medium. Generally, shear wave propagation through a rock formation will be polarized (ϕ) into two parts especially when the medium structures are different, such as fracture. The polarized shear wave which is perpendicular to fracture will propagate slower than the wave that propagates parallel to the fracture. The delay time (δt) of both wave is proportional with the fracture intensity along the wave propagation from the source to the station. The description regarding fracture orientation can be obtained by analysing both Shear Wave Splitting parameters (ϕ and δt), and this information is adequately important in geothermal exploration or exploitation phase at Mt. Amiata. Based on the result of this research, the micro earthquake source is focused on the east to the south area and spread along 3 earthquake stations. The existence of micro earthquake source is mainly focused at the depth of 1 to 4 km. In addition, the polarization direction of each earthquake station at the geological map shows a dominant fracture orientation consistently at NW-SE. All of the three stations also show that the polarization direction is integrated to the local fault existence in the subsurface. Furthermore, the research shows that the high intensity fracture distribution occurred at MCIV station area in the southern part of research location. Meanwhile, the low intensity fracture distribution occurred at ARCI and SACS station area in the western and the eastern part of research location. The high value of fracture intensity accompanied by the high amount of structure intensity, strengthen the prediction of the high anisotropy existence which potentially tends to the high permeability presence at the area.

Keywords: shear wave splitting, anisotropy, fracture, geothermal, polarization direction, fracture intensity.

PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa dalam skripsi ini tidak terdapat karya yang pernah dilakukan orang lain, dan sepanjang pengetahuan saya juga tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali yang secara tertulis diacu dalam naskah ini sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka, selain itu saya menyatakan pula bahwa skripsi ini dibuat oleh saya sendiri.

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

Bandar Lampung, 25 Oktober 2016

Penulis,



Irfan Hanif

RIWAYAT HIDUP



Bernama lengkap Irfan Hanif, penulis merupakan anak bungsu dengan sang kakak M. Derian Zachary dari pasangan Bapak Zairiful dan Ibu Tati Rohayati. Penulis dilahirkan di Bandar Lampung pada tanggal 5 Juli 1994. Penulis menyelesaikan pendidikan Taman Kanak-kanak di TK Ismaria Rajabasa-Bandar Lampung tahun 2000.

Pendidikan Sekolah Dasar di dua sekolah berbeda, yaitu SD Al-Kautsar Bandar Lampung pada tahun 2000-2003 dan dilanjutkan di SD N 1 Baregbeg-Ciamis pada tahun 2003-2006. Pendidikan Sekolah Menengah Pertama di SMP N 1 Ciamis, pada tahun 2006-2009. Pendidikan Sekolah Menengah Atas di SMA Al-Kautsar Bandar Lampung, pada tahun 2009-2012.

Pada tahun 2012 penulis melanjutkan studi di perguruan tinggi dan terdaftar sebagai mahasiswa Jurusan Teknik Geofisika Fakultas Teknik Universitas Lampung. Pengalaman organisasi penulis selama studi di perguruan tinggi, diawali sebagai anggota Departemen Kajian Studi Islam dalam unit kegiatan mahasiswa Forum Studi dan Silaturahmi Fakultas Teknik (FOSSI FT) pada periode 2012/2013 dan 2013/2014. Pada periode yang sama 2013/2014, penulis tercatat sebagai anggota

Bidang Sains dan Teknologi dalam Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika “Bhuwana”. Penulis juga tercatat sebagai anggota Divisi *Course* dalam *Society of Exploration Geophysicist (SEG) Student Chapter University of Lampung* pada periode 2013/2014 dan 2014/2015. Pada tahun 2014 hingga 2015 penulis diamanahkan sebagai Ketua Umum Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika “Bhuwana”. Penulis melanjutkan petualangan organisasi pada tahun 2015 hingga 2016 sebagai anggota Divisi Sains dan Teknologi dalam Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia Regional 1 “Sumatera”.

Pada tahun 2015 penulis melakukan Kuliah Kerja Nyata di Desa Bandar Sari, Kecamatan Way Tuba, Kabupaten Way Kanan, Provinsi Lampung. Pada tahun yang sama penulis juga telah melaksanakan Kerja Praktek di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi (PVMBG), Badan Geologi, Bandung-Jawa Barat dengan membahas tema “Mikrozonasi Potensi Bahaya Gempabumi Daerah Singaraja Berdasarkan Analisis Studi Mikrotremor”. Berselang 1 tahun, tepatnya pada tahun 2016 penulis melaksanakan Tugas Akhir untuk penulisan skripsi di Laboratorium Eksplorasi Geofisika, Universitas Lampung. Hingga akhirnya penulis berhasil menyelesaikan pendidikan sarjananya pada tanggal 17 Oktober 2016 dengan skripsi yang berjudul “**Identifikasi Orientasi Rekahan Mikro Area Panas Bumi Monte Amiata berdasarkan Analisis Studi Shear Wave Splitting**”.

***“Maka sesungguhnya bersama kesulitan ada kemudahan,
sesungguhnya bersama kesulitan ada kemudahan. Maka
apabila engkau telah selesai (dari suatu urusan), tetaplah
bekerja keras (untuk urusan yang lain), dan hanya kepada
Allah engkau berharap.”***

(Q.S Al-Insyirah: 5-8)

SANWACANA

Alhamdulillah, segala puji bagi Allah, Rabb Semesta Alam. Shalawat dan salam semoga tercurah kepada Rosulullah Muhammad, keluarga, sahabat, dan orang-orang yang mengikuti beliau. Skripsi yang berjudul **“Identifikasi Orientasi Rekahan Mikro Area Panas Bumi Monte Amiata Berdasarkan Analisis Studi *Shear Wave Splitting*”** disusun sebagai salah satu syarat kelulusan untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung.

Beberapa faktor pendukung berlangsungnya tugas akhir ini penulis dapatkan atas bantuan dan kebaikan dari berbagai pihak yang terlibat. Oleh karena itu, dalam kesempatan ini penulis ingin mengucapkan terima kasih sebesar-besarnya kepada:

1. Allah dengan segala karunia dan limpahan rahmat-Nya.
2. Kedua orang tua dan kakak tercinta Bapak Zairiful dan Ibu Tati Rohayati serta kakak tercinta, M. Derian Zachary yang telah memberikan motivasi dan doa yang menjadi jalan atas kelancaran berlangsungnya tugas akhir.
3. Bapak Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T. dan Bapak Rustadi, S.Si., M.T. selaku pembimbing tugas akhir yang selalu memberikan arahan dan masukan agar terus lebih baik.
4. Bapak Prof. Drs. Suharno, M.Sc., Ph.D. sebagai penguji yang terus memberikan motivasi sehingga skripsi ini dapat diselesaikan dengan baik.
5. Bapak Rian Amukti, Ibu Restu, dan Bapak Towo sebagai ahli yang dengan sabar berbagi ilmu dan diskusi untuk kelancaran pengolahan tugas akhir.
6. Para dosen Jurusan Teknik Geofisika atas didikan, bimbingan, serta ilmu pengetahuan yang telah diberikan.
7. Seluruh staf Jurusan Teknik Geofisika atas bantuannya.

8. Teman-teman seperjuangan Teknik Geofisika angkatan 2012 yang saling memberikan motivasi dan semangat belajar.
9. Serta semua pihak yang tidak dapat disebutkan satu persatu yang telah meluangkan waktu membantu penulis.

Penulis menyadari kekurangan serta keterbatasan dalam berbagai hal dan memahami bahwa segala sesuatu tidak ada yang sempurna, demikian pula dengan skripsi ini. Oleh karena itu penulis meminta maaf apabila dalam penulisan skripsi terdapat kekurangan sehingga jauh dari kesempurnaan, sesungguhnya kesempurnaan hanyalah milik Allah. Semoga skripsi ini dapat menginspirasi dan memberikan manfaat bagi pembaca.

Lampung, 25 Oktober 2016



Penulis

DAFTAR ISI

	Halaman
LEMBAR PERSETUJUAN	i
LEMBAR PENGESAHAN	ii
ABSTRAK	iii
ABSTRACT	iv
PERNYATAAN	v
RIWAYAT HIDUP	vi
SANWACANA	ix
DAFTAR ISI	xi
DAFTAR GAMBAR	xiii
DAFTAR TABEL	xv
I. PENDAHULUAN	
A. Latar Belakang Masalah	1
B. Tujuan Penelitian	2
C. Batasan Masalah	2
II. TINJAUAN PUSTAKA	
A. Daerah Penelitian	3
B. Struktur Geologi.....	5
C. Keadaan Hidrogeologi	8
D. Sistem Panas Bumi <i>Mt. Amiata</i>	9
E. Studi <i>Shear Wave Splitting</i> (SWS)	10
III. TEORI DASAR	
A. Teori Seismik	12
1. Tegangan (<i>Stress</i>).....	12

2. Regangan (<i>Strain</i>)	13
3. Hukum Hooke	14
4. Konstanta Elastik.....	15
5. Kecepatan Gelombang P dan Gelombang S	16
B. Gelombang Seismik	17
1. Gelombang Primer (P)	17
2. Gelombang Sekunder (S)	17
3. Gelombang <i>Love</i>	18
4. Gelombang <i>Rayleigh</i>	18
C. Anisotropi Seismik.....	19
D. Gempa Mikro	19
E. Metode Penentuan Gempa	21
F. Gerak Partikel	22
G. <i>Shear Wave Splitting</i>	23

III. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian	27
B. Data Penelitian	27
C. Pengolahan Data	28
1. Pemilihan <i>Event</i> dan <i>Picking</i> Fasa	28
2. Penentuan Lokasi Sumber Gempa (Hiposenter).....	30
3. Parameter <i>Shear Wave Splitting</i>	32
D. Diagram Alir Penelitian	33

IV. HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN

A. Inisialisasi Hiposenter Gempa Mikro	35
B. Relokasi Hiposenter Gempa Mikro	37
C. <i>Analisis Shear Wave Splitting</i>	40
1. Arah Polarisasi	40
2. Intensitas Rekahan.....	42

V. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan	47
B. Saran	48

DAFTAR PUSTAKA

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 1. Sketsa peta geologi wilayah <i>Mt. Amiata</i> dan sekitarnya	4
Gambar 2. Unit tektono-stratigrafi dan sketsa hidrogeologi	6
Gambar 3. Geometri <i>Tuscan Nappe</i>	7
Gambar 4. Skema evolusi segmentasi lateral <i>Tuscan Nappe</i>	8
Gambar 5. Peta skematis hidrogeologi	9
Gambar 6. Komponen tegangan (<i>stress</i>)	13
Gambar 7. Analisis regangan (<i>strain</i>).....	13
Gambar 8. Ilustrasi gerak gelombang primer	17
Gambar 9. Ilustrasi gerak gelombang sekunder	18
Gambar 10. Ilustrasi gerak gelombang <i>love</i>	18
Gambar 11. Ilustrasi gerak gelombang <i>rayleigh</i>	18
Gambar 12. Material homogen isotropis (a) dan material anisotropis (b).....	19
Gambar 13. <i>Picking event</i> terhadap gelombang mikro (gelombang P dan gelombang S)	20
Gambar 14. Ilustrasi perambatan komponen SV dan SH pada gelombang S	23
Gambar 15. Fenomena <i>Shear Wave Splitting</i>	24
Gambar 16. <i>Shear wave splitting</i> pada media anisotropi	25
Gambar 17. Diagram polarisasi kedatangan gelombang geser.....	25
Gambar 18. Pengukuran diagram polarisasi dan waktu tunda	26
Gambar 19. Lokasi penelitian area lapangan panas bumi <i>Mt. Amiata</i>	27
Gambar 20. Penentuan gelombang P dari komponen vertikal (Z) stasiun SACS yang terjadi pada 1 Januari 2016 pukul 06:22	29
Gambar 21. Penentuan gelombang S dari <i>particle motion</i> komponen vertikal (Z) dan horizontal (N-S) stasiun SACS yang terjadi pada tanggal 1 Januari 2016 pukul 06:22	29

Gambar 22. <i>Picking</i> fasa gelombang P dan gelombang S dari 3 komponen stasiun SACS yang terjadi pada 1 Januari 2016 pukul 06:22	29
Gambar 23. Skema pengolahan metode <i>Geiger's Adaptive Damping (GAD)</i>	31
Gambar 24. Skema pengolahan metode <i>Coupled Velocity-Hypocenter</i>	32
Gambar 25. Fenomena <i>Shear Wave Splitting</i> dari komponen horizontal N-S dan E-W stasiun SACS sebelum rotasi (atas) dan setelah rotasi (bawah) yang terjadi pada 1 Januari 2016 pukul 06:22	33
Gambar 26. <i>Particle motion</i> dari komponen horizontal N-S dan E-W stasiun SACS sebelum rotasi (kanan) dan setelah rotasi (kiri) yang terjadi pada 1 Januari 2016 pukul 06:22.....	33
Gambar 27. Diagram alir metode penelitian	34
Gambar 28. Penampang horizontal lokasi gempa mikro.....	35
Gambar 29. Penampang utara-selatan (<i>latitude</i>) lokasi gempa mikro	36
Gambar 30. Penampang timur-barat (<i>longitude</i>) lokasi gempa mikro	36
Gambar 31. Model kecepatan <i>initial</i> dan <i>update</i> hasil VELEST	37
Gambar 32. Perbandingan penampang horizontal lokasi gempa mikro hasil GAD (merah) dan VELEST (biru).....	38
Gambar 33. Perbandingan penampang utara-selatan (<i>latitude</i>) lokasi gempa mikro hasil GAD (merah) dan VELEST (biru)	39
Gambar 34. Perbandingan penampang timur-barat (<i>longitude</i>) lokasi gempa mikro hasil GAD (merah) dan VELEST (biru)	39
Gambar 35. Plot 3D hiposenter hasil pengolahan VELEST	39
Gambar 36. Arah polarisasi tiap stasiun perekam gempa dalam peta geologi	42
Gambar 37. Peta kontur waktu tunda (<i>delay time</i>) pada setiap stasiun	43
Gambar 38. Peta kontur lintasan perambatan gelombang (<i>raypath</i>)	44
Gambar 39. Peta kontur intensitas rekahan	45
Gambar 40. <i>Overlay</i> persebaran intensitas dan arah dominan rekahan.....	45

DAFTAR TABEL

	Halaman
Tabel 1. Model Kecepatan 1D <i>Northern Apennines</i>	30
Tabel 2. Arah polarisasi setiap stasiun perekam gempa.....	41
Tabel 3. Nilai rata-rata waktu tunda (<i>delay time</i>), <i>raypath</i> , dan intensitas rekahan pada setiap stasiun perekam gempa	43

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang Masalah

Salah satu bagian ilmu geofisika yang cukup efektif untuk mengkaji gempa bumi dan struktur dalam bumi adalah seismologi. Ilmu ini mencakup tentang apa yang terjadi pada permukaan bumi di saat gempa, bagaimana energi gempa merambat dari dalam perut bumi ke permukaan, serta proses perubahan di bawah permukaan bumi yang dapat menyebabkan terjadinya gempa.

