

**ANALISIS SEBARAN HIPOSENTER GEMPA MIKRO DAN  
POISSON'S RATIO, STUDI KASUS: *HYDROSHEARING* PADA  
LAPANGAN *ENHANCED GEOTHERMAL SYSTEM*  
NEWBERRY, OREGON**

Skripsi

Oleh  
**AJI SETIAWAN**



**KEMENTRIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI  
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA  
FAKULTAS TEKNIK  
UNIVERSITAS LAMPUNG  
2017**

## **ABSTRACT**

### **ANALYSIS OF MICROEARTHQUAKES HYPOCENTER DISTRIBUTION AND POISSON'S RATIO, CASE STUDY: HYDROSHEARING ON ENHANCED GEOTHERMAL SYSTEM NEWBERRY, OREGON**

**By**

**Aji Setiawan**

Enhanced Geothermal System (EGS) technology applied to the hot dry rock geothermal fields in Newberry is done by injecting a high pressured of cold water to produce an artificial reservoir, called hydroshearing. The observations were conducted by recording microearthquake events using 15 seismometers installed during the EGS process, from October 2012 to December 2014. The study purposed to identified microearthquake hypocenter caused by fracturing process, determining poisson's ratio distribution values for fluid characterization in porous layer and defining artificial reservoir model of EGS products. Single Event Determination (SED) and Clustering methods are used to obtain the origin time and hypocenter location from recorded waveform as input. The result shows Clustering method gives RMS value and error location much smaller and also better for event distrubution pattern. The results showed the events divided into 2 main clusters that were affected by the injection phases. The poisson's ratio is calculated using  $V_p/V_s$  value from Wadati diagram. The physical parameters of poisson's ratio characterizing the fluid existance, fluid type and wettability index resulted in 3 major zones consisting of water saturation zone at relatively shallow depth and identified due to leakage of well casing, then vapor zone and water dominance zone located on the target area (depth  $\geq 1970$  meters) . Based on the analysis, it is known that the dominant zone of water at depth of 2006.5 - 3300 meters with poisson's ratio value ranging from 0.3 to 0.44 which is estimated to have a volume of  $1.59 \text{ km}^3$  with fractures direction in Southeast, South and Southwest from injection wells.

**Keywords:** EGS, hydroshearing, microearthquake, SED, Clustering, hypocenter, poisson's ratio, artificial reservoir.

## ABSTRAK

### **ANALISIS SEBARAN HIPOSENTER GEMPA MIKRO DAN POISSON'S RATIO, STUDI KASUS: *HYDROSHEARING* PADA LAPANGAN *ENHANCED GEOTHERMAL SYSTEM* NEWBERRY, OREGON**

Oleh

**Aji Setiawan**

Teknologi *Enhanced Geothermal System (EGS)* yang diterapkan pada lapangan panas bumi bertipe *hot dry rock* di Newberry dilakukan dengan menginjeksikan sejumlah air dingin bertekanan tinggi sehingga dihasilkannya reservoir buatan atau yang disebut *hydroshearing*. Pengamatan dilakukan dengan merekam *event* gempa mikro menggunakan 15 seismometer yang dipasang selama proses *EGS*, yaitu sejak Oktober 2012 hingga Desember 2014. Penelitian bertujuan untuk memetakan hiposenter gempa mikro yang terjadi akibat proses *fracturing*, menghasilkan nilai sebaran *poisson's ratio* untuk mengkarakterisasi fluida lapisan berpori dan menghasilkan model *artificial reservoir* produk *EGS*. Digunakan metode *Single Event Determination (SED)* dan *Clustering* untuk mendapatkan *origin time* dan lokasi hiposenter dari *input* berupa *waveform* hasil perekaman. Hasil yang didapat menunjukkan metode *Clustering* memberikan nilai *RMS* dan *error* lokasi yang jauh lebih kecil serta pola distribusi *event* yang lebih baik. Hasil penelitian menunjukkan *event* tersebar menjadi 2 *cluster* utama yang dipengaruhi oleh fase injeksi. Adapun *poisson's ratio* dihitung menggunakan hasil diagram Wadati berupa nilai  $V_p/V_s$ . Parameter fisis *poisson's ratio* yang mengarakterisasi keberadaan dan tipe fluida serta indeks kebasahan menghasilkan 3 zona utama yang terdiri dari zona jenuh air yang berada pada kedalaman relatif dangkal dan teridentifikasi karena adanya kebocoran *casing* sumur, kemudian zona uap dan zona dominasi air yang berada pada area target (kedalaman  $\geq 1970$  meter). Berdasarkan analisis diketahui zona dominasi air berada pada kedalaman 2006,5 – 3300 meter dengan nilai *poisson's ratio* berkisar 0,3 sampai 0,44 yang diestimasi memiliki volume 1,59 km<sup>3</sup> dengan pola rekahan yang berarah Tenggara, Selatan dan Barat-Daya dari sumur injeksi.

Kata kunci: *EGS*, *hydroshearing*, gempa mikro, *SED*, *Clustering*, hiposenter, *poisson's ratio*, reservoir buatan.

**ANALISIS SEBARAN HIPOSENTER GEMPA MIKRO DAN  
POISSON'S RATIO, STUDI KASUS: *HYDROSHEARING* PADA  
LAPANGAN *ENHANCED GEOTHERMAL SYSTEM*  
NEWBERRY, OREGON**

Oleh  
**AJI SETIAWAN**

Skripsi  
Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar  
**SARJANA TEKNIK**

Pada  
Jurusan Teknik Geofisika  
Fakultas Teknik Universitas Lampung



**KEMENTRIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI  
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA  
FAKULTAS TEKNIK  
UNIVERSITAS LAMPUNG  
2017**

**Judul Skripsi** : **ANALISIS SEBARAN HIPOSENTER  
GEMPA MIKRO DAN *POISSON'S RATIO*,  
STUDI KASUS: *HYDROSHEARING* PADA  
LAPANGAN *ENHANCED GEOTHERMAL  
SYSTEM* NEWBERRY, OREGON**

**Nama Mahasiswa** : **AJI SETIAWAN**

**Nomor Pokok Mahasiswa** : **1315051004**

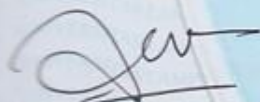
**Jurusan** : **Teknik Geofisika**

**Fakultas** : **Teknik**

**MENYETUJUI**

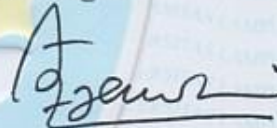
**1. Komisi Pembimbing**

**Pembimbing I**



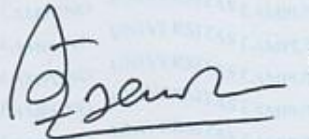
**Rustadi, S.Si., M.T.**  
NIP. 19720511 199703 1002

**Pembimbing II**



**Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.**  
NIP. 19720928 199903 1001

**2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika**



**Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.**  
NIP. 19720928 199903 1001

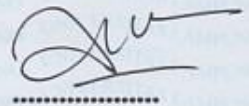


## MENGESAHKAN

### 1. Tim Penguji

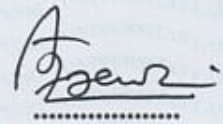
Ketua

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



Sekretaris

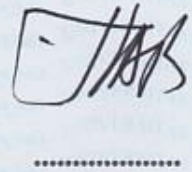
: Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.



Penguji

Bukan Pembimbing

: Prof. Drs. Suharno, M.S., .Sc., Ph.D.



### 2. Dekan Fakultas Teknik

Prof. Drs. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.

NIP. 19620717 198703 1002



Tanggal Lulus Ujian Skripsi: 24 Oktober 2017

## PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa skripsi ini bukan karya orang lain dan sepanjang pengetahuan saya 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. Skripsi ini dibuat oleh saya sendiri.

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

Bandar Lampung, 25 Oktober 2017

Penulis,



Aji Setiawan

## RIWAYAT HIDUP



Penulis bernama lengkap Aji Setiawan, yang lahir di Tangerang, 17 Juni 1995, sebagai anak pertama dari dua bersaudara pasangan Bapak Sarilan dan Ibu Daryati. Memulai pendidikan dari *Play Group* sejak 1998, kemudian Taman Kanak-Kanak (TK) Cendikiawan Muslim dan Taman Pendidikan Al

Quran (TPA) di tempat yang sama, diselesaikan pada tahun 2001. Selanjutnya lulus Sekolah Dasar (SD) pada tahun 2007 dari SDIT Muhammadiyah Pasar Kemis Tangerang. Menempuh pendidikan Sekolah Menengah di SMP Negeri 15 Tangerang sampai tahun 2010 dan SMA Negeri 4 Tangerang hingga lulus tahun 2013.

Di tahun yang sama melanjutkan pendidikan tinggi di Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung melalui jalur SNMPTN. Berbagai pengalaman organisasi selama kuliah antara lain Dewan Perwakilan Mahasiswa Fakultas Teknik (DPM FT) sebagai Sekretaris Komisi periode 2014-2015. Di tingkat jurusan aktif sebagai Anggota Biro Dana dan Usaha Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika Universitas Lampung (HIMA TG Bhuwana) periode 2014-2015, kemudian menjadi Ketua Umum pada periode 2015-2016. Selain itu penulis merupakan pengurus organisasi eksternal kampus *Society of Exploration*



*Geophysicist Student Chapter (SEG SC) sejak 2013-2016 sebagai staff Course Division.*

Penulis pernah melaksanakan kegiatan Kerja Praktik di PPPTMGB LEMIGAS di Cipulir, Jakarta Selatan dengan fokus pengolahan data Seismik yang berjudul **“Komprasi Migrasi Data Seismik Land 2 Dimensi Area Kalimantan”**. Kemudian berhasil menyelesaikan pendidikan Sarjana pada 24 Oktober 2017 dengan Tugas Akhir berjudul **“Analisis Sebaran Hiposenter Gempa Mikro dan Poisson’s Ratio, Studi Kasus: Hydroshearing Pada Lapangan Enhanced Geothermal System Newberry, Oregon”**.

## MOTTO

وَقُلْ جَاءَ الْحَقُّ وَزَهَقَ الْبَاطِلُ إِنَّ الْبَاطِلَ كَانَ زَهُوقًا

Dan katakanlah: “Kebenaran telah datang dan kebatilan telah lenyap.” Sungguh yang batil itu pasti lenyap.

(Al Isra’: 81)

“Segala sesuatu adalah titik pembentuk suatu garis dengan arah yang berbeda, oleh karena itu berhati-hatilah dengan titik itu dan perhatikan arahnya.”

(Aji Setiawan)

## SANWACANA

Puji syukur kehadiran Allah *subhanahu wa ta'ala*, Tuhan semesta alam atas segala nikmat dan karunia Nya penulis dapat menyelesaikan skripsi ini. Skripsi berjudul **“Analisis Sebaran Hiposenter Gempa Mikro dan *Poisson's Ratio*, Studi Kasus: *Hydroshearing* Pada Lapangan *Enhanced Geothermal System* Newberry, Oregon”** ini disusun sebagai salah satu syarat kelulusan untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik pada Jurusan Teknik Geofisika Fakultas Teknik Universitas Lampung.

Tentu banyak pihak yang turut berkontribusi sejak awal kuliah, masa penelitian hingga terselesaikannya skripsi ini. Sehingga ucapan terima kasih yang tak terkira kepada:

1. Kedua orang tua tercinta Ibu Daryati dan Bapak Sarilan, serta adik tersayang Hamid Setiawan atas segala pengorbanan, perjuangan dan doa yang tiada putus-putusnya.
2. Bapak Rustadi, S.Si., M.T dan Bapak Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T. selaku Dosen Pembimbing tugas akhir atas segala bimbingan dan berbagai saran yang diberikan
3. Bapak Prof. Suharno, Ph.D. sebagai Dosen Penguji sekaligus Dekan Fakultas Teknik atas segala arahan, kritik, motivasi serta bimbingan dalam perbaikan skripsi ini.
4. Seluruh Dosen Jurusan Teknik Geofisika atas Ilmu dan berbagai pelajaran berharga yang telah diwariskan.
5. Seluruh staff Jurusan Teknik Geofisika dan Fakultas Teknik Universitas Lampung atas segala bantuannya.

6. Kurt Toshimi Nihei, B.A., M.S., Ph.D. dan Katie Freeman, B.A., M.S. dari Lawrence Berkeley National Laboratory U.S atas data penelitian serta saran yang diberikan untuk penelitian ini.
7. Rekan-rekan seperjuangan dan sependaritan dari Teknik Geofisika angkatan 2013: Suryadi, Imbron, Rafi, Kurnia, Farkhan, Ravide, Nafis, Reza, Dwi, Egi, Abdi, Fajri, Nico, Azhari, Helton, Putu, Ryan, Haidar, Edi, Dodi, Udin, Agung, Syabana, Aloy, Harris, Kholil, Noris, Priesta, Widia, Cahaya, Winda, Hanun, Wuri, Alicya, Ulfa, Endah, Shiska, Eci, Deswita, Herlin, Dian, Feni, Pipit, Bunga, Yeni dan Yasrifa yang telah menjadi bagian keluarga yang saling melengkapi satu sama lain.
8. Hima TG Bhuwana Serta seluruh keluarga besar Teknik Geofisika Unila yang telah menjadi bagian pembelajaran yang tak ternilai bagi penulis.
9. Penghuni Wisma Sekawan: H. Taufik, Pak Herman, Ayu, Surono, Udin, Reza, Berli, Marwan, Reski, Johan, Rangga, Joshua, Khozin, Rizki, Aldi, Dani, Ari, Umay, Rohim, Huda, Ary, Arli, Sandy, Nasta, Ferly dan Hassan atas segala jasa dan kebaikan kalian yang tak kan terlupakan.
10. Sahabat yang tak lekang oleh waktu: Tyo, Bagas, Andi, Kurniawan, Dessy, Cikeu, Nabila dan Diane.

Tentu skripsi ini masih jauh dari kata sempurna, mohon maaf atas segala kekurangan didalamnya, semoga bermanfaat bagi pembaca.

Bandar Lampung, 25 Oktober 2017

Penulis,

Aji Setiawan

## KATA PENGANTAR

***Assalamu'alaykum wa rohmatullohi wa barokatuh***

Segala puji bagi Allah, Tuhan semesta alam. Atas kehendak Nya lah Laporan Tugas Akhir ini dapat penulis selesaikan. Sholawat teriring salam semoga senantiasa tercurah kepada penutup para Nabi, Rasulullah Muhammad *sholallahu'alayhi wa sallam*. Semoga rahmat dan keberkahan turut serta menyertai umatnya, *amiin*.

Skripsi ini tak lepas dari dukungan berbagai pihak sejak tahap penelitian hingga terselesaikannya karya ini. Namun penulis menyadari masih terdapat berbagai kekurangan didalamnya. Penulis terbuka untuk berbagai kritik dan saran yang dapat membangun kearah lebih baik. Semoga bermanfaat dan menjadi sumbangsih bagi dunia akademik kedepannya.

***Wassalam.***

Penulis



## DAFTAR ISI

|                                                             | Halaman |
|-------------------------------------------------------------|---------|
| <b>ABSTRAK</b> .....                                        | i       |
| <b>ABSTRACT</b> .....                                       | ii      |
| <b>HALAMAN PERSETUJUAN</b> .....                            | iii     |
| <b>HALAMAN PENGESAHAN</b> .....                             | iv      |
| <b>HALAMAN PERNYATAAN</b> .....                             | v       |
| <b>RIWAYAT HIDUP</b> .....                                  | vi      |
| <b>SANWACANA</b> .....                                      | ix      |
| <b>KATA PENGANTAR</b> .....                                 | xi      |
| <b>DAFTAR ISI</b> .....                                     | xii     |
| <b>DAFTAR GAMBAR</b> .....                                  | xiv     |
| <b>DAFTAR TABEL</b> .....                                   | xvii    |
| <br><b>I. PENDAHULUAN</b>                                   |         |
| 1.1 Latar Belakang .....                                    | 1       |
| 1.2 Tujuan Percobaan.....                                   | 3       |
| 1.3 Batasan Masalah .....                                   | 3       |
| <br><b>II. TINJAUAN PUSTAKA</b>                             |         |
| 2.1 Sistem Panas Bumi.....                                  | 4       |
| 2.2 Teknologi <i>Enhanced Geothermal System (EGS)</i> ..... | 6       |
| 2.3 Lapangan Panas Bumi <i>Newberry</i> .....               | 7       |
| 2.4 <i>Setting Regional Newberry</i> .....                  | 8       |
| 2.5 Data Log <i>NWG 5-29</i> .....                          | 11      |

### III. TEORI DASAR

|     |                                                          |    |
|-----|----------------------------------------------------------|----|
| 3.1 | Teori Gelombang Seismik.....                             | 13 |
| 3.2 | Jenis Gelombang Seismik.....                             | 21 |
| 3.3 | Metode Gempa Mikro.....                                  | 24 |
| 3.4 | Parameter Gempa.....                                     | 26 |
| 3.5 | Metode <i>Single Event Determination (SED)</i> .....     | 28 |
| 3.6 | Metode <i>Clustering</i> .....                           | 31 |
| 3.7 | Penentuan Magnitudo Gempa (Skala Richter-Gutenberg)..... | 34 |
| 3.8 | Diagram Wadati.....                                      | 35 |
| 3.9 | Koefisien <i>Poisson</i> dan Rasio <i>Poisson</i> .....  | 36 |

### IV. METODOLOGI PRAKTIKUM

|     |                                          |    |
|-----|------------------------------------------|----|
| 4.1 | Waktu dan Tempat Penelitian.....         | 38 |
| 4.2 | Perangkat Lunak dan Data Penelitian..... | 38 |
| 4.3 | Pengolahan Data.....                     | 40 |
| 4.4 | Diagram Alir.....                        | 44 |

### V. HASIL DAN PEMBAHASAN

|     |                                                      |    |
|-----|------------------------------------------------------|----|
| 5.1 | <i>Event</i> Gempa Mikro dan Sebaran Hiposenter..... | 45 |
| 5.2 | Hasil <i>Hydroshearing</i> .....                     | 52 |
| 5.3 | Tomografi $V_p/V_s$ dan <i>Poisson's Ratio</i> ..... | 56 |
| 5.4 | Volumetrik <i>Artificial Reservoir</i> .....         | 61 |

### VI. KESIMPULAN DAN SARAN

|     |                 |    |
|-----|-----------------|----|
| 6.1 | Kesimpulan..... | 68 |
| 6.2 | Saran.....      | 69 |

### DAFTAR PUSTAKA

## DAFTAR GAMBAR

|                                                                                             | Halaman |
|---------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| <b>Gambar 1</b> Citra <i>thermal</i> Oregon.....                                            | 1       |
| <b>Gambar 2</b> Seting tektonik Oregon.....                                                 | 8       |
| <b>Gambar 3</b> Peta geologi regional <i>Newberry</i> beserta tampilan <i>slice A</i> ..... | 9       |
| <b>Gambar 4</b> Konseptual model geologi dan temperatur <i>slice B</i> .....                | 9       |
| <b>Gambar 5</b> Konseptual model geologi dan temperatur <i>slice C</i> .....                | 10      |
| <b>Gambar 6</b> Data log sumur <i>NWG 55-29</i> pada <i>uncased zone</i> .....              | 12      |
| <b>Gambar 7</b> Komponen <i>stress</i> .....                                                | 15      |
| <b>Gambar 8</b> Analisis regangan 2D.....                                                   | 16      |
| <b>Gambar 9</b> Modulus <i>Young</i> .....                                                  | 17      |
| <b>Gambar 10</b> Modulus <i>Shear</i> .....                                                 | 17      |
| <b>Gambar 11</b> Perambatan gelombang P terhadap medium elastis.....                        | 22      |
| <b>Gambar 12</b> Perambatan gelombang S terhadap medium elastis.....                        | 23      |
| <b>Gambar 13</b> Perambatan gelombang <i>Love</i> terhadap medium elastis.....              | 24      |
| <b>Gambar 14</b> Perambatan gelombang <i>Rayleigh</i> terhadap medium elastis.....          | 24      |
| <b>Gambar 15</b> <i>Picking event</i> gempa mikro tiga komponen.....                        | 26      |
| <b>Gambar 16</b> Penentuan hiposenter.....                                                  | 27      |
| <b>Gambar 17</b> Metode <i>Clustering</i> .....                                             | 33      |
| <b>Gambar 18</b> Diagram Wadati untuk penentuan <i>origin time</i> .....                    | 36      |
| <b>Gambar 19</b> Topografi daerah penelitian dan lokasi stasiun.....                        | 39      |

|                                                                                                                           |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Gambar 20</b> <i>Picking</i> fasa gelombang P dan gelombang S pada stasiun NN19 pada 29 November 2012 pukul 20:29..... | 41 |
| <b>Gambar 21</b> Diagram Wadati pada <i>event</i> 3 November 2014 pukul 11:44.....                                        | 43 |
| <b>Gambar 22</b> Diagram Alir Penelitian.....                                                                             | 44 |
| <b>Gambar 23</b> <i>Waveform</i> pada 29 November 2012 pukul 20:29, stasiun NM40 dan stasiun NN17.....                    | 45 |
| <b>Gambar 24</b> Plot model kecepatan 1D gelombang P dan gelombang S.....                                                 | 46 |
| <b>Gambar 25</b> <i>Event waveform</i> dalam domain frekuensi <i>cluster</i> I.....                                       | 48 |
| <b>Gambar 26</b> <i>Event waveform</i> dalam domain frekuensi <i>cluster</i> II .....                                     | 48 |
| <b>Gambar 27</b> Sebaran hiposenter hasil <i>SED</i> dan <i>Clustering</i> .....                                          | 50 |
| <b>Gambar 28</b> Sebaran hiposenter berdasarkan <i>cluster</i> secara horizontal.....                                     | 51 |
| <b>Gambar 29</b> Sebaran hiposenter berdasarkan <i>cluster</i> secara vertikal.....                                       | 52 |
| <b>Gambar 30</b> Sebaran <i>event</i> gempa mikro beserta sumur injeksi.....                                              | 53 |
| <b>Gambar 31</b> Sebaran <i>event</i> beserta nilai magnitudo (skala Richter).....                                        | 56 |
| <b>Gambar 32</b> Tampilan horiozntal $V_p/V_s$ .....                                                                      | 57 |
| <b>Gambar 33</b> Tampilan 2D horizontal <i>Poisson ratio</i> .....                                                        | 58 |
| <b>Gambar 34</b> <i>Cross section Poisson ratio</i> pada beberapa kedalaman.....                                          | 59 |
| <b>Gambar 35</b> Tomografi <i>Poisson ratio</i> arah barat – timur.....                                                   | 60 |
| <b>Gambar 36</b> Tomografi <i>Poisson ratio</i> arah selatan – utara.....                                                 | 60 |
| <b>Gambar 37</b> Volumetrik zona jenuh.....                                                                               | 62 |
| <b>Gambar 38</b> Volumetrik zona dominasi uap.....                                                                        | 63 |
| <b>Gambar 39</b> Volumetrik zona dominasi air.....                                                                        | 64 |
| <b>Gambar 40</b> <i>Slice</i> vertikal pada arah timur ( <i>easting</i> ).....                                            | 65 |
| <b>Gambar 41</b> <i>Slice</i> vertikal arah utara ( <i>northing</i> ).....                                                | 66 |

|                                                               |    |
|---------------------------------------------------------------|----|
| <b>Gambar 42</b> Zona jenuh pada area <i>open cased</i> ..... | 66 |
| <b>Gambar 43</b> Hasil akhir <i>EGS</i> .....                 | 67 |

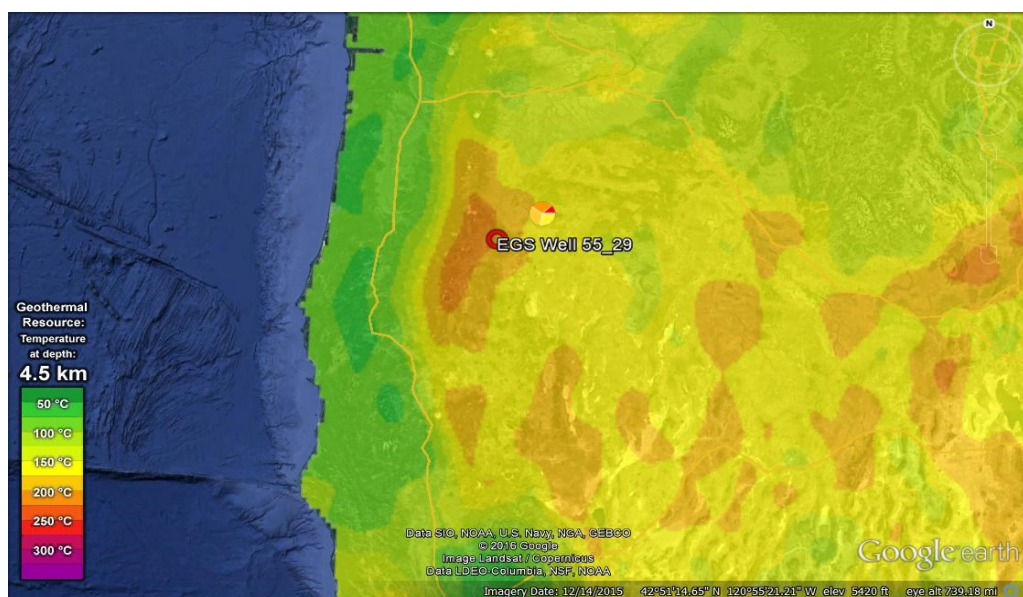
## DAFTAR TABEL

|                                                                                                         | Halaman |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| <b>Tabel 1.</b> Harga <i>Poisson ratio</i> pada beberapa penelitian.....                                | 20      |
| <b>Tabel 2.</b> Model kecepatan 1 dimensi <i>Newberry</i> daerah penelitian.....                        | 41      |
| <b>Tabel 3.</b> Perbandingan <i>origin time</i> metode <i>SED</i> dan <i>Clustering</i> .....           | 50      |
| <b>Tabel 4.</b> Perbandingan <i>error</i> hiposenter pada metode <i>SED</i> dan <i>Clustering</i> ..... | 50      |

## I. PENDAHULUAN

### 1.1 Latar Belakang

Energi panas bumi merupakan salah satu solusi pemenuhan kebutuhan energi bebas emisi dan bersifat *renewable* atau dapat diperbaharui. Pada umumnya pembangkit listrik tenaga panas bumi memanfaatkan fluida yang berasal dari sistem panas bumi di bawah permukaan (*hydrothermal system*), namun pada beberapa kasus terdapat lapangan yang juga memiliki sistem panas bumi namun tidak memiliki siklus hidrologi yang memadai. Hal tersebut ditandai oleh kondisi tektonik yang berada pada jalur subduksi, berasosiasi dengan gunung api purba dan memiliki gradien suhu yang tinggi atau lebih dikenal dengan *hot dry rock system*. Gambar 1 memperlihatkan citra *thermal* daerah penelitian.



**Gambar 1.** Citra *thermal* Oregon (google.org/EGS, 2016)

Sejumlah penelitian yang telah dilakukan di area kaldera hasil erupsi gunung api *Newberry* mengindikasikan potensi panas bumi bertipe *hot dry rock system* dengan gradien rata-rata suhu  $130^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (Frone dkk, 2014) namun masih belum dimanfaatkan. Hal tersebut juga diketahui berdasarkan sumur eksplorasi dimana lapisan pada *zone of interest* memiliki permeabilitas dan saturasi yang rendah (*dry hole*) (Cladouhos dkk., 2013). Sehingga diperlukannya teknologi untuk memanfaatkan potensi tersebut.

*Enhanced Geothermal System (EGS)* merupakan teknologi yang diterapkan pada lapangan panas bumi *Newberry* menggunakan teknik *hydroshearing* yang dilakukan dengan menginjeksikan air dingin yang berasal dari akuifer air tanah sehingga dapat menghubungkan masing-masing rekahan (*connecting fracture*) untuk meningkatkan permeabilitas reservoir dan sebagai fluida pengisi lapisan berpori. Sehingga proses yang dilakukan berbeda dengan teknik *EGS* lain seperti *hydraulic fracturing* yang memanfaatkan berbagai zat kimia untuk membuat rekahan dan menggunakan pasir sebagai penyangga.

Geofisika berperan penting dalam kegiatan eksplorasi panas bumi, satu diantaranya ialah seismologi yang mempelajari kegempaan pada berbagai aspek. Pada dasarnya setiap proses deformasi akan menghasilkan seismisitas berupa gempa dengan intensitas tertentu, sehingga dengan mengetahui respon gempa berupa gelombang badan (*body waves*) dapat dilakukan kajian lebih lanjut mengenai lokasi sumber gempa dan respon fisis area tersebut. Proses injeksi air bertekanan tinggi secara simultan pada proses *EGS* akan mengakibatkan terbentuknya sejumlah rekahan yang juga melepaskan energi dalam bentuk gempa



mikro. Dengan mengetahui distribusi *event* gempa mikro dapat diketahui hasil rekahan yang terbentuk.

Penelitian ini berfokus pada pengamatan proses dari tiga tahap *hydroshearing* menggunakan data gempa mikro sejak Oktober 2012 hingga Desember 2014. Perekaman *event* gempa mikro dilakukan dengan menggunakan 15 stasiun pengamat yang terdiri dari 7 *surface station* dan 8 *borehole station*. Adanya *event* gempa mikro mengindikasikan keberadaan deformasi hasil injeksi, sehingga dapat diketahui pola rekahan serta sebaran fluida injeksi berdasarkan nilai *poisson's ratio* yang diperlukan untuk mengetahui batas area reservoir hasil EGS dan dapat menjadi acuan eksplorasi lanjutan.