Pada masa produksi lapangan panas bumi, terjadinya beberapa perubahan dalam reservoir seperti perubahan tekanan, suhu, dan fase fluida dapat menimbulkan ketidakstabilan pada reservoir sehingga dapat menyebabkan terbentuknya rekahan-rekahan yang menjadi salah satu penyebab timbulnya gempa mikro di dalam reservoir. Gempa mikro pada sistem panas bumi dapat terjadi secara alami karena beberapa hal, antara lain akibat zona lemah yang terbuka, kontak air dingin dengan batuan yang panas, dan penurunan tekanan pori yang disebabkan oleh kegiatan eksploitasi.

Shear Wave Splitting merupakan studi mengenai gelombang untuk menganalisis tingkat anisotropi dari sebuah medium. Secara sederhana, perambatan gelombang geser melalui batuan akan terpolarisasi (ϕ) menjadi dua bagian ketika merambat melalui struktur medium yang berbeda, seperti halnya rekahan. Gelombang geser yang terpolarisasi secara tegak lurus terhadap rekahan akan datang lebih lambat, sedangkan yang terpolarisasi secara paralel terhadap rekahan akan datang lebih cepat. Dengan kata lain, waktu tunda (δt) akan semakin besar jika gelombang geser merambat secara tegak lurus dan semakin kecil jika merambat secara paralel terhadap rekahan. Dengan menganalisis tingkat anisotropi dari parameter *Shear*

Wave Splitting (ϕ dan δt), dapat diperoleh gambaran mengenai orientasi rekahan pada zona reservoir yang cukup penting dalam tahap eksplorasi maupun eksploitasi lapangan panas bumi. Maka studi *Shear Wave Splitting* dalam sistem panas bumi dapat digunakan sebagai salah satu acuan untuk langkah pengembangan selanjutnya.

Berlandaskan dari permasalahan tersebut maka diperlukan studi untuk mengidentifikasi orientasi rekahan pada zona reservoir panas bumi *Mt. Amiata* berdasarkan metode *Shear Wave Splitting*.

B. Tujuan Penelitian

Penelitian gempa mikro dengan metode *Shear Wave Splitting* pada lapangan panas bumi *Mt. Amiata* memiliki tujuan sebagai berikut:

1. Menentukan keberadaan sumber gempa mikro di bawah permukaan melalui inisialisasi dan relokasi hiposenter gempa.
2. Memetakan arah dominan dan intensitas rekahan berdasarkan analisis arah polarisasi (ϕ) dan waktu tunda (δt) dari gelombang S pada lapangan panas bumi *Mt. Amiata*.
3. Mengidentifikasi zona rekahan berdasarkan aktivitas gempa mikro melalui pendekatan *Shear Wave Splitting*.

C. Batasan Masalah

Ruang lingkup permasalahan dalam penelitian ini dibatasi oleh:

1. Data yang digunakan merupakan data gempa mikro yang terekam pada stasiun ARCI, MCIV, dan SACS selama bulan Januari - Februari 2016.
2. Penentuan inisialisasi gempa mikro menggunakan perangkat lunak *Geiger's Adaptive Damping* (GAD), dan direlokasi dengan model kecepatan heterogen menggunakan perangkat lunak VELEST.
3. Arah polarisasi (ϕ) gelombang S diasumsikan sebagai arah dominan rekahan dan waktu tunda (δt) gelombang S_{fast} dan S_{slow} yang dinormalisasi dengan panjang *raypath* diasumsikan sebagai intensitas rekahan.

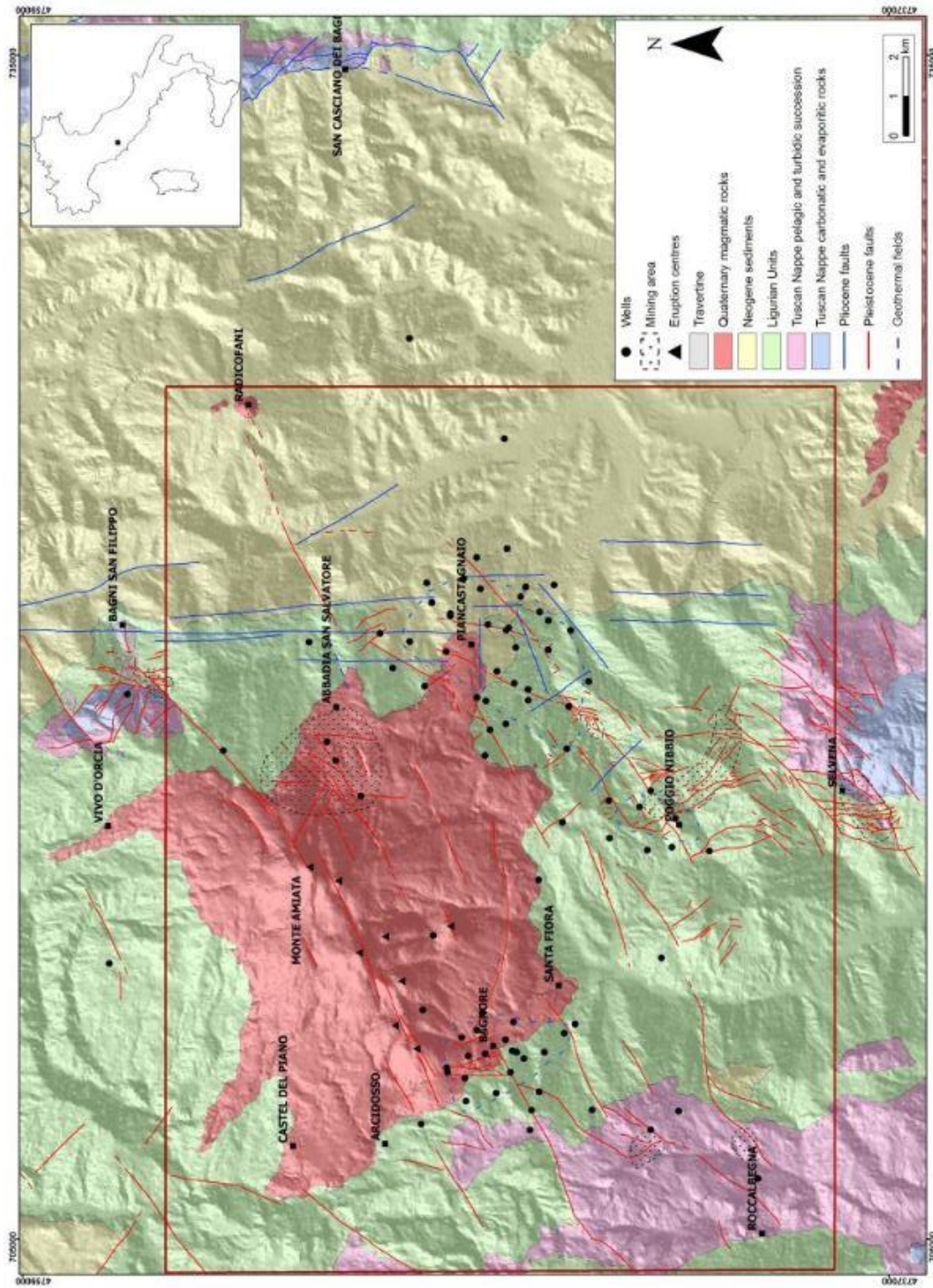
II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Daerah Penelitian

Mt. Amiata merupakan daerah gunung api berpotensi panas bumi, yang terletak di *Southern Tuscany* (Gambar 1), dengan ditandai adanya fluks panas yang sangat tinggi dan memiliki dua area panas bumi bersuhu tinggi (*Bagnore* dan *Piancastagnaio*), bersama dengan *Larderello-Travale*, menjadi lapangan panas bumi ekonomis yang telah dieksploitasi untuk produksi listrik di Italia.

Mt. Amiata terdiri dari *dasit*, *rhyodacite* dan *minor olivin-latitic lava* yang terletak pada struktur rapat ke arah timur dengan sesar normal dari sisi barat cekungan *Siena-Radicofani Neogen*. Produk vulkanik *Mt. Amiata* terdiri dari bahan utama *effusive* vulkanik dan komposisi silikat. Luas vulkanik mencakup area sekitar 90 km² (Gambar 1) membentang pada unit *Tuscan* (batuan metamorf usia *Palaeozoic* membentuk *basement*, suksesi *Trias-Jura* karbonat *evaporitic* dan *Cretaceous-Oligocene* formasi *terrigenous*), unit *Oligosen-Mesozoic Ligurian* (*shale*, batupasir dan *marles*), unit *Paleogen Subligurian* dan sedimen *Neogen*.

Sistem sesar utama di kompleks vulkanik *Mt. Amiata* memiliki arah ENE-WSW (Gambar 1). Arah ini merupakan sistem utama di mana magma yang dihasilkan berasal dari dapur magma dangkal. Hampir semua kubah lava sejajar sepanjang sistem retakan yang dikenal sebagai sesar *Mt. Amiata*. Sistem sesar lainnya terjadi pada wilayah utara dan selatan gunung berapi. Area panas bumi aktif seperti mineralisasi Hg-(Sb) pada daerah *Mt. Amiata* terkait dengan sistem rekahan dan anomali termal yang disebabkan oleh intrusi dangkal (Fulignati dkk, 2014).



Gambar 1. Sketsa peta geologi wilayah *Mt. Amiata* dan sekitarnya (Fulginiti dkk, 2014)

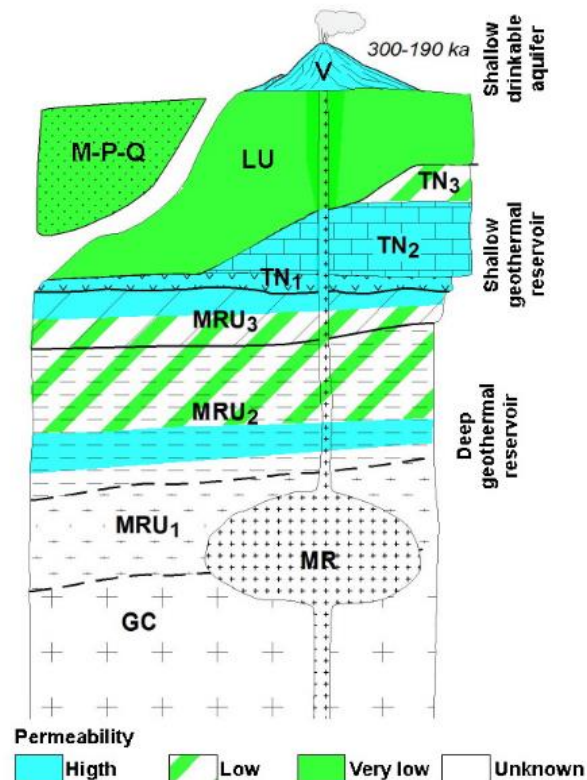
B. Struktur Geologi

Unit tektono-stratigrafi pada area panas bumi *Mt. Amiata* dari atas ke bawah adalah sebagai berikut (Gambar 2):

1. *The Volcanic complex (V)*, tersebar sekitar 80 km² dengan volume diperkirakan 19 km³, terdiri dari *dasit*, *rhyodacite* dan batuan *olivin-latic*, sebagian besar *ignimbrites*, mengandung kantong mafik, telah tererupsi selama kurun waktu 300-190 ka. Petrografi, fitur geokimia, dan terbentuknya kantong-kantong mafik mengindikasikan proses pencampuran antara *anatectic* dan *subcrustal* magma.
2. *Neogen and Quaternary deposits (M-P-Q)*, terdiri dari sedimen kontinental dan sedimen *marine Middle Miocene Quaternary* yang mengisi depresi tektonik.
3. *The Ligurian Unit (LU)*. Tersusun oleh sisa-sisa *Jurassic ocean basement* dan dilapisi sedimen pelagis, tergerus ke arah timur hingga *Tuscan Domain* selama akhir *Oligocene* sampai awal *Miocene*.
4. *The Tuscan Nappe (TN)*. Hal ini terkait dengan bagian penutup dari sedimen akhir *Triassic* sampai awal *Miocene* dari *Adria continental paleomargin*. Suksesi stratigrafi yang terdiri dari (dari bawah ke atas): *evaporitic* (akhir *Triassic*, *TN1*), karbonat (Akhir *Triassic* sampai awal *Cretaceous*, *TN2*) dan suksesi pelagis-turbidit (*Cretaceous* sampai awal *Miocene*, *TN3*). *The Tuscan Nappe* terlepas dari substratum di sepanjang *Trias evaporite horizon (TN1)* dan terdorong ke luar domain *paleogeographical* selama akhir *Oligocene* sampai awal kontraksi *Miocene*.
5. *The Tuscan Metamorphic Complex* hanya dapat ditemui melalui pengeboran sumur dalam, dan disebut sebagai *Monticiano-Roccastrada Unit (MRU)*. Terdiri dari suksesi *low-grade metamorphic* yang dianggap berasal dari dua kelompok: *The Trias Verrucano Group (MRU3)*, terbuat dari *continental metapelites*, *metasandstones* dan *metaconglomerates*, dan *The Paleozoic Group (MRU2)*, terbuat dari *phyllites graphitic* dan *metasandstones* yang kemungkinan berusia *Carboniferous*, *Devonian* yang kaya *hematit* dan *klorit phyllites*, *metasandstones* dengan lapisan *dolostone*, dan *Late Permian fusulinid*-bantalan batu gamping

kristalin serta *dolostones* dengan sisipan dari *phyllite graphitic*. Terjadinya Grup *Micaschist (MRU1)* dan *Gneiss Complex (GC)* di kedalaman disebabkan oleh *xenoliths* pada *Quaternary lavas*.