## 1.2 Tujuan Penelitian

Tujuan dilakukannya penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Memetakan lokasi *event* gempa mikro yang dihasilkan selama proses *hydroshearing*.
2. Menghasilkan sebaran *poisson's ratio* untuk karakterisasi fluida lapisan berpori.
3. Menghasilkan tentatif model *artificial reservoir* hasil EGS.

## 1.3 Batasan Masalah

Batasan masalah dalam penelitian ini mencakup inisiasi dan analisis sebaran hiposenter gempa mikro produk *hydroshearing* menggunakan metode *Single Event Determination (SED)* dan *Clustering*, serta menafsirkan model volumetri *artificial reservoir* berdasarkan parameter *poisson's ratio* dengan *input* berupa *waveform* tiga komponen serta model kecepatan satu dimensi daerah penelitian.

## II. TINJAUAN PUSTAKA

### 2.1 Sistem Panas Bumi

Sistem panas bumi merupakan suatu istilah umum yang menggambarkan proses perpindahan panas secara alami dalam suatu volume tertutup di kerak bumi, dimana panas berpindah dari suatu sumber panas menuju daerah pelepasan panas seperti permukaan bebas (Hochstein dan Browne, 2000). Suhu bumi bertambah besar secara konstan selaras dengan bertambahnya kedalaman posisi di bawah permukaan bumi. Peningkatan suhu yang berbanding lurus dengan bertambahnya kedalaman disebut sebagai “*gradient geothermal*” (Suharno, 2013) dengan rata-rata peningkatan suhu sebesar 25°C/km (Kirkland, 2010).

Terdapat beberapa jenis sistem panas bumi, secara umum diklasifikasikan menjadi empat kategori, yaitu *Hydrothermal System*, *Geopressured System*, *Hot Dry Rock System* dan *Magma System* (Sanyal dan Subir, 2005). Sedangkan (Goff dan Janik, 2000) Mengklasifikan sistem panas bumi menjadi lima tipe, dimana tiga tipe diantaranya memiliki reservoir yang memiliki air panas secara alamiah, atau yang dikenal dengan reservoir sistem hidrotermal. Sedangkan dua tipe lainnya memerlukan injeksi fluida untuk pembuatan reservoir dan sebagai material pengisi ruang pori. Masing-masing tipe tersebut antara lain sebagai berikut:

1. *Young igneous system* (sistem batuan beku muda), yang berhubungan dengan sistem gunung api kuarter dan intrusi magma. Sekitar 95% dari aktivitas vulkanik terjadi di batas lempeng dan zona *hot spot*. Pada umumnya sistem jenis ini memiliki temperatur yang paling tinggi  $\leq 370^{\circ}\text{C}$  dengan rata-rata kedalaman reservoir  $\leq 1,5$  km.
2. *Tectonic system* (sistem tektonik), umumnya berkaitan dengan peningkatan seismisitas daerah patahan dan zona subduksi. Secara umum sistem ini memiliki temperatur reservoir sekitar  $\leq 250^{\circ}\text{C}$  dengan kedalaman  $\geq 1,5$  km.
3. *Geopresssure system* yang umum ditemukan di daerah *sedimentary basin* (cekungan sedimen) dimana terbentuk *subsidence* sehingga menghasilkan reservoir yang disebut *overpressured reservoir*. Sistem ini memiliki karakteristik yang mirip dengan cekungan migas. Reservoir pada sistem ini memiliki kedalaman 1,5 hingga 3 km dengan temperatur  $50^{\circ}$  hingga  $190^{\circ}\text{C}$ .
4. *Hot dry rock system*, merupakan sistem panas bumi dimana panas tersimpan pada batuan dengan porositas efektif dan permeabilitas yang rendah. Sumber panas yang tinggi dalam batuan *impermeable* berasal dari intrusi magma atau gradien termalnya (Maulida, 2015). Pada sistem ini tidak terdapat siklus hidrotermal sehingga pemanfaatannya memerlukan injeksi fluida untuk meningkatkan permeabilitas reservoir dan sebagai fluida pengisi lapisan *porous*. Injeksi air dilakukan untuk menghasilkan rekahan buatan dimana air diinjeksikan dengan tekanan yang tinggi sehingga mengakibatkan rekahan di reservoir (Hocshtein dkk., 1992). Sistem ini berasosiasi dengan gradien suhu di bawah permukaan. Sistem ini memiliki temperatur yang berkisar  $120^{\circ}$  hingga  $225^{\circ}\text{C}$  dengan variasi kedalaman reservoir 2 hingga 4 km.

5. *Magma tap system*, merupakan sistem panas bumi yang memanfaatkan panas yang keluar dari *shallow magma bodies* (tubuh magma dangkal). Untuk pemanfaatannya, sistem ini pun memerlukan injeksi fluida seperti halnya sistem *hot dry rock*. Sistem ini memiliki magma dengan temperatur  $\leq 1200^{\circ}\text{C}$ .

## 2.2 Teknologi *Enhanced Geothermal System (EGS)*

*Enhanced Geothermal System* merupakan teknologi rekayasa reservoir (DOE, 2012). Pada prinsipnya *EGS* dilakukan pada sistem panas bumi bertipe *hot dry rock*, dimana terdapat batuan bersuhu tinggi namun memiliki permeabilitas dan saturasi yang rendah karena tidak adanya siklus hidrologi yang memadai. Adapun prosesnya dilakukan dengan menginjeksikan fluida dari permukaan menuju bawah permukaan untuk menciptakan rekahan dan meningkatkan permeabilitas daerah reservoir buatan. *EGS* memiliki tiga tahap utama, yaitu:

1. Identifikasi dan karakterisasi daerah panas bumi

Tahapan ini meliputi serangkaian proses meliputi pembuatan konseptual model geologi, identifikasi data geofisika dan citra termal. Selain itu dilakukan pula studi gradien termal, permeabilitas dan saturasi fluida zona target pada sumur eksplorasi.

2. Pembuatan *artificial reservoir*

Meliputi tahapan pengeboran sumur injeksi, penginjeksian air dengan tekanan tinggi untuk membuat rekahan yang saling berhubungan (*interconnected fractures*). Proses injeksi dilakukan hingga dihasilkannya rekahan yang memungkinkan sebagai area reservoir dengan mempertimbangkan laju aliran (*flow rate*), temperatur, volume dan bersifat *sustainable* (DOE, 2012).

### 3. Pengoperasian *Reservoir*

Air panas hasil injeksi yang telah mengalami peningkatan suhu akan digunakan sebagai sumber utama pembangkit listrik, sehingga perlu dilakukannya studi apakah siklus fluida dan sistem *looping* berjalan dengan baik atau tidak (DOE, 2008).

Secara umum terdapat dua teknik utama proses EGS, yaitu *hydraulic fracturing* atau *hydrofracking* dan *hydroshearing* (Boyd, 2014). Adapun perbedaan keduanya adalah teknik dan tujuan yang dilakukan. *Hydraulic fracturing* dilakukan dengan meninjeksikan sejumlah fluida baik air maupun *proppant* dan beberapa senyawa kimia lainnya sehingga dapat menghasilkan rekahan buatan dan digunakan campuran pasir dan bauksit untuk menjaga permeabilitas rekahan (Nador, 2015). Sedangkan *hydroshearing* dilakukan dengan meninjeksikan air dingin bertekanan tinggi yang umumnya berasal dari akuifer air tanah sehingga dapat membuka dan menghubungkan serangkaian rekahan yang telah ada sebelumnya sehingga permeabilitas batuan dapat ditingkatkan (Cladouhos dkk., 2013).

#### **2.3 Lapangan Panas Bumi *Newberry***

Lapangan panas bumi *Newberry* berada 35 km dari pusat kota Oregon, negara bagian Amerika Serikat yang berasosiasi dengan gunung api *Newberry*. Lapangan panas bumi ini berada di taman hutan nasional *Deschutes*. Studi bawah permukaan telah dilakukan dengan pengeboran sumur eksplorasi pada tahun 2008 yaitu *NWG 55-29* yang memiliki total kedalaman 10.000 kaki dengan temperatur yang terukur sebesar 500°F (FORGE, 2016). Dari sumur tersebut diketahui rendahnya tingkat saturasi dan karena tidak terdapatnya siklus hidrotermal

(Letvin, 2011). Injeksi melalui sumur *NWG 55-29* dimulai sejak Oktober 2012 hingga Agustus 2014 dengan total 41.325 m<sup>3</sup> air tanah yang memiliki tekanan maksimum dari permukaan (*wellhead*) sebesar 2850 Psi (196 bar) (Cladouhos dkk., 2015).

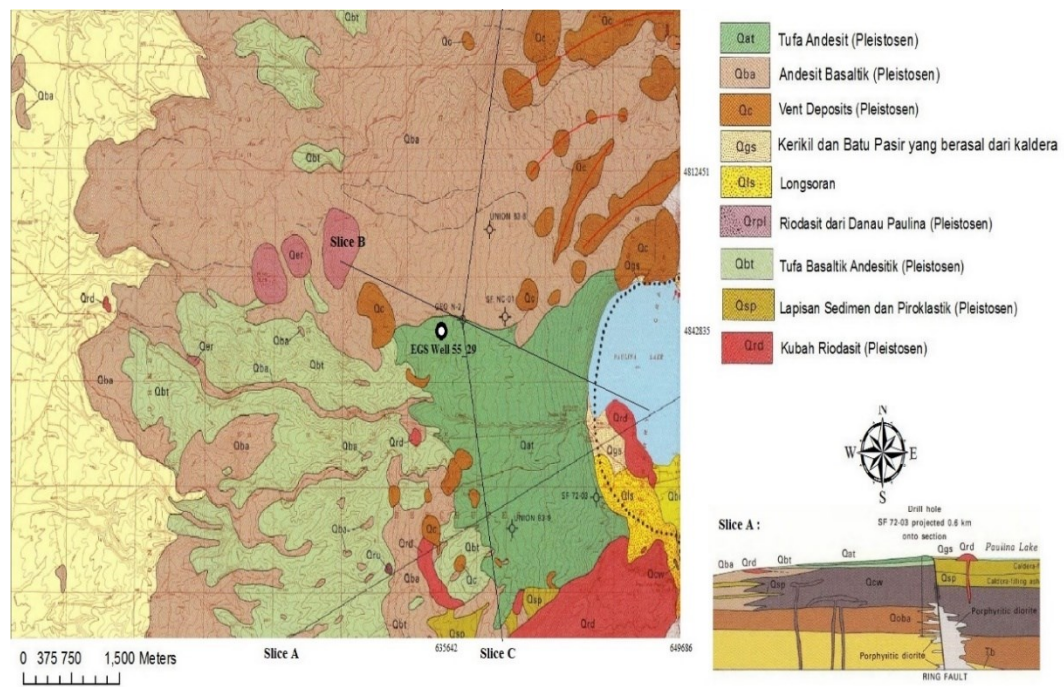
#### 2.4 *Setting Regional Newberry*

Panas bumi Newberry berkaitan dengan sistem gunung api *Newberry* yang terbentuk sejak 600.000 tahun lalu dengan erupsi terakhir terjadi 1300 tahun lalu (Sherrod, 1997). Sistem vulkanik ini dipengaruhi oleh zona subduksi Cascadia dimana lempeng Juan De Fuca menujam lempeng Columbia dengan laju penujaman 3 hingga 4,5 cm/tahun (FORGE, 2016). Ilustrasi arah penujaman Cascadia serta busur gunung api yang terbentuk ditunjukkan oleh Gambar 2.



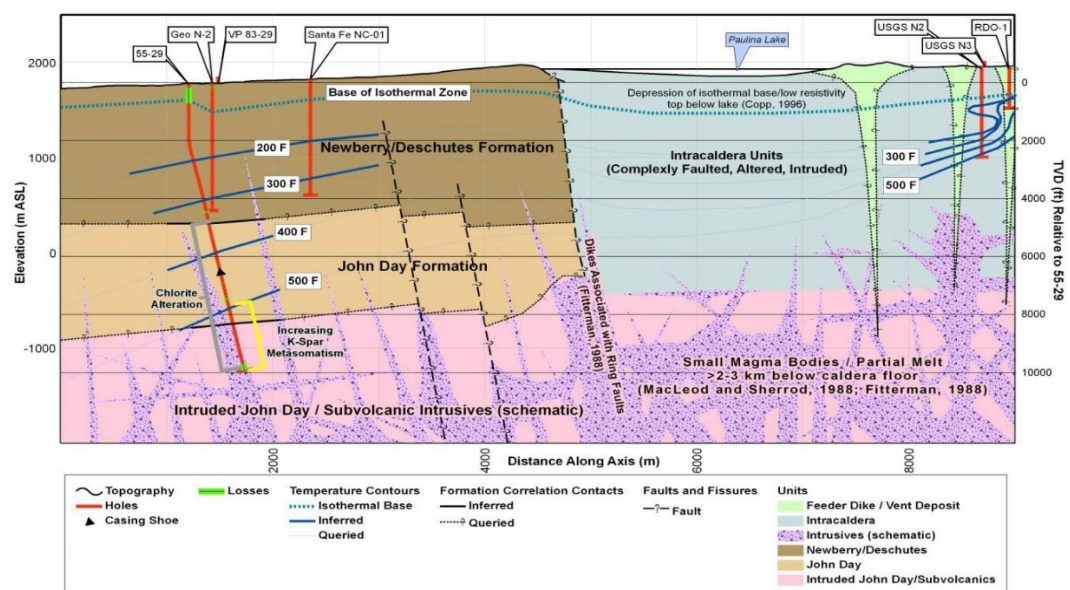
**Gambar 2.** Sistem tektonik Oregon (FORGE, 2016)

Dengan sistem tektonik tersebut menghasilkan busur gunung api Cascade dan satu diantaranya ialah gunung api Newberry yang masuk kedalam lempeng Columbia. Geologi regional di sekitar kaldera Newberry terdiri atas material hasil erupsi gunung api Newberry (Gambar 3).



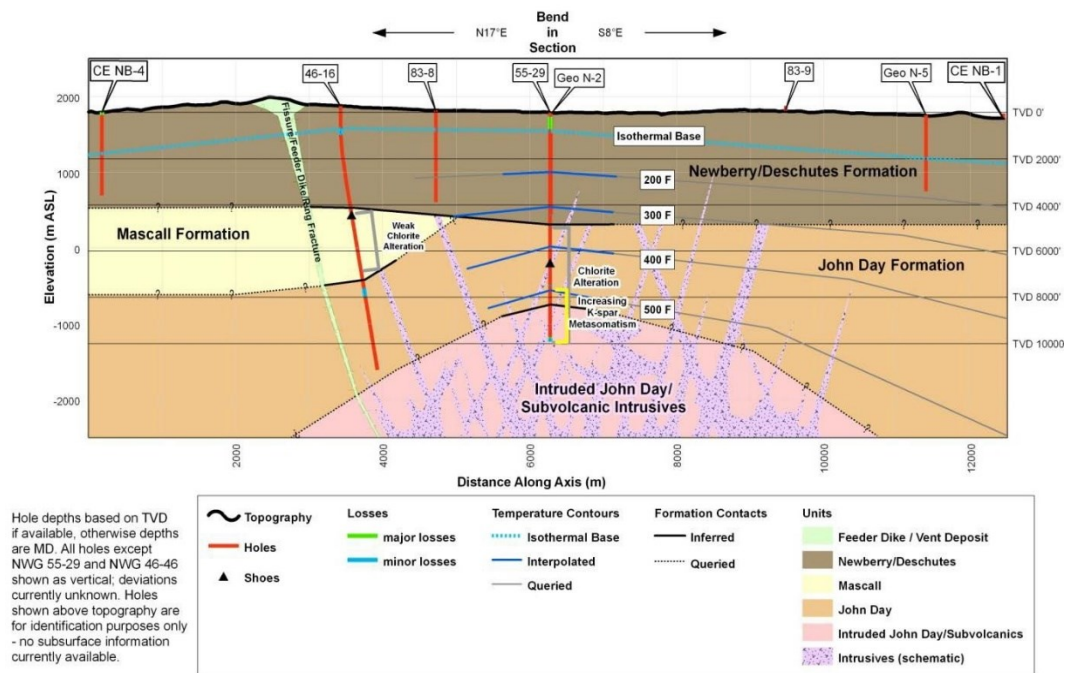
**Gambar 3.** Peta geologi regional Newberry beserta tampilan *slice A* (dimodifikasi dari MacLeod dkk., 1995)

Penelitian terpisah oleh *Establishment of the Frontier Observatory for Research in Geothermal Energy* (FORGE) menghasilkan *slice B* dan *slice C* yang masing-masing ditunjukkan oleh Gambar 4 dan Gambar 5.



**Gambar 4.** Konseptual model geologi dan temperatur *slice B* (FORGE, 2016)





**Gambar 5.** Konseptual model geologi dan temperatur *slice C* (FORGE, 2016)

Terdapat empat formasi utama berdasarkan konseptual model pada *slice B* dan *C*:

- Formasi *Deschutes* atau formasi *Newberry* (Pliosen: >7 sampai 4 juta tahun lalu). Terdiri atas olivin yang berkaitan dengan aliran basaltik, andesitik dan andesit yang sudah tersedimentasi (Smith, 1986).
- Formasi *John Day* (Oligosen: 37 sampai 19 juta tahun lalu). Formasi ini didominasi oleh *silicic intermediate* dan aliran vulkanik basaltik, tufa riolit, dasit dan endapan aluvial (Robinson dkk., 1984). Pada bagian barat terdapat sementasi tufa, endapan vulkanoklastik, kubah riolit serta aliran basaltik.
- Intruded John Day (subvolcanic)* merupakan intrusi *subvolcanic* yang menerobos formasi *John Day*. Pada formasi ini yang tercampur silika aliran lava dan tufa berupa *dikes* (Fitterman, 1988).
- Formasi *Mascall* (Miosen: 16 sampai 14,7 juta tahun lalu). Formasi ini terdiri atas tufa kristalitik yang berwarna putih dan abu-abu, selain itu



terdapat pula tufa berpasir, *siltstone* dan konglomerat (Ferns dan McClaughry, 2006).

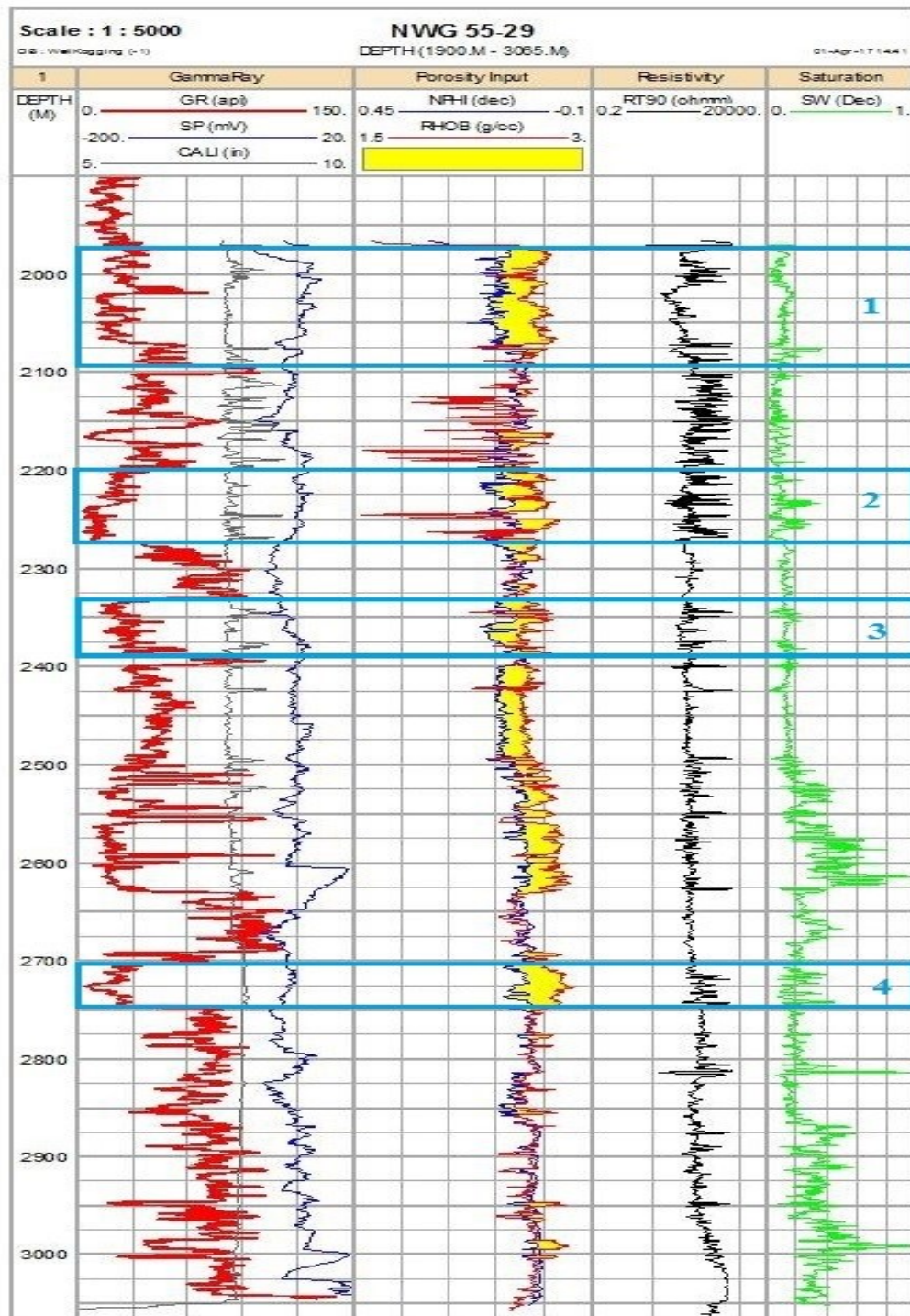
Adapun sistem hidrologi daerah penelitian memiliki sumber daerah pengisian (*recharge*) air tanah berasal dari tinggian *Three Sisters* dengan akuifer berupa *Deschutes basin*. Rata-rata laju *recharge* yang menjadi sumber air tanah sebesar  $108\text{m}^3/\text{s}$  (Gannet, 2001). Adapun *Deschutes basin* memiliki luas area  $11.655\text{ km}^2$  (FORGE, 2016). Adapun air permukaan yang berada dekat dengan daerah penelitian ialah dua danau air panas utama, yaitu *East lake hot springs* ( $8,5 \times 10^7\text{ m}^3$ ) dengan temperatur  $62^\circ\text{C}$  dan *Paulina hot springs* ( $3,1 \times 10^8\text{ m}^3$ ) dengan temperatur  $52^\circ\text{C}$  (Sammel dan Craig, 1983).

Adapun sistem air tanah yang menjadi sumber utama proses *EGS* diestimasi memiliki laju *recharge*  $3,1$  sampai  $8,0 \times 10^6\text{m}^3$  (Sammel dan Craig, 1983). Akuifer tersusun atas batuan aluvium berusia kuartar yang memiliki permeabilitas primer hasil aktivitas vulkanik dan keberadaan bidang patahan sebagai pengontrol permeabilitas sekunder. Air tanah ditemukan pada kedalaman kurang dari  $6\text{ m}$  dari permukaan, yang memiliki ketebalan akuifer sampai  $100\text{m}$ . Selama pengeboran *borehole station* NN17, NN18, NN19, NN21 dan NN24 memiliki air tanah dengan debit mencapai  $31\text{ liter/detik}$ .

## 2.5 Data Log NWG 55-29

Sumur *Northwest Geothermal (NWG) 55-29* memiliki total kedalaman pengeboran sampai  $10.000$  kaki digunakan sebagai sumur eksplorasi untuk pengukuran permeabilitas, saturasi dan temperatur bawah permukaan. Berikut data log sumur *dry hole* pada tahun 2008 dengan *measured depth*  $1980$  sampai

3048 meter, sebelum dialihfungsikan sebagai sumur injeksi pada tahun 2012 beserta *zone of interest* yang merupakan lapisan *porous*, memiliki pemebilitas tinggi, namun diidentifikasi sebagai *dry well* karena rendahnya tingkat saturasi air.



**Gambar 6.** Data log sumur NWG 55-29 pada *uncased zone*

### III. TEORI DASAR

#### 3.1 Teori Gelombang Seismik

Gaya berupa tekanan (*compression*) maupun tarikan (*tension*) pada suatu medium akan mengakibatkan deformasi. Perambatan gelombang pada lapisan batuan dipengaruhi oleh tingkat elastisitas batuan tersebut. Elastisitas berhubungan dengan deformasi yang disebabkan oleh tekanan yang berkerja pada suatu batuan. Tekanan atau tegangan (*stress*) merupakan gaya per satuan luas yang apabila diterapkan pada batuan, maka akan terjadi deformasi yang menyebabkan terjadinya regangan (*strain*), yang menyatakan jumlah deformasi per satuan luas. Hubungan antara gaya yang bekerja pada suatu benda serta deformasinya dapat dijelaskan dengan konsep hukum Hooke, tegangan (*stress*), regangan (*strain*) dan besaran konstanta elastik pada suatu benda (Telford dkk., 1990).

##### 1. Hukum Hooke

Hukum Hooke menyatakan terdapat hubungan linier antara *stress* dan *strain* pada batuan (antara gaya yang diterapkan dan besarnya deformasi). 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 suatu sifat medium dimana tidak terdapat variasi densitas di dalam medium sehingga gelombang menjalar dengan kecepatan yang sama dalam medium. Dapat dituliskan dalam Persamaan (1):

$$\sigma = C \cdot \varepsilon \quad (1)$$

Dimana  $\sigma$  adalah *stress*,  $\varepsilon$  *strain* dan C adalah konstanta berupa matriks (tensor) dengan koefisien sifat-sifat elastik batuan. Jika diuraikan dalam komponen tensor, dimana  $\lambda$  merupakan konstanta *Lame* dan  $\mu$  merupakan modulus geser (*shear*).

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

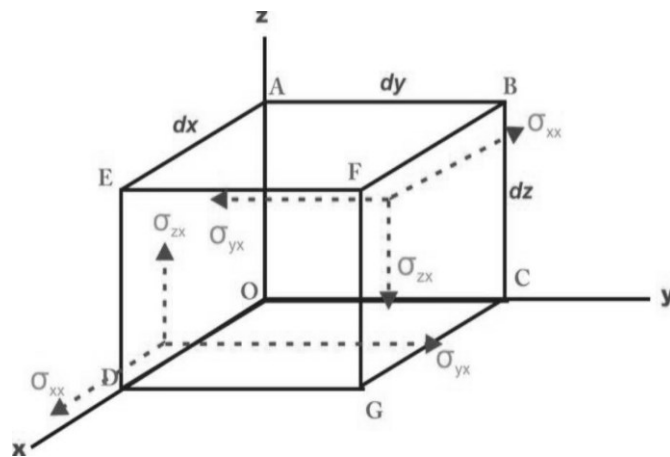
## 2. Tegangan (*Stress*)

Tegangan (*stress*) didefenisikan sebagai gaya per satuan luas. Apabila gaya yang bekerja tegak lurus terhadap permukaan, maka tegangan yang demikian dikatakan tegangan normal (*normal stress*). Sehingga dapat dituliskan sebagai Persamaan tekanan:

$$P = \frac{F}{A} \quad (3)$$

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 dimana tegangannya berada pada dua permukaan yang tegak lurus terhadap sumbu x, maka komponen tegangannya ditunjukkan seperti pada Gambar 7.



**Gambar 7.** Komponen *stress* (Telford, 1990)

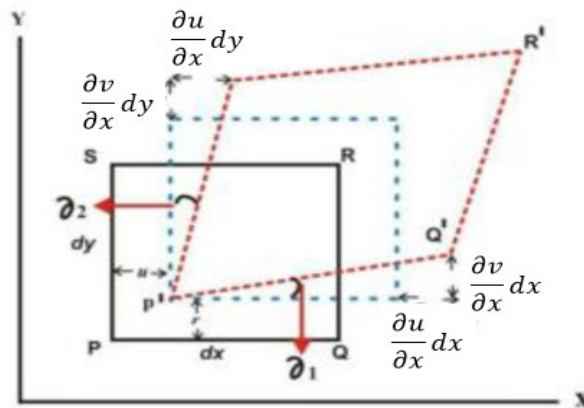
Tegangan normal ditunjukkan oleh  $\sigma_{xx}$ , sedangkan tegangan geser ditunjukkan oleh  $\sigma_{yx}$  dan  $\sigma_{zx}$ . Jika benda berada dalam kesetimbangan statis, gaya-gaya yang bekerja padanya harus setimbang. Berarti ketiga tegangan yakni  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yx}$  dan  $\sigma_{zx}$  bekerja pada bidang OABC haruslah sama dan berlawanan dengan hubungan tegangan yang ditunjukkan pada bidang DEFG.