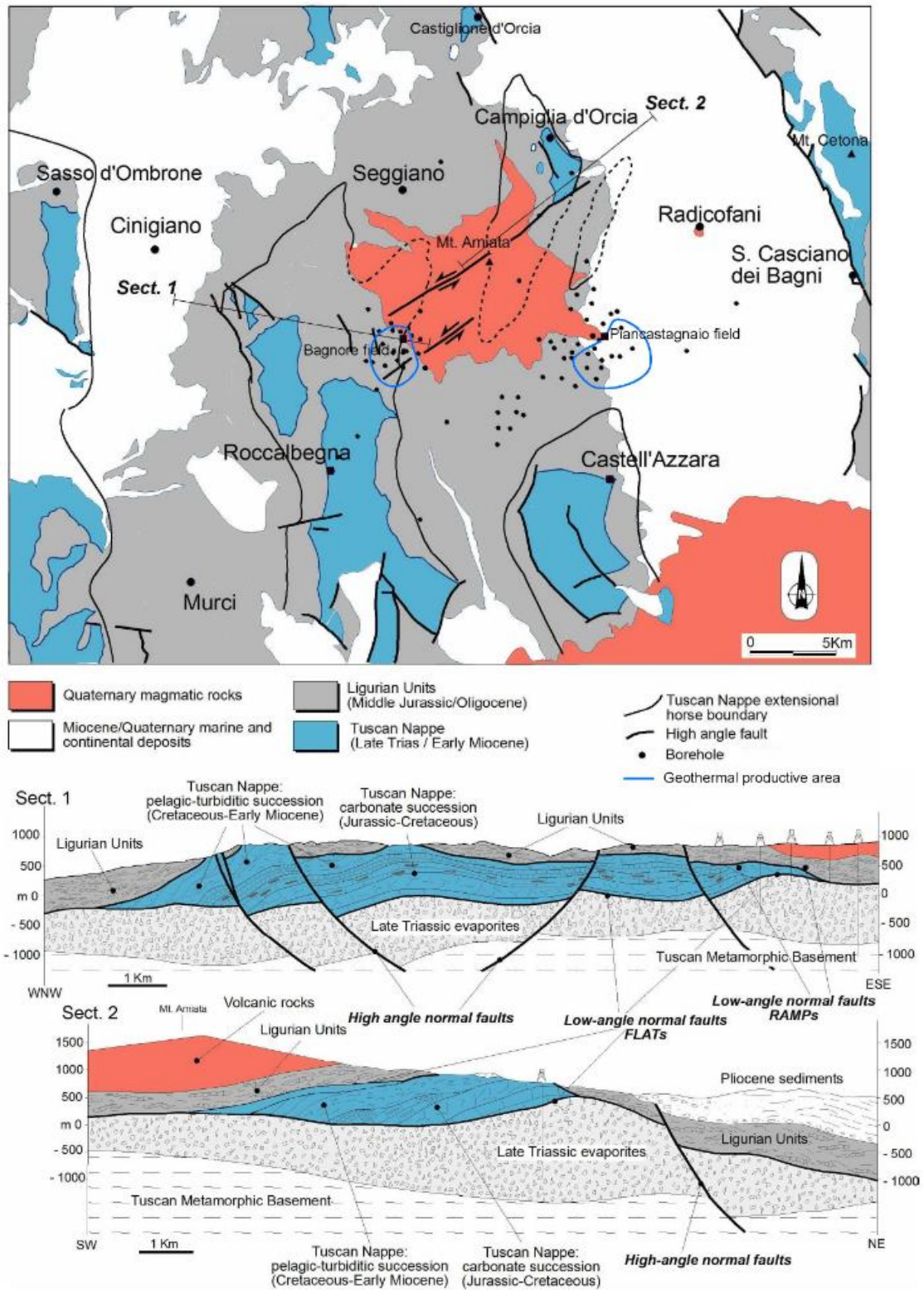
6. *Magmatic Rock (MR)* diasumsikan berada di sekitar kedalaman 6 km berdasarkan interpretasi geofisika (Dini dkk, 2010).



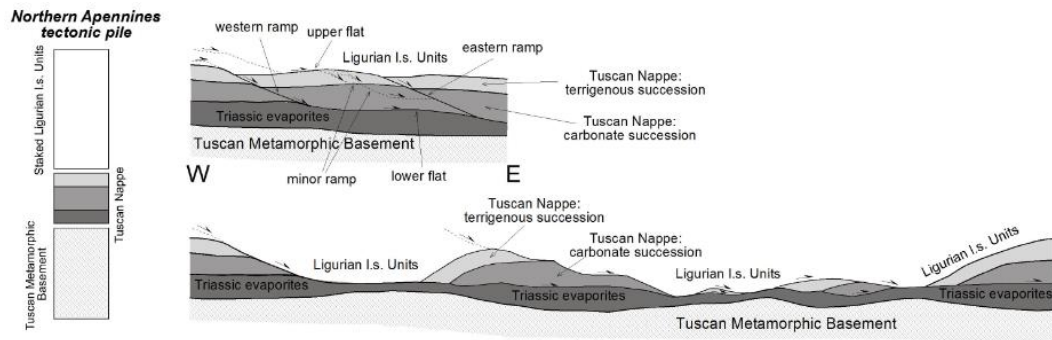
Gambar 2. Unit tektono-stratigrafi dan sketsa hidrogeologi (Batini dkk, 2003)

Hal yang sama pada Gambar 2, tinjauan hidraulik dari formasi geologi diperlihatkan dengan variasi warna. Terlihat adanya akuifer *freatik* pada *Vulcanic Complex*, serta air yang mendominasi sistem panas bumi terdiri dari reservoir dangkal dan reservoir dalam, terdapat pada *Tuscan Nappe* dan *Metamorphic Complex* secara berturut-turut (Barelli dkk, 2010).

Secara keseluruhan, sikuen *Tuscan Nappe* telah direkonstruksi pada area *Mt. Amiata* (Gambar 3) dan terintegrasikan dengan data kerja lapangan, baik log maupun garis interpretasi seismik (Gambar 4). Tubuh geologi menunjukkan bentuk elips dan orientasi NNE-SSW (Dini dkk, 2010).



Gambar 3. Geometri *Tuscan Nappe* (Brogi, 2008)



Gambar 4. Skema evolusi segmentasi lateral *Tuscan Nappe* (Brogi, 2004)

Seluruh tubuh geologi *Tuscan Nappe* dipisahkan oleh dua detasemen, paling atas terletak di dasar atau dalam *Ligurian Unit*, sedangkan yang paling bawah terjadi dalam *Triassic evaporites* dari *Tuscan Nappe*. Sebagai tambahan, detasemen terjadi dalam *horizon marly-clayey Cretaceous-Oligocene* atau di dasar itu. Pada bagian tubuh *Tuscan Nappe* menunjukkan profil asimetris, ditandai dengan kemiringan terjal arah barat dan kemiringan landai margin arah timur (Dini dkk, 2010).

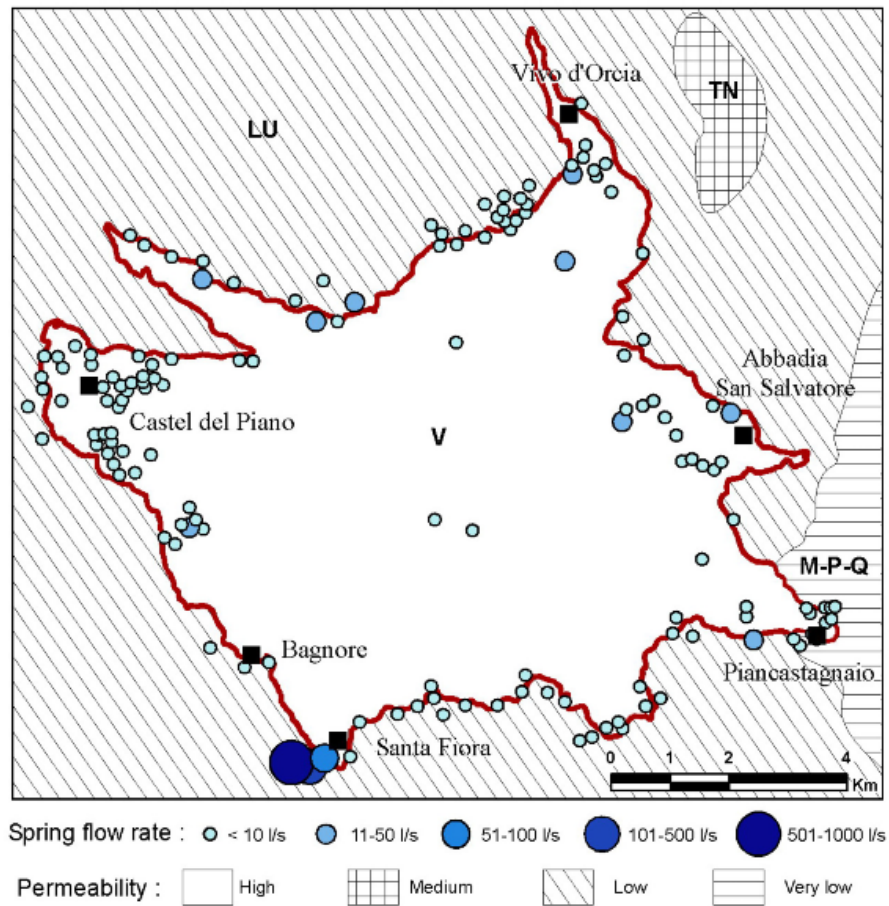
C. Keadaan Hidrogeologi

Puncak tertinggi *Vulcanic Complex Mt. Amiata* adalah 1738 mdpl dan tersebar seluas 80 km². Batuan vulkanik sangat permeabel karena banyaknya rekahan dan terdapat akuifer *freatik* yang merepresentasikan sumber daya air untuk area yang luas di *Southern Tuscany*. Geometri akuifer pada bagian bawah dibatasi oleh formasi *impermeable* pada *Ligurian Unit* (Barelli dkk, 2010).

The Volcanic Complex (V) ditandai dengan permeabilitas sekunder yang tinggi, sedangkan *Neogenic and Quaternary Deposits (MPQ)*, *Ligurian Unit* dan bagian *argillite/terrigenous* dari *Tuscan Nappe (TN3)* ditandai dengan permeabilitas yang rendah. distribusi permeabilitas ini secara langsung tercermin dari hidrografi, di *Vulcanic Complex* kepadatan drainase jauh lebih rendah dari lingkungan.

Kehadiran substratum permeabilitas rendah di bawah batuan permeabel telah memungkinkan untuk infiltrasi air yang akan disimpan dalam batuan vulkanik membentuk akuifer *freatik*. Akuifer ini mengisi lebih dari 150 mata air dengan

aliran total diperkirakan sekitar 2000 l/s (Gambar 5) dan dialokasikan untuk memasok air ke pusat kota *Southern Tuscany*.



Gambar 5. Peta skematis hidrogeologi (Dini dkk, 2010)

Hampir semua mata air radial terletak di tepi bebatuan vulkanik singkapan *Ligurian Unit*. Sebagian besar mata air memiliki laju aliran lebih rendah dari 50 l/s, kecuali kelompok mata air di selatan, pada ketinggian 650 mdpl, ditandai dengan aliran total sekitar 850 l/s. Mata air ini umumnya dikenal sebagai "*Sorgenti del Fiora*" (Dini dik, 2010).

D. Sistem Panas Bumi *Mt. Amiata*

Lapangan panas bumi *Mt. Amiata*, terletak pada daerah *Bagnore* dan *Piancastagnaio* ditemukan antara tahun 1950 akhir hingga 1960 awal, dengan sumur produksi uap dari reservoir karbonat dangkal. Pada akhir tahun 1970, program eksplorasi dalam mulai dilakukan, dan hasilnya sangat sukses di kedua

lapangan tersebut, serta mengungkapkan hadirnya rekahan pada kedalaman mulai dari 2500 m sampai 4000 m dalam *basement* metamorf. Total kapasitas terpasang di tahun 2013, sebesar 81 MW (Rozzano dan Cei, 2015).

Dua lapangan dominasi air (*Bagnore* dan *Piancastagnai*) sistem panas bumi *Mt. Amiata* memiliki kesesuaian terhadap struktur *Tuscan Nappe* yang menjadi reservoir panas bumi pertama dengan kedalaman yang dangkal, 500-1000 m. Karena kondisi geologi dan hidrologinya, kini reservoir ini menimbulkan cebakan gas. Pada kedua lapangan panas bumi, *Bagnore* dan *Piancastagnai* telah ditemukan reservoir panas bumi kedua yang lebih dalam dengan kedalaman reservoir melebihi 2000 m pada *basement* metamorf.

Temperatur reservoir dangkal berkisar antara 150°C (*Bagnore*) dan 230°C (*Piancastagnai*), sedangkan pada reservoir dalam memiliki temperatur yang cenderung seragam, yaitu lebih dari 300°C (Barelli dkk, 2010).