### 3. Regangan/*Strain* ( $\epsilon$ )

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. Sehingga dapat ditulis:

$$\epsilon = \frac{\Delta L}{L_0} \quad (4)$$

Sehingga *strain* dapat dijelaskan sebagai perbandingan antara perubahan panjang dengan panjang mula-mula. Pengamatan regangan dilihat berdasarkan bentuk akhir dari medium. Analisis kuantitatif dua dimensi yang mengalami regangan diilustrasikan pada Gambar 8. Pada Gambar 8 terlihat perubahan posisi koordinat PQRS menjadi P'Q'R'S'. Pada saat titik P berubah menjadi P' akan mempunyai komponen  $u$  dan  $v$ .



$$\begin{aligned}
 &P(x, y); Q(x + dx, y); S(x, y + dy); R(x + dx, y + dy); \\
 &P'; (x + u, y + v), Q'; \left(x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx, y + v + \frac{\partial v}{\partial x} dx\right) \\
 &S'; \left(x + u + \frac{\partial u}{\partial y} dy, y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial y} dy\right) \\
 &R'; \left(x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx + \frac{\partial u}{\partial y} dy, y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial x} dx + \frac{\partial v}{\partial y} dy\right)
 \end{aligned}$$

**Gambar 8.** Analisis regangan 2D (Telford dkk., 1990)

#### 4. Konstanta Elastik

Konstanta elastik merupakan sifat-sifat batuan yang menentukan tingkat elastisitasnya. Konstanta inilah yang mempengaruhi hubungan *stress* dan *strain*. Konstanta elastik (C) berupa matriks (tensor) yang memiliki 81 koefisien, namun pada material isotropik tereduksi menjadi dua macam parameter elastik. Beberapa kombinasi dari kedua parameter tersebut disebut Modulus Elastik. Beberapa Modulus Elastik tersebut antara lain:

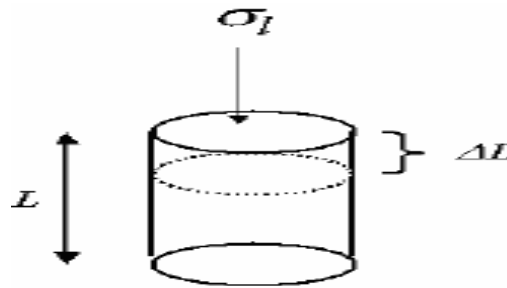
##### a. Modulus *Young* (E)

Didefinisikan sebagai perubahan panjang (longitudinal *strain*) dari sebuah material ketika suatu longitudinal *stress* mengenai material tersebut. Secara matematis dituliskan sebagai berikut:

$$\sigma_{long} = E \frac{\Delta L}{L_0} \quad (5)$$

Sehingga komponen regangan ( $\sigma_{long}$ ) yang tidak searah dengan sumbu panjang/*strain* ( $\Delta L/L_0$ ) akan bernilai nol. Secara lengkapnya Modulus elastisitas Young ditulis sebagai berikut:

$$E = \frac{F.L_0}{A.\Delta L} \quad (6)$$

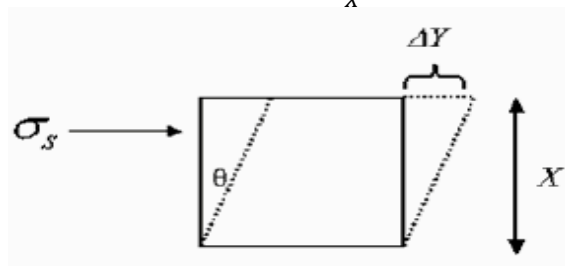


**Gambar 9.** Modulus *Young* (Canning, 2000)

b. Modulus *Shear* - Rigiditas ( $\mu$ )

Tekanan yang bekerja pada suatu benda dapat menimbulkan regangan berupa pergeseran pada salah satu permukaan bidangnya. Tekanan yang bekerja pada benda ini disebut tekanan geser (*shear stress*) dan regangannya berupa regangan geser (*shear strain*). Perubahan bentuk akibat pergeseran ini tidak disertai perubahan volumenya. Adapun hubungan antara tegangan dan regangan yang menimbulkan pergeseran ini disebut Modulus *Shear* atau Modulus Rigiditas. Sehingga dapat didefinisikan sebagai konstanta elastik batuan yang menghubungkan antara *shear strain* ( $\Delta Y/X$ ) dengan *shear stress*.

$$\sigma_{Shear} = \mu \frac{\Delta Y}{X} \quad (7)$$



**Gambar 10.** Modulus *Shear* (Canning, 2000)

c. Modulus *Bulk* (K)

Adalah modulus elastik yang mengukur resistansi suatu material terhadap *stress* yang bekerja seragam ke segala arah (tekanan hidrostatik). Adapun tegangan pada modulus ini didefinisikan sebagai tekanan hidrostatik. Jika tekanan hidrostatik  $P = F/A$  dan regangan volume  $\Delta = \Delta V/V_0$ , maka modulus *Bulk* ( $N/M^2$ ) dinyatakan dalam Persamaan berikut:

$$K = \frac{F/A}{\Delta V/V_0} \quad (8)$$

d. Konstanta *Lame* ( $\lambda$ )

Adalah modulus elastik batuan yang menggambarkan sifat inkompresibilitas (hambatan regangan geser) suatu batuan. Modulus ini biasanya ditentukan dari modulus elastik lainnya, bukan hasil uji laboratorium. Konstanta *Lame* dituliskan dalam Persamaan berikut:

$$K = \lambda + \frac{2}{3} \mu \quad (9)$$

e. *Poisson Ratio* ( $\sigma$ )

Atau rasio Poisson adalah ukuran besarnya regangan pada suatu benda berupa kontraksi pada arah transversal dan regangan pada arah longitudinal akibat dikenai tekanan (Hanif, 2015). Apabila diterapkan pada medium silinder, maka arah transversalnya merupakan diameter silinder (D) dan arah longitudinal merupakan panjang silinder (L), sehingga rasio Poisson dinyatakan sebagai rasio negatif *strain longitudinal* dengan *strain axial*:

$$\sigma = \frac{\text{kontraksi transversal}}{\text{regangan longitudinal}} = \frac{\Delta D/D_0}{\Delta L/L_0}$$

$$\sigma = -\frac{\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{xx}} = -\frac{\varepsilon_{xx}}{\varepsilon_{zz}} \quad (10)$$



Konstanta elastik pada medium homogen isotropik akan membentuk Persamaan berikut:

$$E = \frac{\mu (3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)}; K = \frac{(3\lambda + 2\mu)}{3}; \sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (11)$$

Selain itu *Poisson ratio* juga dapat dinyatakan dalam besaran kecepatan gelombang seismik berupa perbandingan antara kecepatan gelombang P dan gelombang S ( $V_p/V_s$ ). Sehingga dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}}; \quad \sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left[\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1\right]} \quad (12)$$

Menurut Foulger dan Long (1982) *Poisson ratio* dapat diperkirakan dengan menghitung waktu tempuh (*travel time*) gelombang kompresi dan geser dari tiap-tiap *event* gempa mikro yang terekam pada beberapa stasiun. Salah satu metode yang dapat digunakan untuk mendapatkan nilai *poisson ratio* berdasarkan nilai  $V_p/V_s$  menggunakan analisis diagram wadati. Somerton (1978) melakukan uji laboratorium terhadap *Poisson ratio* pada batu pasir kering dan batu pasir tersaturasi air pada lapangan panas bumi *Cerro Prieto*, Meksiko dan diperoleh nilai 0,1 untuk kering dan 0,3 untuk basah. Majer dan McEvilly (1979) pada lapangan panas bumi Geyser memperoleh nilai 0,15 – 0,2 pada zona produksi, dan nilai yang lebih tinggi diluar zona tersebut.

Rendahnya nilai mencerminkan dominasi uap pada batuan reservoir. Besarnya nilai *Poisson ratio* berkisar antara -0,1 sampai 0,5. *Poisson ratio* akan bernilai 0,5 apabila  $V_s$  bernilai 0. Nilai *Poisson ratio* umumnya digunakan untuk mengidentifikasi kandungan fluida (air, minyak maupun gas) pada batuan berpori.

Sehingga perbedaan kandungan fluida dalam batuan ditunjukkan oleh variasi nilai *Poisson ratio*-nya. Beberapa nilai *Poisson ratio* ditunjukkan pada Tabel 1.

**Tabel 1.** Harga *Poisson ratio* pada beberapa penelitian

| Peneliti                   | Kering | Tersaturasi Uap | Tersaturasi Air | Lokasi                           |
|----------------------------|--------|-----------------|-----------------|----------------------------------|
| Somerton, 1978             | 0,1    |                 | 0,3             | Lapangan Panas Bumi Cerro Prieto |
| Majer dan Evily, 1979      |        | 0,15 – 0,2      |                 | Lapangan Panas Bumi Geyser       |
| Silitonga dan Suroso, 2005 |        | < 0,25          | > 0,25          | Lapangan Panas Bumi Lahendong    |

##### 5. Kecepatan Gelombang P dan Gelombang S

Baik gelombang P maupun gelombang S, keduanya memiliki kecepatan tertentu saat melewati suatu medium. Besarnya kecepatan dipengaruhi oleh sifat elastik serta densitas dari medium (batuan) yang dilewati. Hanya saja gelombang S tidak merambat pada medium cair, sehingga kecepatan gelombang akan menurun secara signifikan. Besarnya kecepatan gelombang P dan gelombang S dinyatakan dalam Persamaan (13) dan (14).

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{3}{4}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (13)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (14)$$

### 3.2 Jenis Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang mekanik yang dihasilkan karena adanya sumber seismik seperti gempa, erupsi, ledakan, patahan, perekahan dan lain sebagainya dimana gelombang akan merambat di bawah maupun di permukaan bumi. Energi gelombang yang dihasilkan akan menjalar ke segala arah sehingga dapat terekam oleh seismometer. Hasil perekamannya disebut seismogram yang dapat digunakan untuk mengetahui informasi sifat fisis gelombang serta waktu dan lokasi sumber gempa dengan medium yang dilewatinya. Gelombang seismik yang melewati interior bumi disebut sebagai gelombang badan (*body waves*) dan gelombang seismik yang merambat di permukaan disebut gelombang permukaan (*surface waves*) (Biot dan Romain, 1965). Adapun gelombang badan yang terekam dapat berupa gelombang P dan gelombang S, sedangkan gelombang permukaan dapat berupa gelombang *Love* dan gelombang *Rayleigh* (Afnimar, 2009).

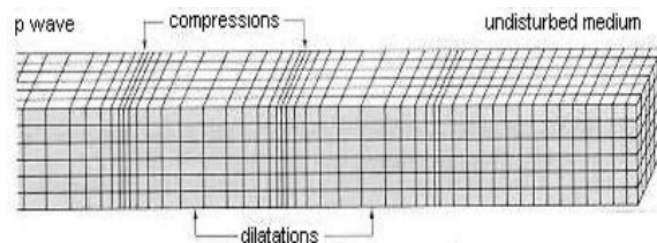
#### 1. Gelombang Badan (*Body Waves*)

Merupakan tipe gelombang seismik yang merambat di bawah permukaan bumi. Disebut pula sebagai *free waves* karena menjalar ke segala arah di bawah permukaan bumi. Secara umum diklasifikasikan menjadi dua jenis berdasarkan gerak partikel pada medium, arah penjalaran dan jenis medium yang dapat dilaluinya, yaitu gelombang P dan gelombang S.

##### a. Gelombang P (*P Waves*)

Disebut pula sebagai *primary waves*, *pressure/compressional waves*, *longitudinal waves* ataupun *irrotational waves*. Disebut sebagai *primary waves* karena gelombang ini lebih awal terekam oleh seismometer dibanding gelombang S, hal

tersebut dikarenakan kecepatannya yang lebih tinggi. Umumnya kecepatan gelombang P meningkat seiring bertambahnya kekompakan suatu material (Persamaan 3.13). Gelombang P dapat merambat di segala medium (solid maupun liquid) dengan arah perambatannya berbentuk longitudinal dimana medium yang dilewatinya akan tampak mengalami tekanan dan peregangan (*Push-pull/compressional waves*). Gelombang P memiliki kecepatan berkisar 6 km/s pada lapisan *upper crust* (Nugraha, 2012). Penjalaran gelombang P terhadap medium ditunjukkan oleh Gambar 11.

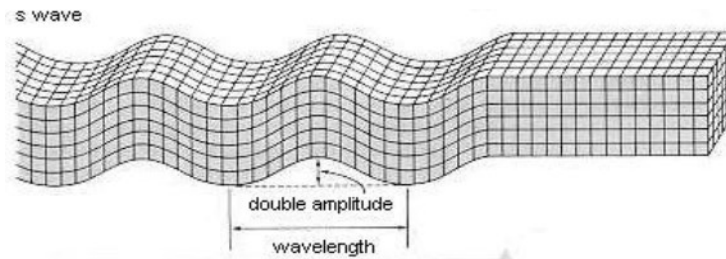


**Gambar 11.** Perambatan gelombang P terhadap medium elastis (Bolt, 1976)

b. Gelombang S (*S Waves*)

Disebut pula sebagai *secondary waves*, *shear waves*, *transversal waves* dan *rotational waves*. Merupakan jenis gelombang badan yang memiliki gerak partikel tegak lurus terhadap arah perambatannya (Hidayati, 2010). Karena cepat rambat gelombangnya lebih rendah dibanding gelombang P, maka gelombang ini memiliki *arrival time* yang lebih besar. Gelombang S hanya merambat pada medium solid (padatan) dan akan tidak dapat melewati medium cair. Gelombang S yang terpolarisir pada medium vertikal disebut SV, apabila pada medium arah horizontal disebut SH (Munadi, 2002). Sehingga karena adanya pengaruh sifat anisotropik bawah permukaan maka akan dihasilkan dua jenis gelombang S, yaitu *S fast* (radial) dan *S slow* (transversal). Gelombang S memiliki kecepatan berkisar 3,5 km/s pada

lapisan *upper crust* (Nugraha, 2012). Pada Gambar 12 terlihat propagasi gelombang S saat melewati suatu medium.



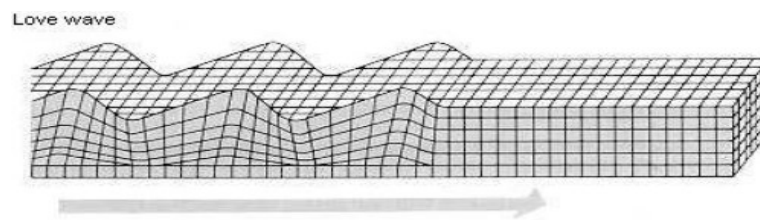
**Gambar 12.** Perambatan gelombang S terhadap medium elastis (Bolt, 1976)

## 2. Gelombang Permukaan (*Surface Waves*)

Merupakan gelombang elastik yang menjalar sepanjang permukaan bumi. Disebut pula sebagai *tide waves* karena penjalarannya terikat pada permukaan saja. Gelombang permukaan memiliki kecepatan yang lebih rendah dibanding gelombang badan. Gelombang inilah yang mengakibatkan kerusakan di permukaan saat terjadinya gempa. Terdapat dua tipe utama yaitu gelombang *Love* dan gelombang *Rayleigh*. Keduanya diklasifikasikan berdasarkan arah pergerakan perambatannya.