E. Studi *Shear Wave Splitting* (SWS)

Identifikasi orientasi rekahan mikro untuk keperluan eksplorasi dan pemantauan fluida panas bumi menggunakan analisis studi *Shear Wave Splitting* (SWS) sudah cukup banyak dilakukan. Beberapa penelitian terkait dengan analisis studi ini diantaranya adalah sebagai berikut:

1. Amatullah (2015) memetakan arah dan intensitas rekahan pada lapangan panas bumi Wayang Windu menggunakan metode *Shear Wave Splitting* (SWS). Hasil yang didapatkan adalah terdapat tiga arah polarisasi dominan yang paralel dengan *strike* lokal serta intensitas rekahan tinggi yang menunjukkan anisotropi tinggi berada di area timur WKP panas bumi Wayang Windu.
2. Nariswari (2012) mengkaji hubungan antara rekahan mikro dengan struktur utama pada sistem panas bumi Rajabasa secara umum melalui orientasi arah yang telah diketahui. Rekahan mikro yang diperoleh dengan metode *Shear Wave Splitting* (SWS) adalah struktur penyerta dari struktur utama yang berupa sesar

geser kiri yang ditunjukkan oleh arah yang saling berkesesuaian antara arah rekahan mikro dan arah struktur utamanya.

3. Tang, Rial, Lees, dan Elkibbi (2006) menggunakan *Shear Wave Splitting* (SWS) untuk mengetahui pola rekahan di bawah permukaan untuk pengembangan panas bumi di Hengil selatan (Islandia). Hasilnya memperlihatkan bahwa orientasi rekahan dari metode SWS konsisten dengan tektonik regional Islandia bagian selatan.
4. Vlahovic, Elkibbi, dan Rial (2002) memetakan area permeabilitas tinggi bawah permukaan lapangan panas bumi Coso (Amerika). Semua arah rekahan yang teridentifikasi oleh metode *Shear Wave Splitting* (SWS) konsisten dengan *strike* lokal dari sesar dan rekahan di permukaan.

III. TEORI DASAR

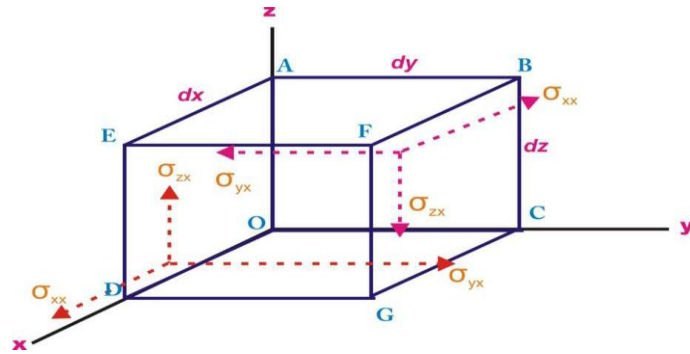
A. Teori Seismik

Jika sebuah medium berada dalam keadaan setimbang dipengaruhi gaya yang berusaha menarik, menggeser, atau menekannya, maka bentuk benda tersebut akan berubah (terdeformasi). Jika benda kembali ke bentuknya semula ketika gaya dihilangkan maka benda dikatakan elastik. Hubungan antara gaya dan deformasinya dapat dijelaskan dengan menggunakan konsep tegangan (*stress*), regangan (*strain*), hukum Hooke, dan konstanta elastiknya (Telford dkk, 1990).

1. Tegangan (*Stress*)

Tegangan (*stress*) didefinisikan sebagai gaya persatuan luas. Apabila gaya yang bekerja tegak lurus terhadap permukaan, maka tegangan yang demikian dikatakan tegangan normal (*normal stress*). Sedangkan gaya yang bekerja sejajar dengan permukaan dikatakan sebagai tegangan geser (*shearing stress*). Gaya yang bekerja dalam arah yang tidak sejajar dan tidak tegak lurus pada permukaan, tegangannya dapat diuraikan ke dalam komponen normal dan komponen geser.

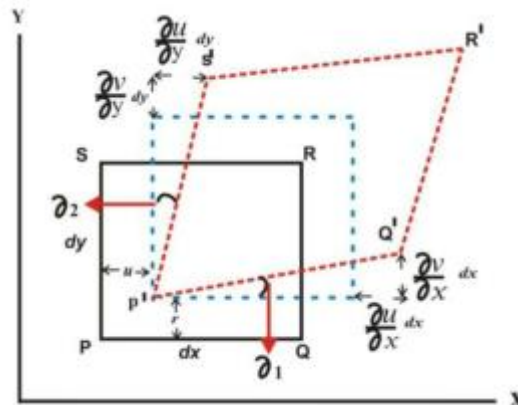
Jika ditinjau sebuah elemen kecil volume di mana tegangannya berada pada dua permukaan yang tegak lurus terhadap sumbu x , maka komponen tegangannya ditunjukkan seperti pada Gambar 6. Tegangan normal ditunjukkan oleh σ_{xx} , sedangkan tegangan geser ditunjukkan oleh σ_{yx} dan σ_{zx} . Jika benda berada dalam kesetimbangan statis, gaya-gaya yang bekerja padanya harus setimbang. Berarti ketiga tegangan yakni σ_{xx} , σ_{yx} dan σ_{zx} bekerja pada bidang OABC haruslah sama dan berlawanan dengan hubungan tegangan yang ditunjukkan pada bidang DEFG.



Gambar 6. Komponen tegangan (*stress*) (Telford dkk, 1990)

2. Regangan (*Strain*)

Regangan didefinisikan sebagai gaya yang bekerja pada suatu benda untuk meregangkan benda tersebut. Perubahan fraksional suatu benda elastik baik bentuk maupun dimensi dinamakan dengan regangan. Analisis kuantitatif dua dimensi regangan diilustrasikan seperti pada Gambar 7. Pada gambar di bawah terlihat perubahan posisi koordinat PQRS menjadi P'Q'R'S'. Pada saat titik P berubah menjadi P' akan mempunyai komponen u dan v .



$$P(x, y); Q(x + dx, y); S(x, y + dy); R(x + dx, y + dy);$$

$$P'; (x + u, y + v), Q'; \left(x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx, y + v + \frac{\partial v}{\partial x} dx\right)$$

$$S'; \left(x + u + \frac{\partial u}{\partial y} dy, y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial y} dy\right)$$

$$R'; \left(x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx + \frac{\partial u}{\partial y} dy, y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial x} dx + \frac{\partial v}{\partial y} dy\right)$$

Gambar 7. Analisis regangan (*strain*) 2D (Telford dkk, 1990)

Dalam bentuk tiga dimensi, komponen perpindahan titik P (x, y, z) ditulis dengan (u, v, w), sehingga regangan normal ditunjukkan oleh Persamaan (3.1), regangan

geser Persamaan (3.2), sedangkan komponen regangan pada benda yang mengalami perpindahan secara rotasional ditunjukkan oleh Persamaan (3.3).

Regangan normal:

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}; \varepsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \quad (3.1)$$

Regangan geser:

$$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}; \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}; \varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \quad (3.2)$$

Sedangkan komponen regangan pada benda yang mengalami perpindahan secara rotasional adalah:

$$\theta_x = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right); \theta_y = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right); \theta_z = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (3.3)$$

Perubahan dimensi yang disebabkan oleh regangan normal akan mengakibatkan perubahan volume. Perubahan volume per satuan volume disebut dilatasi (*dilatation*) dan diberi simbol Δ , dimisalkan $\Delta = \theta$ pada Persamaan (3.4).

$$\theta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (3.4)$$

3. Hukum Hooke

Hukum Hooke merumuskan hubungan antara tegangan dan regangan. Hooke menyatakan bahwa jika tegangan bekerja pada sebuah benda dan menimbulkan regangan cukup kecil, maka terdapat hubungan secara linier antara tegangan dan regangan. Tanpa memperhitungkan komponen arah atas kedua variabel tersebut, pada medium yang bersifat homogen isotropik. Dalam seismologi, medium elastik yang bersifat homogen isotropik didefinisikan sebagai sifat medium di mana tidak terdapat variasi densitas di dalam medium sehingga gelombang menjalar dengan kecepatan yang sama dalam medium. Hooke mendefinisikan Persamaan (3.5):

$$\begin{aligned} \sigma_{ii} &= \lambda\theta + 2\mu\varepsilon_{ii}; i = x, y, z \\ \sigma_{ij} &= \mu\varepsilon_{ij}; j = x, y, z; i \neq j \end{aligned} \quad (3.5)$$

λ dan μ disebut konstanta *Lame*, dengan μ menyatakan hambatan regangan geser. Pada harga tegangan tetap (σ), regangan akan menjadi besar bila modulus gesernya kecil, begitu juga sebaliknya.

4. Konstanta Elastik

Konstanta elastik adalah tinjauan hubungan antara tegangan-regangan dan perubahan bentuk benda yang ditimbulkannya. Untuk medium yang homogen isotropik konstanta elastik meliputi:

a. Modulus Young

Modulus Young didefinisikan sebagai besarnya regangan yang ditunjukkan oleh perubahan panjang suatu benda. Semua komponen regangan yang tidak searah sumbu panjang adalah nol. Hal ini disebabkan tegangan hanya terjadi pada arah sumbu panjang tersebut, pada arah yang lain tegangannya nol. Perumusannya adalah Persamaan (3.6).

$$E = \frac{\sigma_{xx}}{\epsilon_{xx}} \quad (3.6)$$

b. Modulus Bulk

Menyatakan regangan yang dialami oleh suatu benda yang ditunjukkan oleh perubahan volume benda tersebut. Tegangan pada modulus ini didefinisikan sebagai tekanan hidrostatis. Jadi modulus Bulk adalah hubungan antara tegangan dan regangan pada benda yang mengalami tekanan hidrostatis. Bila tekanan hidrostatis $P = F/A$ dan regangan volume $\Delta = \Delta V/V$, maka modulus Bulk adalah Persamaan (3.7).

$$k = \frac{F/A}{\Delta V/V} = \frac{-p}{\Delta} \quad (3.7)$$

c. Modulus Rigiditas

Tekanan terhadap suatu benda dapat menimbulkan regangan berupa pergeseran pada salah satu permukaan bidangnya. Tekanan yang bekerja pada benda ini disebut tekanan geser dan regangannya disebut regangan geser. Perubahan bentuk akibat pergeseran ini tidak disertai perubahan volumenya. Hubungan antara tegangan dan regangan yang menimbulkan pergeseran sederhana ini disebut modulus Rigiditas. Perumusan matematisnya adalah Persamaan (3.8).

$$\mu = \frac{\text{tegangan geser}}{\text{regangan geser}} = \frac{\sigma_{xy}}{\varepsilon_{xy}} \quad (3.8)$$

d. Rasio Poisson

Rasio Poisson atau *poisson's ratio* adalah ukuran besarnya regangan pada suatu benda berupa kontraksi dalam arah transversal dan peregangan dalam arah longitudinal akibat terkena tekanan. Apabila diterapkan pada silinder, di mana arah transversalnya dinyatakan dengan diameter silinder (D) dan arah longitudinal dengan panjang silinder (L), maka rasio Poisson adalah Persamaan (3.9)

$$\sigma = \frac{\text{kontraksi transversal}}{\text{peregangan longitudinal}} = \frac{\Delta D/D}{\Delta L/L}$$

$$\sigma = -\frac{\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{xx}} = -\frac{\varepsilon_{zz}}{\varepsilon_{xx}} \quad (3.9)$$

Hubungan antara konstanta elastik pada medium homogen isotropik saling terkait membentuk perumusan pada Persamaan (3.10), yaitu:

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)}; k = \frac{(3\lambda + 2\mu)}{3}; \sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (3.10)$$

5. Kecepatan Gelombang P dan Gelombang S

Penentuan kecepatan gelombang diawali dengan tinjauan terhadap sebuah benda (medium) homogen berbentuk kubus yang dikenakan oleh sebuah gaya tertentu. Tekanan yang mengenai benda tersebut jika ditinjau pada salah satu permukaan, maka akan mempunyai komponen-komponen sebagai berikut Persamaan (3.11):

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx; \sigma_{yx} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx; \sigma_{zx} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx \quad (3.11)$$

Kecepatan gelombang diperoleh melalui penurunan secara matematis, sehingga diperoleh Persamaan (3.12) (Telford dkk, 1990).

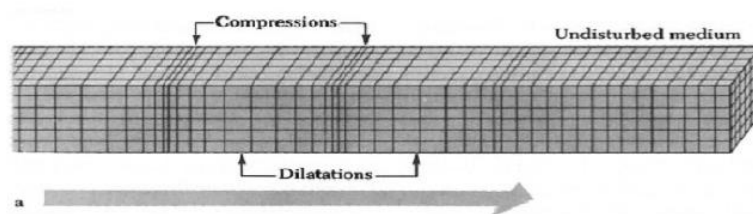
$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}; V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.12)$$

B. Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang yang merambat baik di dalam maupun di permukaan bumi yang berasal dari sumber seismik seperti dari sumber gempa, ledakan, erupsi gunung api, longsor, badai dan sebagainya. Gelombang ini nantinya dapat direkam dengan alat penerima di atas permukaan bumi. Hasil rekaman dari alat tersebut dapat disebut seismogram. Seismogram merupakan hasil dari rekaman getaran yang disebabkan oleh penjalaran gelombang seismik dari suatu sumber. Setiap seismogram mengandung informasi yang penting tentang sumber seismik dan medium yang dilewati oleh gelombang. Gelombang yang terekam pada seismogram dapat berupa gelombang P dan gelombang S sebagai gelombang badan, serta gelombang *Love* dan gelombang *Rayleigh* sebagai gelombang permukaan (Afnimar, 2009).

1. Gelombang Primer (P)

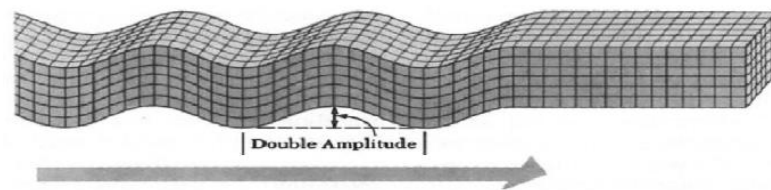
Gelombang Primer atau gelombang kompresi merupakan gelombang badan (*body wave*) yang memiliki kecepatan paling tinggi dari gelombang S. Gelombang ini merupakan gelombang longitudinal partikel yang merambat bolak-balik dengan arah rambatnya (Gambar 8). Gelombang ini terjadi karena adanya tekanan. Karena memiliki kecepatan tinggi gelombang ini memiliki waktu tiba terlebih dahulu dari pada gelombang S (Hidayati, 2010).



Gambar 8. Ilustrasi gerak gelombang primer (Hidayati, 2010)

2. Gelombang Sekunder (S)

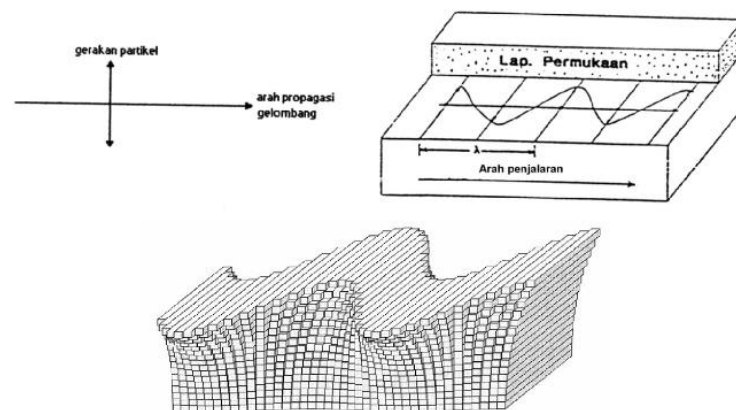
Gelombang S atau gelombang transversal (*shear wave*) adalah salah satu gelombang badan (*body wave*) yang memiliki gerak partikel tegak lurus terhadap arah rambatnya (Gambar 9) (Hidayati, 2010).



Gambar 9. Ilustrasi gerak gelombang sekunder (Hidayati, 2010)

3. Gelombang *Love*

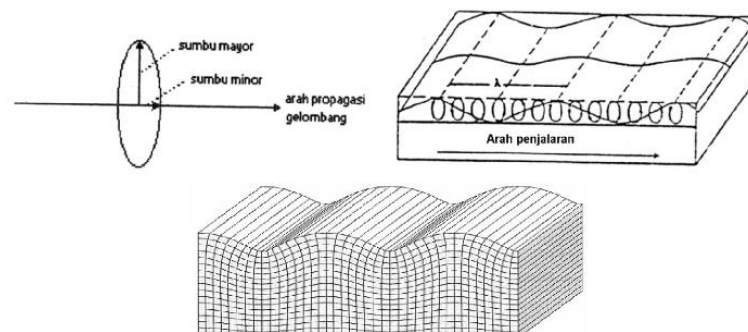
Gelombang ini merupakan gelombang yang arah rambat partikelnya bergetar melintang terhadap arah penjarannya (Gambar 10). Gelombang *love* merupakan gelombang transversal (Hidayati, 2010).



Gambar 10. Ilustrasi gerak gelombang *love* (Hidayati, 2010)

4. Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* merupakan jenis gelombang permukaan yang arah rambatnya bergerak tegak lurus terhadap arah rambat dan searah bidang datar (Gambar 11) (Hidayati, 2010).

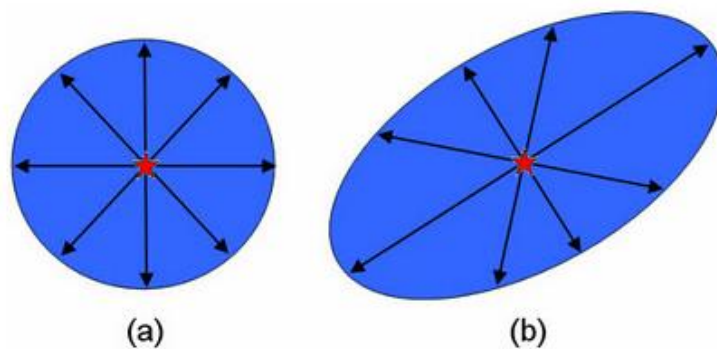


Gambar 11. Ilustrasi gerak gelombang *rayleigh* (Hidayati, 2010)

C. Anisotropi Seismik

Anisotropi seismik adalah variasi kecepatan gelombang seismik terhadap arah. Adanya perbedaan kecepatan gelombang terhadap arah ini diakibatkan oleh konfigurasi susunan mineral, rekahan, pori-pori, lapisan atau konfigurasi kristal dari suatu material.

Bintang merah menunjukkan sumber gelombang seismik dan panah menunjukkan arah pergerakan gelombang (Gambar 12). Untuk material homogen isotropis, gelombang akan merambat dengan kecepatan yang sama ke semua arah yang akan menghasilkan muka gelombang lingkaran (bola), sedangkan pada material anisotropi akan menghasilkan muka gelombang bukan lingkaran (bola) (Abdullah, 2008).



Gambar 12. Material homogen isotropis (a) dan material anisotropis (b) (Abdullah, 2008)

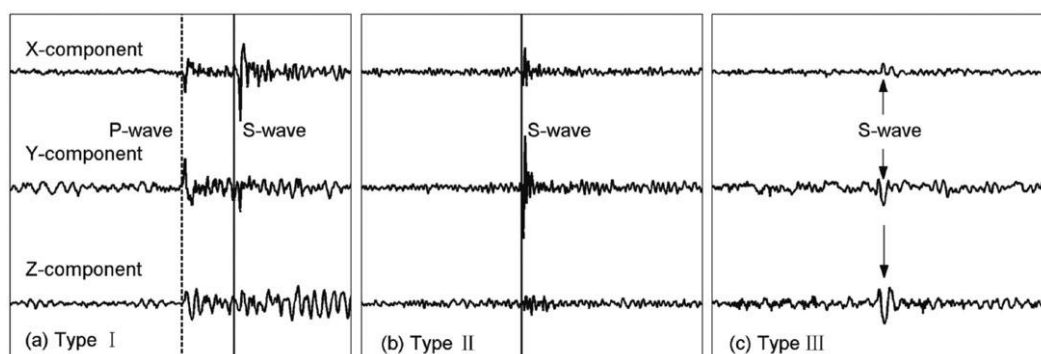
D. Gempa Mikro

Metode mikroseismik atau *microearthquake* (yang kemudian populer dengan nama gempa mikro) adalah salah satu metode geofisika yang digunakan untuk mengidentifikasi adanya gempa-gempa kecil (≤ 3 SR) yang umumnya disebabkan oleh simulasi hidrolik, kegiatan produksi atau injeksi, dan pengeboran. Metode ini dapat menunjukkan sebaran zona-zona kejadian 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 (Anisofira, 2013).

Energi panas bumi dapat didefinisikan sebagai energi yang secara alami dihasilkan oleh bumi. Gempa bumi di daerah panas bumi dihubungkan terhadap gerakan patahan sepanjang aliran fluida panas bumi tersebut.

Magnitudo gempa bumi yang kurang dari 3, secara umum dikenal sebagai *microearthquake* atau gempa mikro. Mempelajari gempa mikro pada lokasi panas bumi dapat mengetahui saling berhubungannya sistem retakan yang mengatur migrasinya fluida pada lapangan panas bumi (Holland, 2002).

Pada dasarnya *picking* gelombang P dilakukan pada gelombang yang mengalami perubahan frekuensi terlebih dahulu dan memiliki waktu perambatan yang relatif singkat (Gambar 13). Sehingga gelombang P merupakan gelombang seismik yang pertama kali terekam oleh seismometer. 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 13. *Picking event* terhadap gelombang mikro (gelombang P dan gelombang S) (Zhao dkk, 2010)

Parameter hiposenter yang secara rutin dihitung untuk gempa mikro meliputi: episenter (*epicenter*), waktu kejadian gempa bumi (*origine time*), magnitudo gempa, dan kedalaman sumber gempa (hiposenter).

1. Episenter (*Epicenter*)

Episenter adalah titik di permukaan bumi yang merupakan refleksi tegak lurus dari kedalaman sumber gempa bumi. Lokasi episenter dibuat dalam sistem koordinat kartesian bola bumi atau sistem koordinat geografis dan dinyatakan dalam derajat

lintang dan bujur. Untuk menentukan lokasi hiposenter dan waktu kejadian diperlukan koordinat tiap stasiun, model kecepatan yang realistis dapat dikarakterisasi dengan minimal empat waktu tiba pada stasiun. Waktu tiba utama yang diamati pada jaringan gempa mikro adalah waktu tiba gelombang P (Lee dan Stewart, 1981).

2. Waktu Kejadian Gempa bumi (*Origin Time*)

Waktu kejadian gempa bumi (*Origin Time*) adalah waktu terlepasnya akumulasi tegangan (*stress*) yang berbentuk penjalaran gelombang gempa bumi dan dinyatakan dalam hari, tanggal, bulan, tahun, jam, menit, detik dalam satuan *UTC* (*Universal Time Coordinated*). Waktu kejadian gempa bumi diperoleh dari waktu tiba di stasiun dikurangi dengan waktu tempuh (Hendrajaya dan Bijaksana, 1990).

3. Magnitudo gempa

Magnitudo gempa adalah ukuran kekuatan gempa bumi, menggambarkan besarnya energi yang terlepas pada saat gempa bumi terjadi dan merupakan hasil pengamatan seismograf. Magnitudo gempa biasanya diperkirakan oleh amplitudo maksimum dari sinyal, dan periode atau durasi sinyal (Lee dan Stewart, 1981).

4. Kedalaman Sumber Gempa (Hiposenter)

Kedalaman sumber gempa bumi (hiposenter) adalah jarak yang dihitung tegak lurus dari permukaan bumi. Kedalaman dinyatakan oleh besaran jarak dalam satuan km. Jika dihitung menggunakan metode gerak partikel maka dapat dihitung dari hasil perkalian *cosinus* sudut datang i dengan jarak stasiun ke hiposenter (Ibrahim dan Subardjo, 2003).

E. Metode Penentuan Gempa

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. Di mana 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 horizontal. 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 hiposenter.
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 semua gelombang yang datang adalah gelombang langsung.
4. Metode Triparti. 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 di sini pun 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 horizontal, sehingga metode ini memperhitungkan adanya gelombang langsung maupun gelombang refleksi.

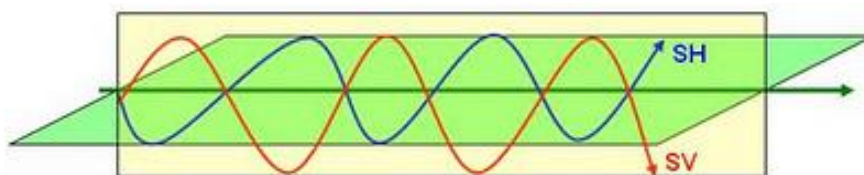
F. Gerak Partikel

Kinematika merupakan cabang ilmu fisika yang mempelajari gerak titik partikel secara geometris, yaitu meninjau gerak partikel tanpa meninjau penyebab geraknya. Kinematika adalah cabang ilmu mekanika, yaitu ilmu yang mempelajari gerak benda. Walaupun hanya meninjau gerak titik partikel, tetapi dapat dimanfaatkan juga untuk mempelajari gerak benda maupun sistem yang bukan hanya titik. Karena selama pengaruh penyebab gerak partikel hanya pengaruh eksternal, maka gerak keseluruhan benda dapat diwakili oleh gerak titik pusat massanya.

Keadaan gerak suatu partikel dideskripsikan oleh perubahan posisi partikel sebagai fungsi waktu, $\vec{r}(t)$. Dalam mekanika klasik, waktu dianggap tidak bergantung pada sistem kerangka koordinat yang dipilih, waktu hanya sebagai sesuatu yang mengalir sendiri bebas dari besaran-besaran lainnya. Bila fungsi $\vec{r}(t)$ sudah diketahui untuk sembarang waktu t , maka keadaan gerak partikel tadi secara praktis sudah diketahui. Tetapi terkadang informasi tentang gerak partikel tidak diketahui dalam bentuk posisi tetapi dalam besaran-besaran lain (Satriawan, 2007).

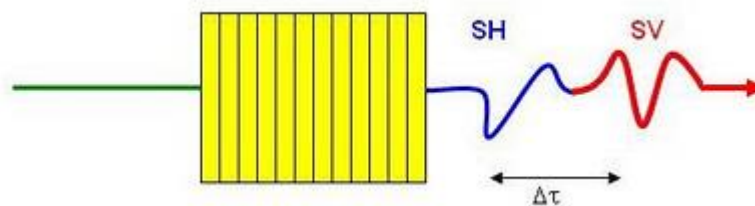
G. *Shear Wave Splitting*

Shear Wave Splitting merupakan studi untuk menganalisis tingkat anisotropi dari sebuah medium. Pemisahan (*splitting*) dari gelombang S tersebut diakibatkan oleh perbedaan waktu tempuh (*delay time*) antara dua komponen gelombang S yang saling tegak lurus satu sama lain. Gelombang S memiliki komponen SV dan SH, SV adalah gelombang S yang bergerak secara vertikal dan SH adalah gelombang S yang bergerak secara horizontal (Gambar 14).



Gambar 14. Ilustrasi perambatan komponen SV dan SH pada gelombang S (Abdullah, 2008)

Jika gelombang S melewati sebuah medium homogen isotropis, maka waktu tempuh gelombang SV akan sama dengan waktu tempuh gelombang SH. Sedangkan jika terdapat perbedaan sifat fisis (contoh: foliasi mineral) maupun perbedaan karakter struktur medium (contoh: orientasi *fracture*) ke arah vertikal maupun ke arah horizontal maka akan menghasilkan waktu tempuh yang berbeda bagi kedua jenis gelombang tersebut, fenomena perbedaan waktu tempuh tersebut dikenal dengan *Shear Wave Splitting*. Berikut ilustrasi untuk sebuah gelombang S yang melewati medium dengan *fracture* vertikal (Gambar 15).