### a. Gelombang *Love*

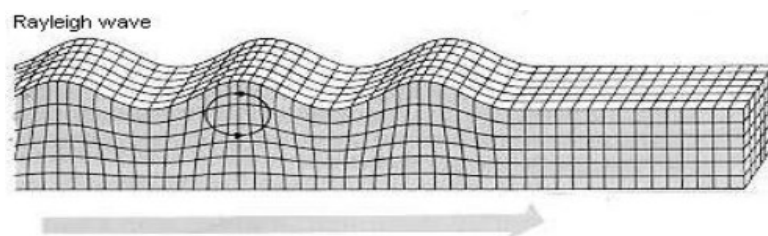
Merupakan gelombang yang arah rambat partikelnya bergerak melintang terhadap arah penjalarannya. Gelombang *Love* merupakan gelombang transversal (Hidayati, 2010). Gelombang ini hanya merambat pada batas lapisan dan bergerak pada bidang horizontal (Putri, 2012). Arah penjalaran gelombang ini mirip dengan gelombang S, namun merambat pada permukaan. Gelombang *Love* memiliki cepat rambat yang lebih besar dibanding gelombang *Rayleigh*. Pada Gambar 13 terlihat arah perambatan gelombang *Love* terhadap suatu medium tampak menyerupai gelombang S.



**Gambar 13.** Perambatan gelombang *Love* terhadap medium elastis (Bolt, 1976)

b. Gelombang *Rayleigh*

Merupakan jenis gelombang permukaan yang arah rambatnya tegak lurus terhadap arah rambat dan searah bidang datar (Hidayati, 2010). Gelombang *Rayleigh* memiliki gerakan partikel yang merupakan kombinasi dari gerakan partikel gelombang P dan S. Gerakan partikel gelombang ini terpolarisasi elips dengan faktor amplitudo yang mempunyai tanda berkebalikan sehingga gerakan partikelnya mundur (Santoso, 2002). Gelombang ini memiliki kecepatan yang berkisar 3,5 sampai 4,5 km/s (Nugraha, 2012). Gelombang *Rayleigh* yang merambat di permukaan akan tampak seperti Gambar 14.



**Gambar 14.** Perambatan gelombang *Rayleigh* pada medium elastis (Bolt, 1976)

### 3.3 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 hidrolik (*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 dan Philips, 2003), identifikasi kebocoran *casing* sumur (Kristiansen, 2000), pemetaan patahan (Maxwell, 1998) dan lain sebagainya.

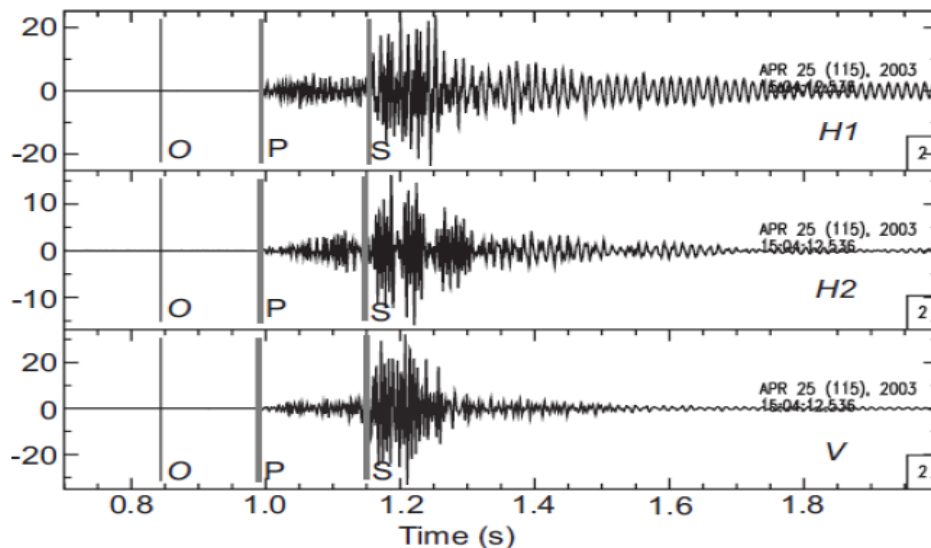
Metode gempa mikro dapat menunjukkan sebaran zona-zona kejadian (*event*) gempa melalui letak hiposenter dan episenter. Dalam industri panas bumi, informasi lokasi hiposenter gempa mikro dapat digunakan untuk melihat kecenderungan arah aliran air injeksi dan menggambarkan sesar yang merupakan zona dengan permeabilitas relatif tinggi untuk penentuan sumur produksi baru (Anisofira, 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). 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 (Pribadi, 2010). Gambar 15 merupakan tahap awal pengolahan data gempa mikro berupa identifikasi fasa gelombang P dan gelombang S.



**Gambar 15.** *Picking event* gempa mikro tiga komponen (Zhang, 2009).

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

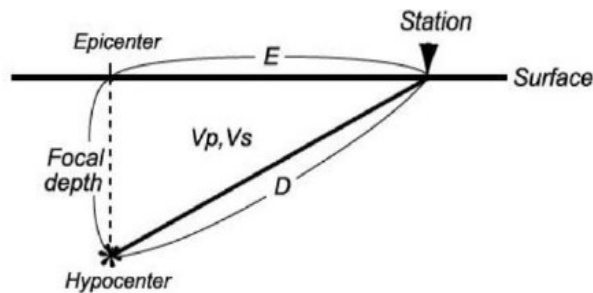
### 3.4 Parameter Gempa

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

1. Waktu kejadian gempa (*origin time*), yaitu 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 (Hendrajaya dan Bijaksana, 1990).



2. Episenter, yaitu 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 dilepasakan. Hiposenter umumnya dinyatakan dalam lintang – bujur – elevasi. Jika diasumsikan lapisan bawah permukaan adalah homogen maka hiposenter dapat ditentukan berdasarkan ilustrasi Gambar 16.



**Gambar 16.** Penentuan hiposenter (Hurukawa, 2008)

D adalah jarak hiposenter dengan stasiun pengamat dan dapat dinyatakan dalam Persamaan (15) dan (16).

$$D = T_{PO} \times V_p \quad (15)$$

$$\begin{aligned}
 D &= T_{SO} \times V_s \\
 &= (T_s - T_o) \times V_s \\
 &= \{(T_s - T_p) + (T_p - OT)\} \times V_s \\
 &= (T_{sp} + T_{po}) \times V_s \quad (16)
 \end{aligned}$$

Dimana  $T_{PO}$  adalah  $T_p - T_o$  dan  $T_{sp}$  adalah  $T_s - T_p$ .

4. Magnitudo (kekuatan gempa), yaitu 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 (Lee dan Stewart, 1981).

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

### 3.5 Metode *Single Event Determination* (SED)

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, yaitu 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 longitude ( $x_0$ ), 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 di mana 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:

$$re = t - t_0 - t^{cal} \quad (17)$$

dimana:

$r$  : 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 ( $t^{obs}$ ),

$e$  : indeks stasiun pengamatan.

Dari Persamaan (17) diketahui apabila waktu tiba gelombang pada stasiun pengamat sama dengan jumlah dari waktu tempuh dan waktu asal, maka akan menghasilkan residual (*error*) yang bernilai nol, dapat diperkirakan bahwa posisi dan waktu asal gempa tersebut benar (tepat). Fungsi matematis kuadrat terkecil (minimum) dari residual adalah:

$$F(x) = \sum_{e=1}^M r_e \quad (18)$$

Dimana  $M$  adalah jumlah stasiun dan  $x$  adalah parameter hiposenter yang ingin diketahui ( $x_0, y_0, z_0, t_0$ ). Namun pada kenyataannya, lapisan dan struktur bawah permukaan yang kompleks mengakibatkan sulitnya menentukan model kecepatan yang sama dengan keadaan sebenarnya dan karena adanya faktor kesalahan pembacaan waktu tiba, maka Persamaan (18) adalah Persamaan non-linear. Penyederhanaan dilakukan untuk menyelesaikan Persamaan diatas dengan mengasumsikan model kecepatan sudah mendekati keadaan sebenarnya dan pembacaan waktu tiba sudah tepat sehingga selisih waktu tempuh adalah fungsi

linear sederhana dari selisih parameter hiposenter dugaan dan sebenarnya.

Linearisasi Persamaan (18) ditulis dalam bentuk:

$$re = \frac{\partial T_e}{\partial x_0} dx + \frac{\partial T_e}{\partial y_0} dy + \frac{\partial T_e}{\partial z_0} dz + dt \quad (19)$$

dimana:

$r$  : residual atau *error*,

$T$  : waktu tempuh gelombang (*travel time*),

$t$  : waktu kejadian gempa (*origin time*),

$x_0, y_0, z_0$  : waktu tempuh gelombang hasil observasi ( $t^{obs}$ ),

$e$  : indeks stasiun pengamatan.

Dengan,

$$Te = \frac{\sqrt{(x-xi)^2 + (y-yi)^2 + (z-z_i)^2}}{v} \quad (20)$$

$$\frac{\partial T_e}{\partial x} = \frac{(x-xi)}{v} \frac{1}{\sqrt{(x-xi)^2 + (y-yi)^2 + (z-z_i)^2}} \quad (21)$$

Persamaan (21) berlaku pula untuk komponen y dan z. Dalam bentuk matriks Jacobian dapat ditulis:

$$J \cdot \Delta m = \Delta d \quad (22)$$

Dimana J berisi turunan parsial waktu tempuh tiap stasiun terhadap parameter hiposenter ( $x_0, y_0, z_0$  dan  $t_0$ ) berukuran  $n \times 4$ , dimana  $n$  merupakan jumlah stasiun. Matriks  $\Delta m$  merupakan model yang dicari, berisi posisi hiposenter dan *origin time* ( $t$ ) berukuran  $4 \times 1$ . Adapun  $\Delta d$  merupakan matriks residual yang berisi parameter residual *arrival time* berukuran  $n \times 1$  (Havskov dan Ottemoller, 2010).

Dengan perkalian inversi, dihasilkan matriks inversi yang masing-masing ditulis menjadi Persamaan (23), (24) dan (25).

$$J = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_i^{tra}}{\partial x} & \frac{\partial t_i^{tra}}{\partial y} & \frac{\partial t_i^{tra}}{\partial z} & \frac{\partial t_i^{tra}}{\partial t} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial t_n^{tra}}{\partial x} & \frac{\partial t_n^{tra}}{\partial y} & \frac{\partial t_n^{tra}}{\partial z} & \frac{\partial t_n^{tra}}{\partial t} \end{bmatrix} \quad (23)$$

$$\Delta m = \begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \\ \Delta t \end{bmatrix} \quad (24)$$

$$\Delta d = \begin{bmatrix} r_1 \\ \dots \\ \dots \\ r_n \end{bmatrix} \quad (25)$$

Sehingga didapatkan:

$$X_0 + \Delta x = x \quad (26)$$

$$Y_0 + \Delta y = y \quad (27)$$

$$Z_0 + \Delta z = z \quad (28)$$

$$t_0 + \Delta t = t \quad (29)$$

dimana:

$x_0, y_0, z_0, t_0$  : lokasi dan *origin time* dugaan

$\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t$  : selisih hiposenter dugaan hasil kalkulasi

$x, y, z, t$  : lokasi dan *origin time* hasil kalkulasi

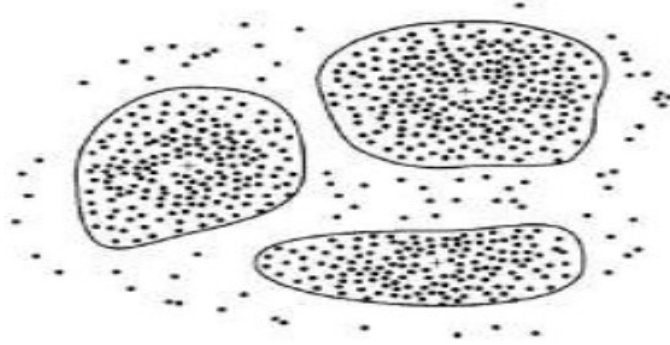
Kekurangan dari metode ini adalah sangat bergantung pada model kecepatan awal satu dimensi. Perbaikan posisi hiposenter dilakukan dengan melakukan iterasi (perhitungan berulang) hingga *error* waktu tempuh observasi dan kalkulasi mendekati nol.

### 3.6 Metode *Clustering*

Prinsip yang digunakan pada metode ini ialah pengelompokan data, dimana data dikelompokkan dari yang besar ke dalam data yang lebih kecil berdasarkan kesamaan karakteristik data. Metode ini juga menggunakan prinsip yang sama dengan yang digunakan oleh metode *double difference*, yaitu menggunakan perbedaan waktu tempuh dari korelasi fase gelombang P atau gelombang S (*cross correlation*). Hal tersebut didasarkan pada beberapa kelompok *event* memiliki *waveform* yang mirip, atau disebut *multiplet*. Kemiripan tersebut disebabkan jarak antara dua *event* yang berdekatan relatif kecil dibanding jarak menuju stasiun pengamat.

Hiposenter yang saling berkaitan satu sama lain akan dikelompokkan kedalam satu cluster yang dilakukan dengan analisis koherensi antara dua waveform. Metode ini meminimalisir dampak anomali kecepatan yang belum akurat karena heterogenitas bawah permukaan. Perbedaan waktu tempuh hiposenter dikaitkan satu sama lain, sehingga diperhitungkan sebagai satu *cluster* yang kemudian direlokasi dengan posisi relatif. Untuk asumsi ini, jarak antara dua hiposenter gempa haruslah kecil dibanding jarak antara stasiun dengan sumber (Waldhauser dan Ellsworth, 2000). Dengan asumsi tersebut selisih waktu tempuh antara kedua gempa yang terukur pada satu stasiun yang sama dapat dianggap sebagai fungsi jarak antara kedua

hiposenter. Sehingga dapat meminimalisir kesalahan model kecepatan tanpa menggunakan koreksi stasiun. Adapun Ilustrasi pengelompokan (*cluster*) data berdasarkan jarak (*distance clustering*) ditunjukkan oleh Gambar 17.



**Gambar 17.** Metode *Clustering* (Dedy, 2010)

Perbedaan waktu tempuh antara dua gempa observasi dan kalkulasi dinyatakan dalam Persamaan (30) berikut.

$$r_{ek}^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (30)$$

Dimana  $i$  dan  $j$  merupakan dua hiposenter berjarak dekat dan  $k$  ialah indeks stasiun pengamat.  $t_k^i$  merupakan waktu tempuh gelombang yang berasal dari hiposenter  $i$  menuju stasiun  $k$  sedangkan  $t_k^j$  merupakan waktu tempuh gelombang yang berasal dari hiposenter  $j$  menuju stasiun  $k$ .