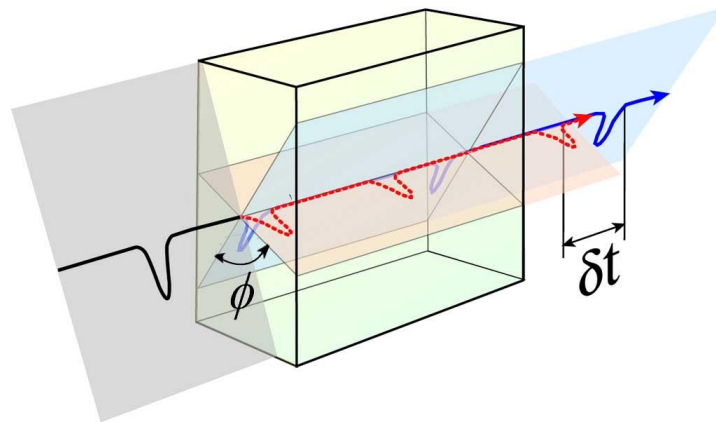
Gambar 15. Fenomena *Shear Wave Splitting* (Abdullah, 2008)

Dari gambar di atas terlihat bahwa sebuah gelombang S yang melewati medium dengan *fracture* berorientasi vertikal akan menghasilkan pemisahan komponen SH dan SV dengan SV datang lebih cepat (lebih awal) dibandingkan SH yang datang lebih lambat. Dengan kata lain gelombang S yang merambat tegak lurus dengan *fracture* akan datang lebih lambat sedangkan gelombang S yang sejajar dengan *fracture* akan datang lebih cepat. Jika kita kembangkan lebih lanjut, *delay time* ($\Delta\tau$) akan semakin besar jika gelombang S merambat tegak lurus dengan *fracture* dan semakin kecil jika merambat sejajar dengan *fracture*.

Dengan menghitung tingkat anisotropi pada berbagai *azimuth* akan didapatkan gambaran orientasi *fracture* pada zona bersangkutan. Sehingga pada reservoir dengan porositas sekunder, dalam hal ini porositas akibat *fracture*. Studi *Shear Wave Splitting* dapat membantu untuk menempatkan posisi sumur bor sedemikian rupa sehingga produksi lebih optimal (Abdullah, 2008).

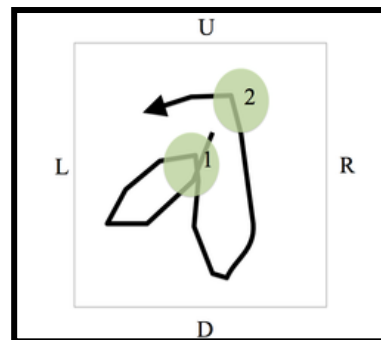
Shear Wave Splitting (SWS) merupakan fenomena gelombang S yang terpolarisasi ketika masuk ke dalam medium anisotropi. Ketika gelombang S masuk ke medium anisotropi, gelombang tersebut akan terbagi dua secara tegak lurus polarisasinya dengan kecepatan yang berbeda dan dikenal dengan istilah S_{fast} dan S_{slow} . Gelombang S_{fast} akan sejajar dengan *fracture* yang berkorelasi dengan *strike* rekahan, sedangkan S_{slow} tegak lurus dengan arah rekahan tersebut. Dengan menggunakan metode *Shear Wave Splitting* (SWS), maka parameter SWS yang berupa polarisasi (ϕ) dan waktu tunda (δt) dapat ditentukan. Polarisasi (ϕ) gelombang S berhubungan dengan arah rekahan mikro, sedangkan waktu tunda (δt) dua gelombang (S_{fast} dan S_{slow}) menunjukkan densitas rekahan yang memperlihatkan area berpermeabilitas (Gambar 16) (Amatullah, 2015).

Shear wave splitting in anisotropic media



Gambar 16. *Shear Wave Splitting* pada media anisotropi (Olive, 2014)

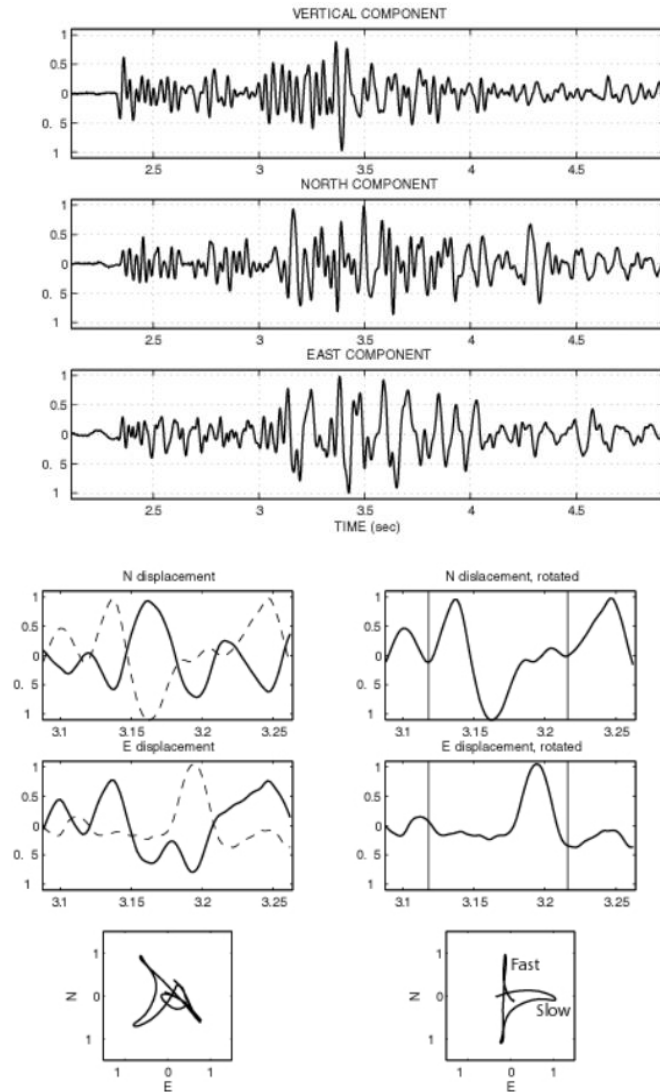
Ketika diplot menggunakan diagram polarisasi (Gambar 17), kedatangan gelombang geser dapat diidentifikasi oleh perubahan mendadak dalam arah gerakan partikel.



Gambar 17. Diagram polarisasi kedatangan gelombang geser (Elliot, 2010)

Diagram polarisasi (plot gerakan partikel) (Gambar 18) digunakan secara akurat untuk mendeteksi perubahan polaritas pada kedua gelombang geser cepat (S_{fast}) dan lambat (S_{slow}) yang terpolarisasikan secara *orthogonal* dan mengukur parameter pemisahan polarisasi (ϕ) dan waktu tunda (δt). Sudut polarisasi (ϕ) diukur dengan rotasi interaktif dari seismogram sampai plot gerakan partikel horizontal menunjukkan bahwa gelombang geser cepat (S_{fast}) dan lambat (S_{slow}) berorientasi sepanjang instrumen komponen horizontal. Sudut rotasi dari arah polarisasi *original* menentukan polarisasi. Pada saat yang sama, kedatangan dua gelombang

geser, yang sering digabungkan dalam rekaman *original*, dipisahkan dalam domain waktu dan diferensial waktu tunda (δt) kemudian dapat diukur secara langsung (Zhao, 2008).



Gambar 18. Pengukuran diagram polarisasi dan waktu tunda (Zhao, 2008)

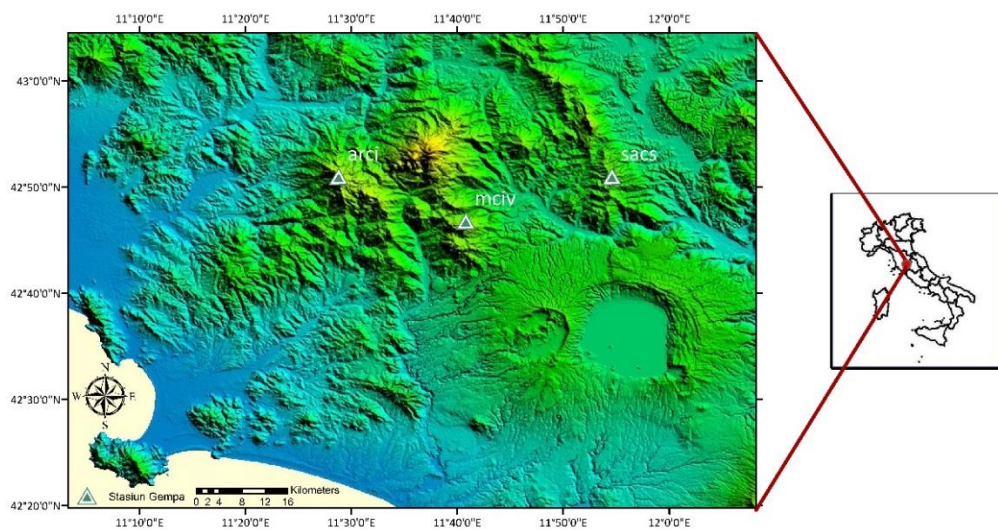
IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada tanggal 10 Maret - 16 Agustus 2016 dengan lokasi penelitian bertempat di Laboratorium Eksplorasi Teknik Geofisika, Universitas Lampung, Provinsi Lampung.

B. Data Penelitian

Data yang digunakan pada penelitian ini merupakan data hasil pengukuran seismometer pada area panas bumi *Mt. Amiata*, Tuscany, Italy (Gambar 19) pada tanggal 1 Januari - 28 Februari 2016. Akuisisi data dilakukan terhadap 3 stasiun pengukuran gempa yang tersebar di area panas bumi *Mt. Amiata* yaitu, ARCI, MCIV, dan SACS. Data *waveform* diperoleh melalui situs www.WebDC.eu dalam format *.mseed*, berupa seismogram 3 komponen (N-S, E-W, dan vertikal-Z).



Gambar 19. Lokasi penelitian area lapangan panas bumi *Mt. Amiata* (*The CGIAR-CSI GeoPortal*)

C. Pengolahan Data

Dalam penelitian ini, pengolahan data dibagi menjadi beberapa tahapan kerja, diantaranya adalah sebagai berikut.

1. Pemilihan *Event* dan *Picking* Fasa

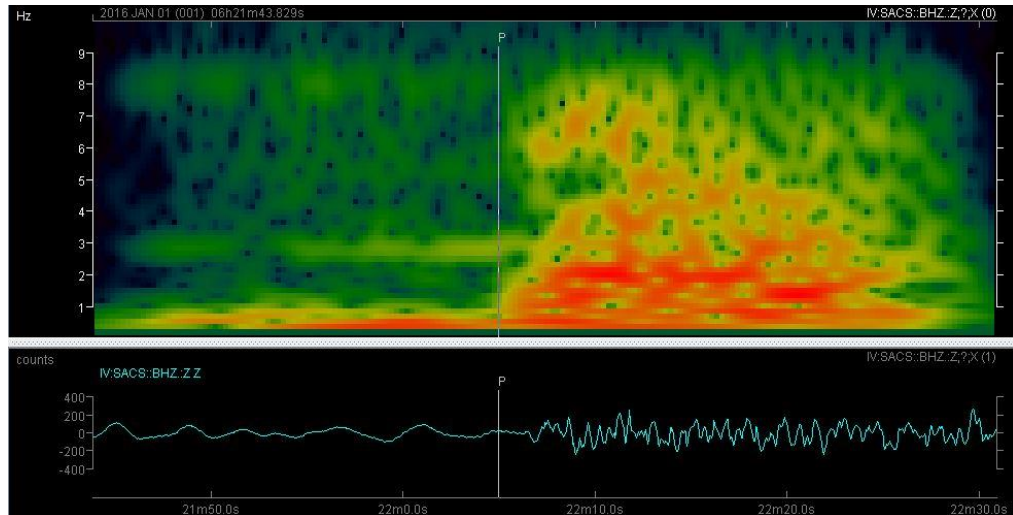
Identifikasi *event* gempa lokal atau mikroseismik merupakan langkah awal yang harus dilakukan dalam penelitian ini. Ada beberapa ciri yang menandakan keberadaan *event* mikroseismik, diantaranya:

- a. Durasi *event* yang sangat kecil, maka selisih waktu tiba gelombang P dan gelombang S juga sangat kecil, yaitu tidak kurang dari 3 sekon. Sedangkan *event* yang memiliki selisih lebih dari 3 sekon termasuk ke dalam gempa regional.
- b. *Background* sinyal dicirikan dengan amplitudo yang rendah, frekuensi yang rendah, dan kehadirannya periodik. Sementara itu, sinyal (*event* mikroseismik) dicirikan dengan kandungan frekuensi tinggi dan melemah terhadap waktu.
- c. *Event* dikatakan valid jika stasiun yang melaporkan kedatangan gelombang terekam oleh minimal 3 stasiun.

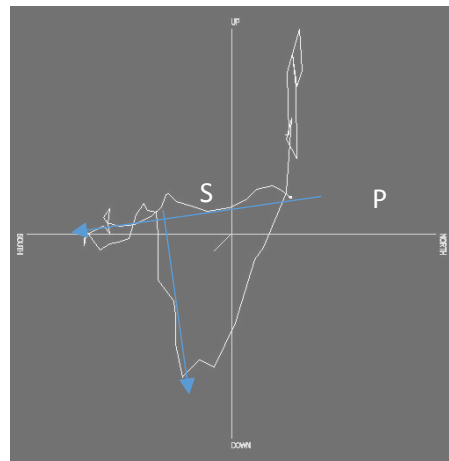
Picking fasa adalah penentuan waktu, mengukur, dan memberi nama fasa seismik untuk melokalisasi dan mengklasifikasi *event* seismik. Berikut ini merupakan tahapan yang dilakukan dalam *picking* fasa manual:

- a. Identifikasi fasa yang jelas pada *trace* yang belum difilter (jika memungkinkan).
- b. Identifikasi fasa gelombang P pada komponen vertikal (Z) dan gelombang S pada komponen horizontal (N-S dan E-W). Gelombang P datang lebih awal, sedangkan gelombang S datang setelahnya dengan amplitudo yang lebih besar.
- c. Memberi label fasa P dan S pada *first break*.

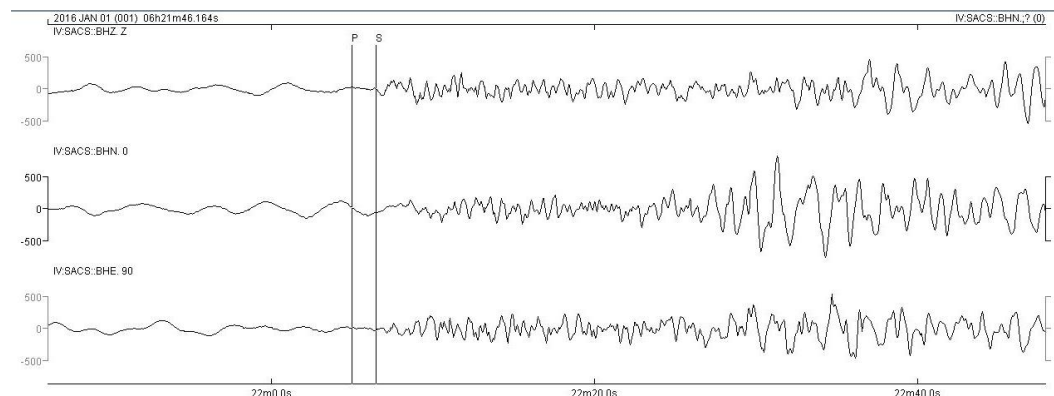
Penentuan gelombang P dari komponen vertikal (Z) stasiun SACS yang terjadi pada tanggal 1 Januari 2016 pukul 06:22 diperlihatkan oleh Gambar 20, penentuan gelombang S dari *particle motion* komponen vertikal (Z) dan horizontal (N-S) stasiun SACS yang terjadi pada tanggal 1 Januari 2016 pukul 06:22 diperlihatkan oleh Gambar 21, serta *picking* fasa gelombang P dan gelombang S dari 3 komponen stasiun SACS yang terjadi pada tanggal 1 Januari 2016 pukul 06:22 diperlihatkan oleh Gambar 22.



Gambar 20. Penentuan gelombang P dari komponen vertikal (Z) stasiun SACS yang terjadi pada 1 Januari 2016 pukul 06:22.



Gambar 21. Penentuan gelombang S dari *particle motion* komponen vertikal (Z) dan horizontal (N-S) stasiun SACS yang terjadi pada tanggal 1 Januari 2016 pukul 06:22.



Gambar 22. *Picking* fasa gelombang P dan gelombang S dari 3 komponen stasiun SACS yang terjadi pada 1 Januari 2016 pukul 06:22.

2. Penentuan Lokasi Sumber Gempa (Hiposenter)

Pada penelitian ini, penentuan inialisasi lokasi hiposenter gempa dilakukan menggunakan metode *Geiger's Adaptive Damping* (GAD) (Nishi, 2005). Metode ini melakukan proses perhitungan secara iteratif dengan menggunakan optimasi *least square* untuk meminimalisir *residual error*. Waktu tiba kedatangan gelombang (*arrival time*) di setiap stasiun merupakan *input* yang diketahui.

Di samping itu, diperlukan juga model kecepatan awal (Tabel 1) dalam proses perhitungan menggunakan metode *Geiger*. Model kecepatan awal yang digunakan adalah model kecepatan yang homogen, diperoleh dari referensi penelitian *Reflection of seismic surface waves at the Northern Apennines* (Stich dan Morelli, 2007).

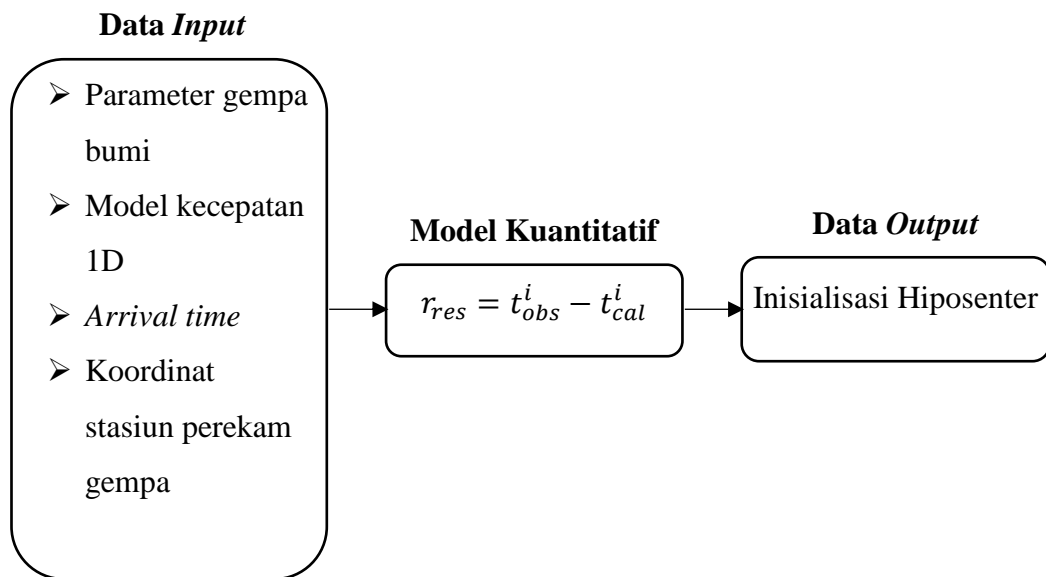
Tabel 1. Model Kecepatan 1D *Northern Apennines* (Stich dan Morelli, 2007)

Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
0.00-1.00	2.50	1.25
1.00-2.00	3.50	2.00
2.00-10.00	6.00	3.40

Hiposenter gempa ditentukan dengan menggunakan *software GAD (Geiger's method with Adaptive Damping)*. Tahapan pengolahan data *software GAD* adalah sebagai berikut:

1. Membuat *file* stasiun dalam *notepad* simpan dalam format “.dat”
2. Membuat *file* kecepatan (*Velocity.dat*)
3. Membuat *file* waktu tiba gelombang atau hasil *picking* (*Arrival.dat*)
4. Membuat *file* untuk hasil *run GAD* (*Result.dat*)

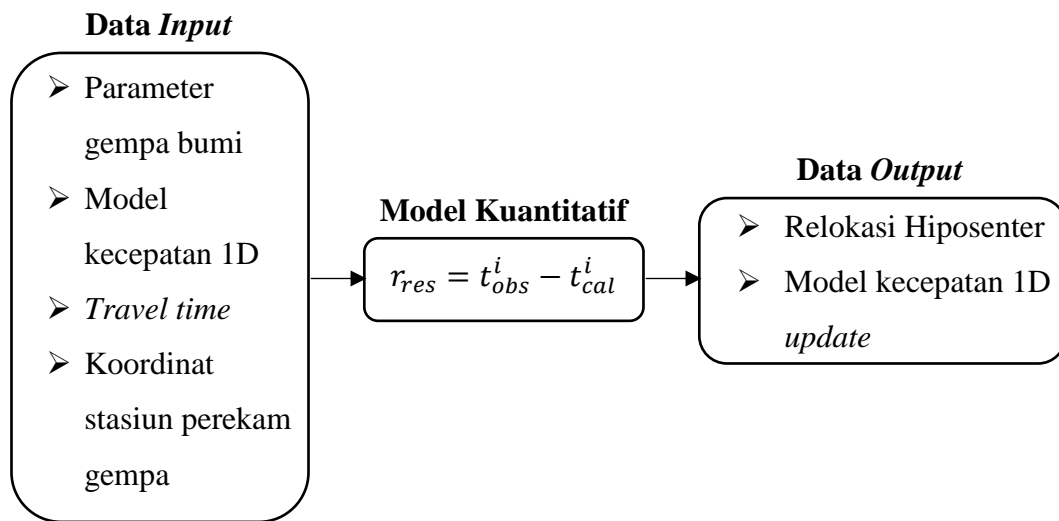
Input data untuk menjalankan program ini meliputi, koordinat stasiun perekam gempa, model kecepatan 1D, serta waktu tiba hasil *picking* fasa gelombang P dan gelombang S. Proses yang dilakukan adalah menghitung selisih minimum *error (residual)* antara waktu tiba gelombang hasil pengamatan (t_{obs}) dan waktu tiba gelombang hasil perhitungan (t_{cal}). Tahapan pengolahan ini secara skematis diperlihatkan oleh Gambar 23.



Gambar 23. Skema pengolahan metode *Geiger's Adaptive Damping* (GAD)

Dalam penelitian ini, dilakukan pula perbaikan model struktur kecepatan 1-D, koreksi stasiun, dan relokasi hiposenter untuk meningkatkan akurasi parameter gempa bumi. Penentuan model kecepatan 1-D dan relokasi hiposenter secara simultan menggunakan program VELEST 3.3 (Kissling, 1995). Metode inversi dalam program ini adalah *Coupled Velocity-Hypocenter* yang merupakan metode relokasi gempa, penentuan model kecepatan bawah permukaan 1-D, dan koreksi stasiun secara simultan menggunakan algoritma pemodelan inversi *non-linier* dengan pendekatan linier.

Tahap awal pengolahan adalah mempersiapkan data *input* antara lain, kontrol parameter *input*, koordinat stasiun perekam gempa, model kecepatan 1D, serta waktu tempuh gelombang P dan gelombang S. Dengan menerapkan teori penjalaran gelombang dengan sebuah model awal kecepatan, kita dapat menghitung waktu kedatangan teoritis untuk setiap pasangan stasiun. *Output* dari program ini berupa relokasi hiposenter gempa dan model kecepatan 1D *update*. Hiposenter awal hasil pengolahan menggunakan metode *Geiger's Adaptive Damping* (GAD) direlokasi untuk memperkecil nilai *error (residual)*, sehingga model kecepatan *update* dapat merepresentasi kondisi bawah permukaan yang sebenarnya. Secara skematis tahapan pengolahan program ini diperlihatkan oleh Gambar 24.

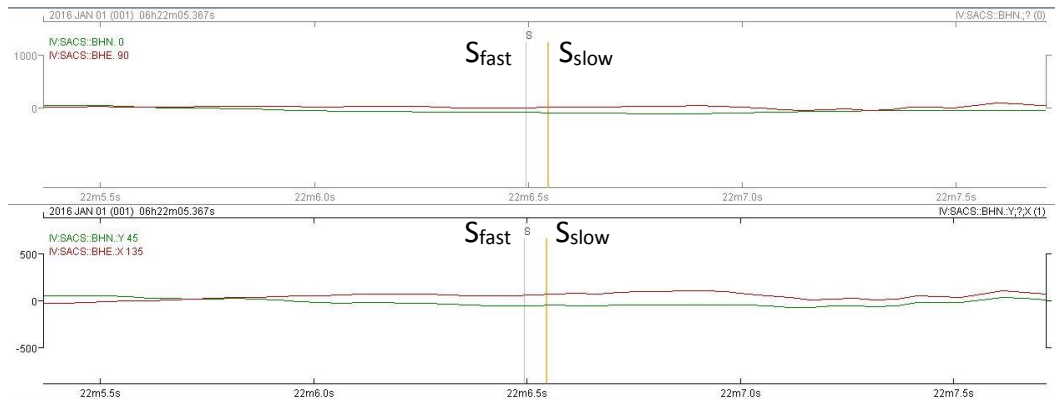


Gambar 24. Skema pengolahan metode *Coupled Velocity-Hypocenter*

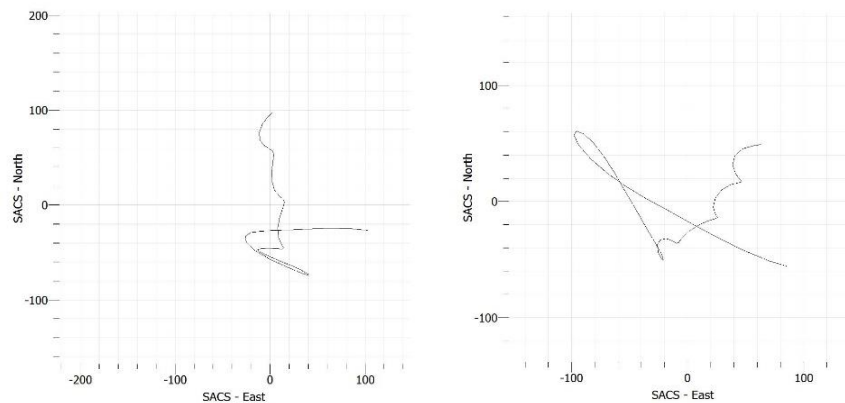
3. Parameter *Shear Wave Splitting*

Pemilihan *waveform* yang mengandung adanya fenomena polarisasi pada gelombang S merupakan langkah awal dalam analisis *Shear Wave Splitting*. Fenomena polarisasi gelombang S dapat dianalisis dengan mengamati komponen horizontal N-S dan komponen horizontal E-W (Gambar 25) di mana salah satu komponen akan memperlihatkan adanya gelombang *S fast* (S_{fast}) dan gelombang *S slow* (S_{slow}) pada komponen lain. Perbedaan waktu tiba inilah yang menghasilkan data waktu tunda (δt).