Mengacu pada Persamaan (22), dapat menghasilkan Persamaan berikut:

$$dre_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j \quad (31)$$

Secara lengkap Persamaan residual ( $re$ ) dapat ditulis sebagai berikut:

$$re = \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x_i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y_i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z_i + \Delta t_0^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x_j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y_j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z_j - \Delta t_0^j \quad (32)$$

Apabila Persamaan (32) digunakan untuk semua pasangan hiposenter pada suatu *cluster* akan dihasilkan Persamaan matriks berikut:

$$WGm = Wd \quad (33)$$

W merupakan matriks diagonal untuk pemberian bobot tiap *event* berdasarkan kualitas *picking* yang juga mencerminkan *signal to noise ratio* suatu *waveform*. G merupakan matriks Jacobi berupa turunan parsial residual waktu tempuh terhadap parameter hiposenter. Matriks ini berukuran  $M \times 4N$ , dimana M merupakan jumlah Persamaan yang mungkin dibentuk dari semua hiposenter di semua stasiun dan N merupakan banyaknya hiposenter dalam satu *cluster* (Sahara, dkk, 2009). Adapun *m* sama halnya dengan *SED*, yaitu vektor perubahan antar pasangan hiposenter terhadap posisi relatif hiposenter dugaan yang berukuran  $4N \times 1$ .

### 3.7 Penentuan Magnitudo Gempa (Skala Richter-Gutenberg)

Magnitudo gempa adalah parameter gempa yang berhubungan dengan besarnya kekuatan gempa yang dihasilkan dari sumbernya. Umumnya magnitudo diukur berdasarkan amplitudo dan periode fase gelombang tertentu. Perhitungan dapat dilakukan sebagai berikut:

$$M = \log \frac{a}{T} + f(\Delta, h) + C_S + C_R \quad (34)$$

dimana:

$M$  : magnitudo,

$a$  : amplitudo gerakan tanah (dalam mikron),

$T$  : periode gelombang,

$\Delta$  : jarak pusat gempa atau episenter,

$h$  : kedalaman gempa,

$C_S$  : koreksi stasiun oleh struktur lokal (=0 untuk kondisi tertentu),

$C_R$  : koreksi regional yang berbeda untuk setiap daerah gempa.



Adapun jenis magnitudo yang digunakan dalam penelitian ini ialah magnitudo lokal, yang dikembangkan oleh Charles F. Richter pada 1935 untuk mengukur magnitudo gempa lokal di daerah California menggunakan fase gelombang P. Nilai amplitudo yang digunakan ialah amplitudo maksimum gerakan tanah (dalam mikron) pada jarak 100 km dari episenter gempa yang tercatat oleh seismograf torsi Wood-Anderson (0,00001 mm hingga 1 m). Untuk penyederhanaan digunakan bilangan algoritma berbasis 10. Artinya setiap kenaikan 1 angka pada skala Richter menunjukkan amplitudo 10 kali lebih besar. Magnitudo dapat juga dirumuskan berdasarkan kaitannya dengan amplitudo ( $A$ ) dan kedalaman hiposenter.

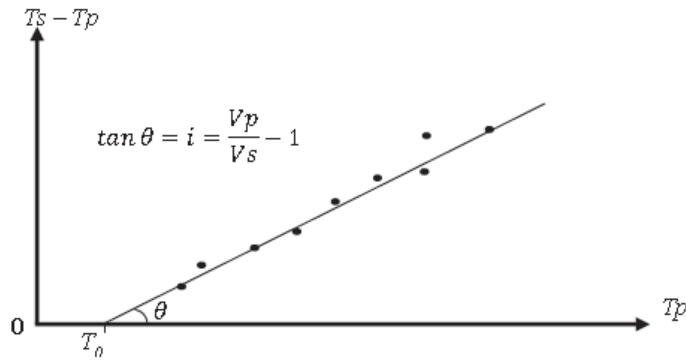
$$M = \log(A/T) + Q(\Delta, h) \quad (35)$$

Dimana  $T$  merupakan periode dan  $Q$  merupakan fungsi koreksi jarak terhadap episenter ( $\Delta$ ) dan kedalaman hiposenter ( $h$ ).

### 3.8 Diagram Wadati

Menurut (Kisslinger dan Engdahl, 1973) diagram Wadati (Wadati, 1933) merupakan grafik waktu tiba gelombang S – gelombang P ( $T_s - T_p$ ) sebagai sumbu Y dan waktu tiba gelombang P sebagai sumbu X yang digunakan untuk menghitung waktu kejadian gempa (*origin time*) dengan asumsi regresi linier dengan menganggap lapisan bawah permukaan yang bersifat homogen yang ditentukan dari perpotongan garis  $T_s - T_p$  sama dengan nol. Teknik ini sangatlah penting untuk mendapatkan rasio kecepatan ( $V_p/V_s$ ) tanpa memerlukan kurva *travel time* maupun lokasi sumber gempa. Adapun pemafaatan lebih lanjut seperti penentuan *Poisson ratio* dapat dilakukan dengan terlebih dahulu mengetahui lokasi sebaran *event*.

Gambar 18 menunjukkan teknik yang digunakan untuk menentukan waktu kejadian gempa dengan asumsi seperti Gambar 16.



**Gambar 18.** Diagram Wadati untuk penentuan *origin time* (Hurukawa, 2008)

Dimana  $T_p$  adalah waktu tiba gelombang P,  $T_s$  adalah waktu tiba gelombang S,  $T_0$  adalah *origin time*,  $V_p$  adalah kecepatan gelombang P dan  $V_s$  adalah kecepatan gelombang S.

### 3.9 Koefisien *Poisson* dan Rasio *Poisson*

Rasio  $V_p/V_s$  disebut juga sebagai koefisien *Poisson* merupakan parameter yang sangat penting untuk mengetahui kondisi fisis batuan. Koefisien *Poisson* menjadi acuan untuk mengetahui nilai *Poisson ratio*. Terdapat beberapa cara yang digunakan untuk menentukan nilai  $V_p/V_s$ , secara umum ialah dengan melakukan pembagian nilai kecepatan gelombang P dan gelombang S yang terekam pada suatu *event*. Dengan diagram Wadati dapat pula ditentukan nilai  $V_p/V_s$  dengan memasukkan nilai selisih waktu tiba (*arrival time*) gelombang P ( $T_p$ ) dengan *origin time* ( $OT$ ) pada sumbu X ( $T_p - OT$ ) dan selisih waktu tempuh (*arrival time*) gelombang S dengan gelombang P ( $T_p - T_s$ ) pada sumbu Y. Nilai  $V_p/V_s$  didapatkan dari gradien garis linier data plot. Dengan asumsi Gambar 16 dan Persamaan (15) dan (16), maka:

$$\begin{aligned}
V_p(T_p - OT) &= V_s(T_s - OT) \\
V_p(T_p - OT) &= V_s\{(T_s - OT) + (T_p - OT)\} \\
V_p(T_p - OT) &= V_s(T_s - OT) + V_s(T_p - OT) \\
(V_p - V_s)(T_p - OT) &= V_s(T_s - T_p) \\
\frac{(V_p - V_s)}{V_s} &= \frac{(T_s - T_p)}{(T_p - OT)} \\
\frac{V_p}{V_s} - 1 &= \frac{(T_s - T_p)}{(T_p - OT)} \tag{36}
\end{aligned}$$

Dari Persamaan (36) diketahui  $V_p/V_s$  adalah gradien linier ditambah 1. Adapun Persamaan gradien linier hasil plot diagram Wadati dinyatakan dalam Persamaan  $y=mx+c$ . Dari asumsi yang digunakan diagram Wadati maka dapat diketahui:

$$m = \tan \alpha \left( \frac{V_p}{V_s} \right) - 1 \tag{37}$$

Maka dengan mensubstitusikan Persamaan (36) kedalam Persamaan linear, didapatkan:

$$\begin{aligned}
y &= mx + c \\
(T_s - T_p) &= m(T_p - OT) + c \\
\frac{V_p}{V_s} &= m + 1 \tag{38}
\end{aligned}$$

Tingkat keakuratan hasil yang didapatkan diketahui dari besarnya *error* yang dihitung dari korelasi data plot, semakin besar korelasi (mendekati 1) maka tingkat kesalahannya akan semakin kecil. Adapun *Poisson ratio* dapat dihitung menggunakan Persamaan (12) dengan nilai  $V_p/V_s$  yang telah diketahui menggunakan diagram wadati.

## IV. METODOLOGI PENELITIAN

### 4.1 Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan sejak 25 Januari hingga Juli 2017 dengan lokasi penelitian bertempat di Laboratorium Eksplorasi Teknik Geofisika Universitas Lampung.

### 4.2 Perangkat Lunak dan Data Penelitian

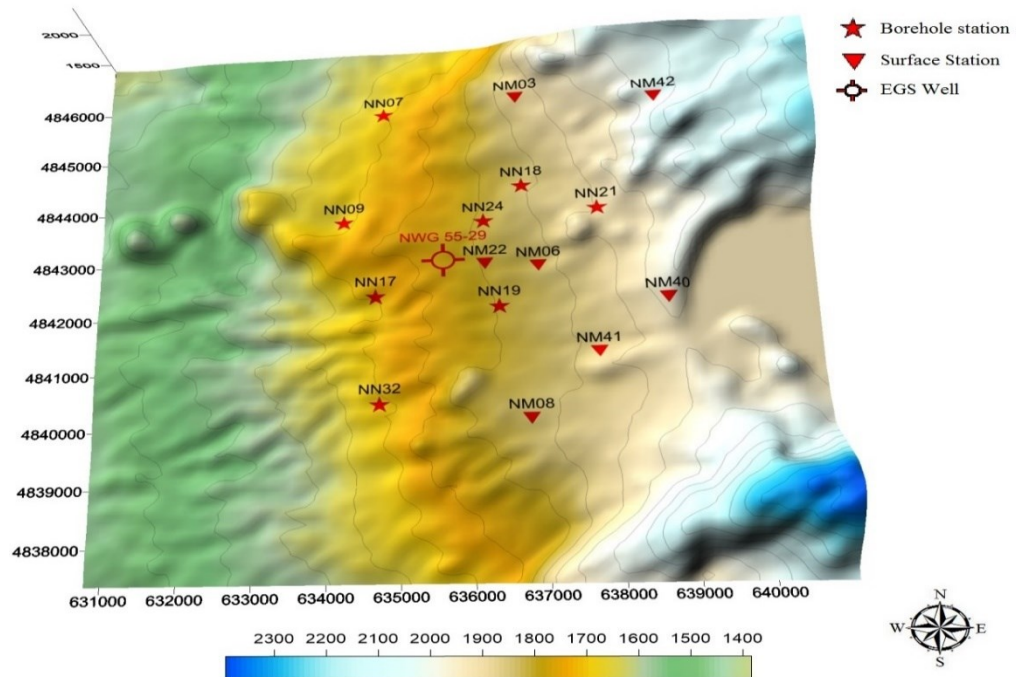
Terdapat beberapa perangkat lunak (*software*) yang digunakan dalam penelitian ini, antara lain sebagai berikut:

1. *Software Geopsy*, digunakan untuk pengolahan *waveform* hasil perekaman stasiun gempa mikro.
2. *Software Geiger Adaptive Damping (GAD)* dan *Hypoc*, digunakan untuk menentukan lokasi hiposenter *event* gempa mikro.
3. *Software* pengolah angka, digunakan untuk menghitung data waktu tempuh gempa mikro, *plotting* data, perhitungan koefisien *Poisson's*, *Poisson's ratio* dan sejumlah perhitungan lain yang dibutuhkan.
4. *Software* pengolahan peta untuk menghasilkan peta citra termal, peta dasar, peta geologi regional dan topografi.
5. *Software Interactive Petrophysics*, digunakan untuk mengolah dan menampilkan data log sumur eksplorasi.

6. *Software* Pengolah data 3D, untuk membuat model sebaran *event*, *Poisson's ratio* serta volumetrik reservoir buatan secara tiga dimensi.

Data yang digunakan pada penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Data *waveform* tiga komponen hasil pengukuran 15 stasiun gempa mikro (7 *surface station* dan 8 *borehole station*) pada 29 Oktober 2012 – 15 Desember 2014 pada lapangan *EGS Newberry*, Oregon, Amerika Serikat, serta data tambahan berupa posisi stasiun, *well trajectory* dan model kecepatan 1 dimensi. Data diperoleh dari *Lawrence Berkeley National Laboratory* dan *Department of Energy U.S (DOE US)*.
2. Beberapa data pendukung seperti data log sebelum proses *EGS* pada sumur *NWG 55-29* dan data injeksi fluida selama proses *EGS* yang diperoleh dari *AltaRock Energy Inc.* Data tambahan lain berupa data citra termal, data geologi dan topografi. Topografi daerah penelitian beserta lokasi stasiun dan sumur injeksi ditunjukkan oleh Gambar 19.



**Gambar 19.** Topografi daerah penelitian dan lokasi stasiun

### 4.3 Pengolahan Data

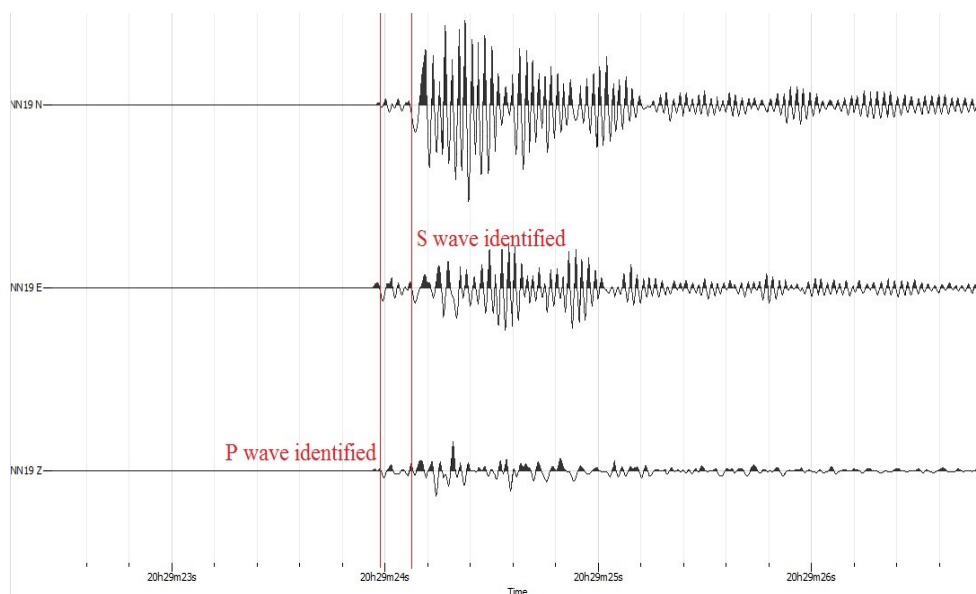
Secara umum, pengolahan data dibagi dalam beberapa tahap, diantaranya sebagai berikut.