Pengukuran sudut polarisasi dilakukan dengan mengamati plot diagram *particle motion* komponen horizontal dari gelombang S (Gambar 26). Gerakan partikel pada awal gelombang S merupakan gerakan partikel dari gelombang S_{fast} . Kemudian diikuti oleh gerakan partikel yang tegak lurus secara tiba-tiba terhadap gerakan partikel sebelumnya, gerakan yang tegak lurus S_{fast} ini adalah gerakan dari gelombang S yang mulai terpolarisasi dan kemudian disebut sebagai S_{slow} . Gerakan partikel S_{fast} membentuk arah tertentu terhadap arah utara. Untuk mendapatkan nilai sudut polarisasi maka perlu dilakukan rotasi seismogram. Rotasi dilakukan dengan mengarahkan S_{fast} ke arah utara dengan asumsi bahwa arah utara yang ditunjukkan oleh komponen N-S benar-benar mengarah ke utara. Sudut yang diperlukan untuk mengarahkan S_{fast} ke arah utara merupakan *azimuth* dari arah polarisasi.



Gambar 25. Fenomena *Shear Wave Splitting* dari komponen horizontal N-S dan E-W stasiun SACS sebelum rotasi (atas) dan setelah rotasi (bawah) yang terjadi pada 1 Januari 2016 pukul 06:22.

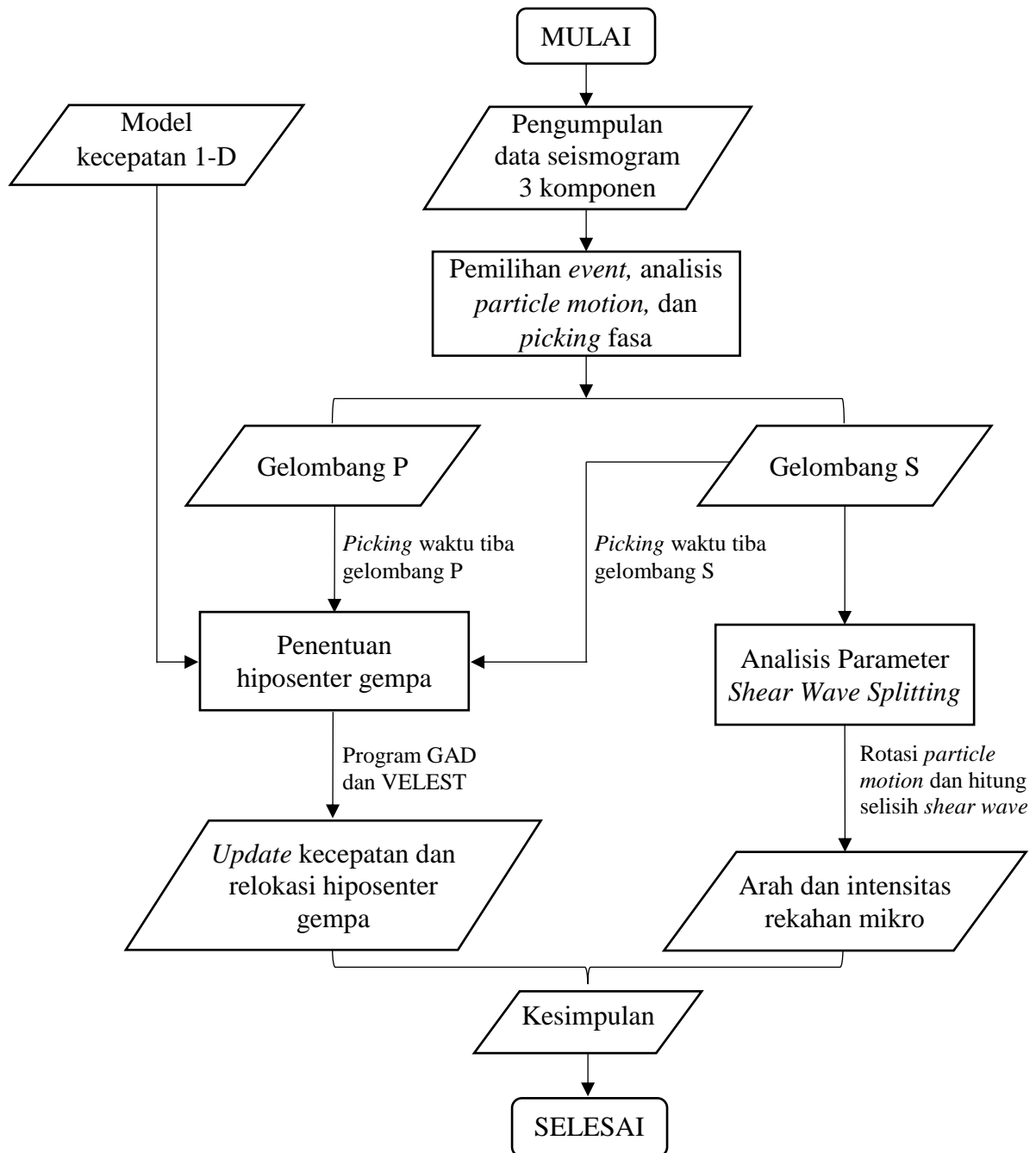


Gambar 26. *Particle motion* dari komponen horizontal N-S dan E-W stasiun SACS sebelum rotasi (kanan) dan setelah rotasi (kiri) yang terjadi pada 1 Januari 2016 pukul 06:22.

Setelah diperoleh sudut polarisasi dan waktu tunda dari gelombang S yang melalui sebuah rekahan maka dapat dilakukan interpretasi terhadap arah atau jurus dari rekahan mikro dan ukuran relatif dari rekahan mikro pada satu stasiun terhadap stasiun yang lain.

D. Diagram Alir Penelitian

Pada penelitian ini, dilakukan beberapa tahap untuk menganalisis rekahan mikro dengan metode *Shear Wave Splitting* yang terangkum dalam diagram alir sebagai berikut (Gambar 27).



Gambar 27. Diagram alir metode penelitian

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian tugas akhir ini, maka dapat disimpulkan poin-poin sebagai berikut.

1. Inisialisasi hiposenter terhadap 20 *event* gempa mikro menggunakan metode *Geiger's Adaptive Damping* (GAD) menghasilkan nilai rata-rata *Root Mean Square* (RMS) yang kurang baik, yaitu sebesar 3.40 detik. Sementara itu, relokasi hiposenter gempa mikro menggunakan metode *Coupled Velocity-Hypocenter* menghasilkan nilai rata-rata *Root Mean Square* (RMS) yang lebih baik, yaitu sebesar 0.86 detik. Sumber gempa mikro terfokus pada area timur hingga selatan lokasi penelitian dan tersebar di sekitar 3 stasiun perekam gempa. Keberadaan sumber gempa mikro terpusat pada kedalaman 1 hingga 4 km.
2. Arah polarisasi tiap stasiun perekam gempa dalam peta geologi memperlihatkan arah dominan rekahan yang cukup konsisten, yaitu arah NW-SE. Ketiga stasiun menunjukkan arah polarisasi yang terintegrasi dengan keberadaan sesar lokal di bawah permukaan. Sebagaimana arah rekahan dominan yang merepresentasikan arah NW-SE, persebaran sumber gempa mikro pun menunjukkan arah yang sama.
3. Berdasarkan peta kontur intensitas rekahan, memperlihatkan rentang nilai intensitas rekahan yang cukup rapat berkisar antara 2.6-3.1 ms/km. Persebaran nilai intensitas rekahan yang tinggi berada pada area stasiun MCIV, yaitu sebelah selatan lokasi penelitian. Sementara itu, persebaran nilai intensitas rekahan yang rendah berada pada area stasiun ARCI dan SACS, yaitu sebelah barat dan timur lokasi penelitian. Tingginya nilai intensitas rekahan yang disertai dengan banyaknya intensitas struktur memperkuat prediksi terhadap

keberadaan anisotropi tinggi yang diduga memiliki potensi permeabilitas tinggi pada area tersebut.

B. Saran

Beberapa saran terkait penelitian ini adalah sebagai berikut.

1. Pengukuran waktu tunda (*delay time*) sebaiknya dilakukan juga dengan metode lain seperti *cross correlation* untuk mendapatkan akurasi yang lebih baik.
2. Guna pengembangan penelitian, perlu dilakukan metode gempa mikro lainnya, seperti tomografi kecepatan sebagai media untuk memberi informasi kandungan fluida yang terdapat di bawah permukaan, sehingga jenis rekahan secara umum dapat diketahui.

DAFTAR PUSTAKA

- Abdullah, A. 2008. *Ensiklopedi Seismik Online*. E-Book Ensiklopediseismik. Indonesia.
- Afnimar. 2009. *Seismologi*. Institut Teknologi Bandung. Bandung.
- Amatullah, B.A. 2015. *Identifikasi Potensi Fracture Permeability Dengan Metode Shear Wave Splitting (SWS) Pada Lapangan Panas Bumi Wayang Windu*. Intitut Teknologi Bandung. Tesis.
- Anissofira, A. 2013. *Penentuan Struktur Patahan di Lapangan Panasbumi X Dengan Menggunakan Metode Relokasi Relatif Kasus Gempa Mikro*. Universitas Pendidikan Indonesia. Skripsi.
- Barelli, A., Ceccarelli, A., Dini, I., Fiordelisi, A., Giorgi, N., Lovari, F., dan Romagnoli, P. 2010. *A Riview of the Mt. Amiata Geothermal System (Italy)*. Proceedings World Geothermal Congress 2010. Pp 1-6.
- Batini, F., Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., dan Pandeli, E. 2003. *Geological features of Larderello-Travale and Mt Amiata geothermal areas (southern Tuscany Italy)*. Episodes 26, 239-244.
- Brogi, A. 2004. *Miocene extension in the inner Northern Apennines: the Tuscan Nappe megaboudins in the Mt. Amiata geothermal area and their influence on Neogene sedimentation*. Boll. Soc. Geol. It. VOL. 123, 513-529.
- Brogi, A. 2008. *The structure of the Monte Amiata Volcano Geothermal Area (Northern Apennines, Italy): Neogene Quaternary Compression Versus Extension*. Int J Earth Sci (Geol Rundsch). VOL. 97, 677-703.
- Dini, I., Ceccarelli, A., Brogi, A., Giorgi, N., Galleni, P., dan Rossi, L. 2010. *Geological Evolution of the Base Mt. Amiata Volcanic Complex (Tuscany, Italy)*. Proceedings World Geothermal Congress 2010. Pp 1-9.

- Elliot, E. 2010. *Polarization Diagram of S Wave*. Wikipedia Encyclopedia. USA.
- Fulignati, P., Marianelli, P., Sbrana, A., dan Ciani, V. 2014. *3D Geothermal Modelling of the Mount Amiata Hydrothermal System in Italy*. *Energies Journal*. VOL. 7, 7434-7453.
- Hendrajaya, L., dan Bijaksana, S. 1990. *Pengantar Seismologi*. Institut Teknologi Bandung. Bandung.
- Hidayati, S. 2010. *Pengenalan Seismologi Gunungapi*. Diklat Pelaksana Pemula Pengamat Gunungapi Baru, Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi. Bandung.
- Holland. 2002. *Microearthquake Study of the Salton Sea Geothermal Field, California: Evidence of Stress Triggering*. The University of Texas. USA.
- Ibrahim, G., dan Subardjo. 2003. *Pengetahuan Seismologi*. Badan Meteorologi dan Geofisika. Manado.
- Kissling, E. 1995. *Program VELEST USER'S GUIDE Short Introduction*. Institute of Geophysics. ETH Zuerich.
- Lee, W.H.K., dan Stewart, S.W. 1981. *Principles and Applications of Microearthquake Networks*. Academic Press, Inc: New York.
- Nariswari, D. 2012. *Analisis Shear Wave Splitting Pada Data Gempa Mikro Untuk Identifikasi Anisotropi Rekahan Mikro Lapangan Panas Bumi "X" Gunung Rajabasa Lampung*. Universitas Pembangunan Nasional "Veteran". Skripsi.
- Nishi, K. 2005. *Hypocenter Calculation Software GAD (Geiger's method with Adaptive Damping)*. GAD Manual Guide.
- Olive, J.A. 2014. *An Eigenvalue-Method for Shear Wave Splitting Analysis*. MIT/WHOI Joint Program in Oceanography. USA.
- Pribadi, E. 2010. *Deliniasi Zona Rekahan Pada Reservoir Geothermal Melalui Pengamatan Mikroseismik*. Universitas Indonesia. Skripsi.
- Rozzano, F., dan Cei, M. 2015. *Geothermal Power Generation in Italy 2010-2014 Update Report*. Proceedings World Geothermal Congress 2015. Pp 1-10.
- Satriawan, M. 2007. *Kinematika Fisika Dasar*. Universitas Gadjah Mada. Yogyakarta.

- Stich, D., dan Morelli, A. 2007. *Reflection of Seismic Surface Waves at the Northern Apennines*. Earth planet. Sci. Lett. 259, 149-158.
- Susilawati. 2008. *Penerapan Penjalaran Gelombang Seismik Gempa Pada Penelaahan Struktur Bagian Dalam Bumi*. Universitas Sumatera Utara. Medan.
- Tang, C., Rial, J.A., Less, J.M., dan Elkibbi, M. 2006. *Shear Wave Splitting Observations and Measurements at the Geothermal Field at Hengill, Iceland*. Proceedings Thirty-First Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University 2006. Pp 1-6.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., dan Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics Second Edition*. Cambridge University. USA.
- Vlahovic, G., Elkibbi, M., dan Rial, J.A 2002. *Shear-Wave Splitting and Reservoir Crack Characterization: the Coso Geothermal Field*. Journal Volcanology and Geothermal Research 2002. Pp 123-140.
- Zhao, X., Collins, D.S., dan Young, R.P. 2010. *Gaussian-Beam Polarization-Based Location Methods Using S-Waves for Hydraulic Fracturing Induced Seismicity*. University of Toronto. Canada. Vol 35. No. 1.
- Zhao, Y. 2008. *A New Approach for the Automatic Detection of Shear Wave Splitting*. University of North Carolina. USA.