#### 1. Pemilihan *Event* dan *Picking* Fasa

Pemilihan *event* gempa mikro dilakukan dengan menyeleksi *waveform* pada 15 stasiun gempa mikro, sehingga dihasilkan data waktu tiba gelombang P dan gelombang S yang bebas *noise*. *Event* yang dipilih minimal terekam oleh 3 stasiun. Secara umum *picking* fasa merupakan penentuan waktu tiba serta pemberian nama fasa gelombang untuk mengklasifikasi *event* gempa mikro. Berikut tahapan *picking* fasa secara manual:

- a. Identifikasi fasa yang jelas pada *trace* yang belum difilter. Salah satu filter yang dapat diterapkan ialah *bandpass filter* sehingga didapatkan bentuk gelombang yang memiliki rentang frekuensi gelombang seismik dan menghilangkan *noise* yang ikut terekam. Dapat pula digunakan fungsi *Short Time Average* dan *Long Time Average* (STA/LTA) untuk mempertegas *event*.
- 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 dibanding gelombang S. Hal yang perlu diperhatikan adalah penentuan polaritas *picking* yang digunakan, dalam hal ini digunakan *reverse polarity*. Kedatangan gelombang S diketahui berdasarkan kenaikan amplitudo gelombang yang sebelumnya telah tampak melemah.

Penentuan gelombang P dan gelombang S pada stasiun NN19 pada 29 November 2012 pukul 20:29 ditunjukkan pada Gambar 20.



**Gambar 20.** *Picking* fasa gelombang P dan gelombang S pada stasiun NN19 pada 29 November 2012 pukul 20:29

## 2. Penentuan Lokasi Sumber Gempa (Hiposenter)

Pada penelitian ini digunakan metode *Geiger's Adaptive Damping* (GAD) yang dibandingkan dengan metode *hypoccc*. Secara umum metode ini melakukan perhitungan menggunakan pendekatan *least square* untuk meminimalisir *error* (lokasi maupun RMS). Kedua metode yang digunakan sangat bergantung pada model awal berupa kecepatan vertikal 1 dimensi. Model kecepatan 1 dimensi dihasilkan dari hasil penelitian seismik tahun 2010.

**Tabel 2.** Model kecepatan 1 dimensi daerah penelitian (Foulger dan Julian, 2015)

| Ketebalan (km) | Elevasi (km) | V <sub>p</sub> (km/s) | V <sub>s</sub> (km/s) |
|----------------|--------------|-----------------------|-----------------------|
| 0,300          | 1400         | 2,034                 | 1,236                 |
| 0,150          | 1250         | 3,330                 | 2,015                 |
| 0,150          | 1100         | 3,507                 | 2,122                 |
| 0,150          | 950          | 3,673                 | 2,222                 |

|      |      |       |       |
|------|------|-------|-------|
| 0,25 | 700  | 3,767 | 2,279 |
| 0,90 | -200 | 3,800 | 2,299 |
| 200  | -20  | 4,700 | 2,843 |

Hiposenter ditentukan dengan menggunakan *software GAD* dan *Hypoccc*. Adapun *input* data meliputi data hasil *picking* waktu tiba gelombang P dan gelombang S, model kecepatan 1 dimensi dan lokasi stasiun penerima. Proses yang dilakukan adalah menghitung selisih minimum *error (residual)* waktu tiba gelombang hasil pengamatan ( $t_{obs}$ ) dan waktu tiba gelombang hasil perhitungan ( $t_{cal}$ ). Tingkat keakuratan penentuan lokasi hiposenter dipengaruhi oleh beberapa faktor seperti geometri stasiun, ketersediaan fasa, akurasi pembacaan *arrival time* dan informasi rinci tentang struktur (kecepatan) bawah permukaan (Gomberg, 1990).

Prinsip yang digunakan oleh program *hypoccc* adalah pendekatan *absolute* dan *relative hypocenter locations* (Waldhauser dan Ellsworth, 2000). Dimana *absolute hypocenter locations* menggunakan kombinasi dari nilai absolut dan perbedaan *arrival time* menggunakan *clustering*. Sedangkan *relative hypocenter locations* menggunakan perbedaan data *arrival time* hasil *picking*. Kelebihan dari *software* ini ialah mampu meminimalisir *error* pada lokasi hiposenter dan kalkulasi *RMS*. *Input* yang digunakan pada metode ini sama halnya dengan *GAD*, namun pengerjaan dilakukan menggunakan prinsip *cross-correlation*.

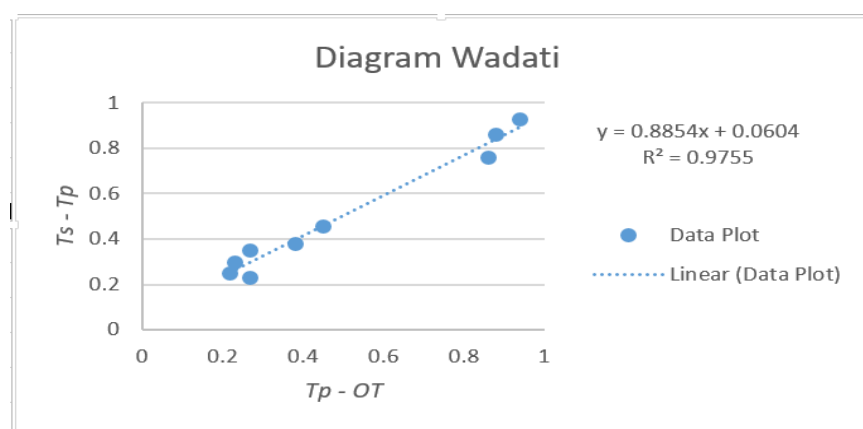
### 3. Perhitungan Koefisien *Poisson's* dan *Poisson's Ratio*

Dari hasil *picking* fasa *event* gempa mikro, dihasilkan data waktu tiba gelombang pada beberapa stasiun yang menjadi parameter untuk menghitung nilai koefisien *Poisson's* atau  $V_p/V_s$ . Metode yang digunakan ialah dengan diagram Wadati,



dimana selisih waktu tiba (*arrival time*) gelombang P ( $T_p$ ) dengan *origin time* ( $OT$ ) merupakan sumbu X dan selisih waktu tiba gelombang S dan gelombang P ( $T_s - T_p$ ) ialah sumbu Y.

Gambar 21 memperlihatkan penerapan diagram Wadati untuk *event* gempa mikro pada 3 November 2012 pukul 11:44 dengan *input* berupa 9 data plot waktu tiba gelombang yang terekam dari total 15 stasiun perekaman. Dimana persamaan linier data plot merupakan  $y = mx + c$  sehingga  $m + 1$  adalah nilai koefisien *Poisson's* atau  $V_p/V_s$  dengan besar *error* merupakan korelasi dari keseluruhan plot data yang dituliskan dalam  $R^2$ .



**Gambar 21.** Diagram Wadati pada *event* 3 November 2014 pukul 11:44

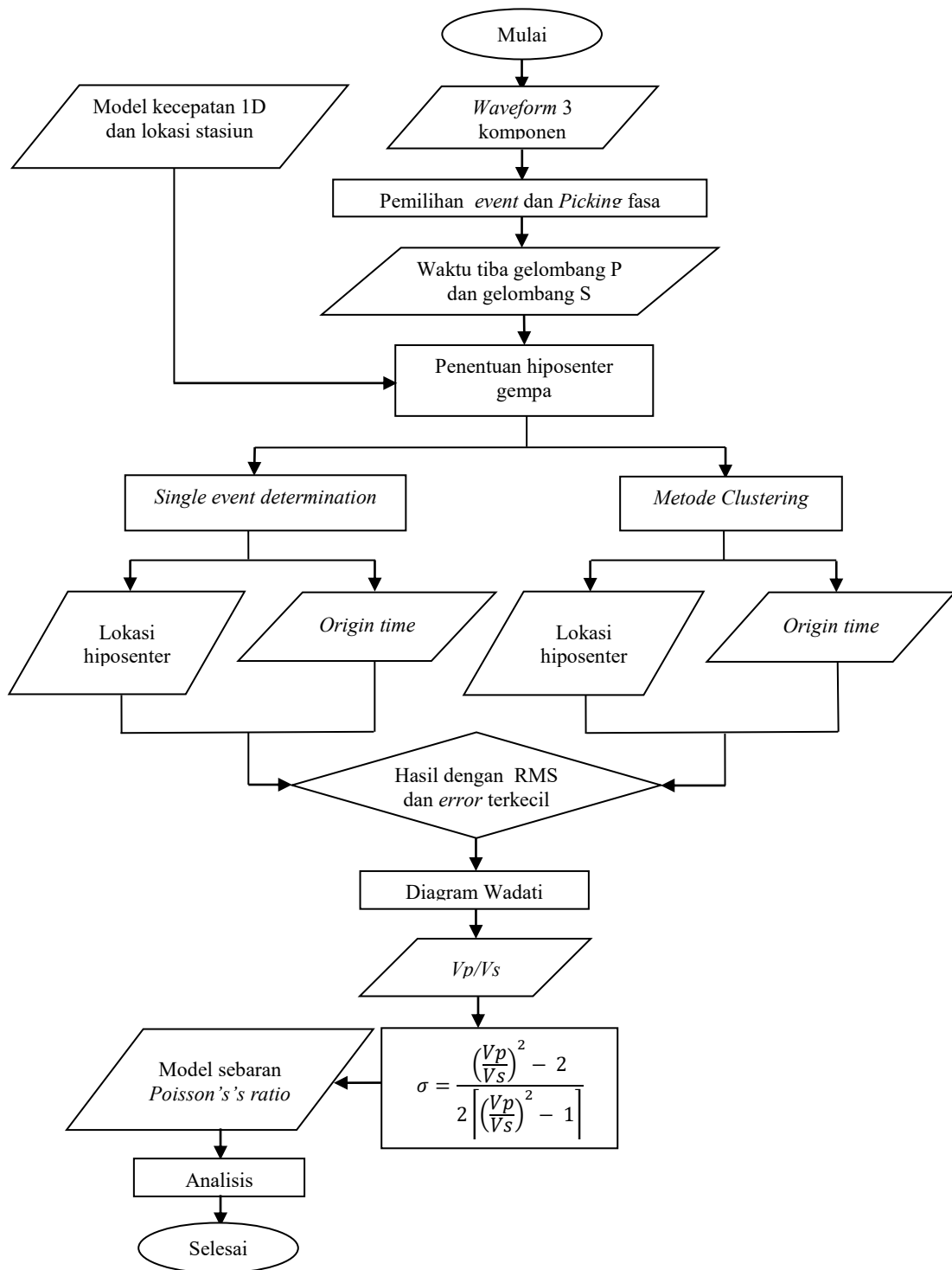
Sehingga didapatkan nilai  $V_p/V_s$  sebesar 1,8854. Dengan menggunakan persamaan (12) maka akan diketahui nilai *Poisson's ratio* yang terukur pada lokasi keberadaan *event* tersebut sebesar 0,304.

#### 4. Analisis dan Pemodelan Volumetrik *Artificial Reservoir* Hasil *EGS*

Pemodelan dibuat berdasarkan hasil perhitungan, sehingga dihasilkan sebaran  $V_p/V_s$  dan *Poisson's ratio* bawah permukaan secara 2D maupun 3D. Reservoir buatan hasil proses *EGS* dapat dianalisa berdasarkan sebaran nilai *Poisson's ratio*

yang umumnya digunakan untuk menentukan kandungan dan jenis fluida pada suatu batuan.

#### 4.4 Diagram Alir



**Gambar 22.** Diagram Alir Penelitian

## VI. KESIMPULAN DAN SARAN

### 6.1 Kesimpulan

Dari hasil penelitian dapat disimpulkan sebagai berikut:

1. Penentuan *event* gempa mikro dengan hasil lebih baik didapatkan dengan metode *Clustering*, dimana *RMS* dan *error* lokasi yang dihasilkan lebih kecil dibanding metode *SED*. Hal tersebut dikarenakan pada metode *Clustering* menggunakan asumsi dua hiposenter yang berdekatan dianggap sebagai fungsi jarak, sehingga dapat meminimalisir kesalahan model kecepatan tanpa koreksi stasiun. Sebaran *event* gempa mikro diklasifikasi berdasarkan dua tahap *hydroshearing* yang menghasilkan dua *cluster* utama. Injeksi fase I menghasilkan 146 *event* yang sebagian besar berada pada kedalaman kurang dari 1970 meter, karena adanya kebocoran *casing* sumur. Sedangkan injeksi fase II menghasilkan 344 *event* yang berada pada area *open cased*.
2. *Poisson's ratio* setelah *hydroshearing* memiliki rentang nilai -0,09 sampai 0,43 dengan rata-rata 0,28 dimana produk *artificial reservoir* dianggap memiliki nilai  $\geq 0,3$ . Berdasarkan tomografi *Poisson's ratio* terdapat tiga produk utama hasil *EGS*, yaitu zona jenuh, zona dominasi uap dan zona dominasi air. Masing-masing memiliki total volume 5,51 km<sup>3</sup>, 1,05 km<sup>3</sup> dan 22,01 km<sup>3</sup>.

3. *Artificial reservoir* mencakup ketiga zona yang berada pada area *open cased* berarah tenggara (SE), selatan (S) dan barat daya (SW) dari sumur injeksi dengan estimasi volume 1,59 km<sup>3</sup>.

## 6.2 Saran

Beberapa saran terkait pengembangan penelitian ini adalah sebagai berikut.

1. Akurasi pembacaan *arrival time* akan sangat dipengaruhi oleh kualitas *picking* fasa gelombang, sehingga diperlukan komprasi beberapa hasil *picking* sebagai pembanding.
2. Identifikasi orientasi rekahan yang terbentuk akan lebih baik dengan menampilkan *focal mechanism* berdasarkan momen tensor maupun analisis *particle motion* pada masing-masing *event*.
3. Dapat dilakukan perhitungan *Poisson's ratio* dengan *input* rasio atenuasi gelombang ( $Q_p/Q_s$ ) sebagai pembanding.

## DAFTAR PUSTAKA

- Afnimar. 2009. *Seismologi*. Bandung: Institut Teknologi Bandung.
- Aguilar, A., dan Myers, S. 2017. *Microseismic Event Relocation based on PAGERANK Linkage at the Newberry Volcano Geothermal Site*. California: Thirty-Eight Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University.
- Anisofira, A. 2013. *Penentuan Struktur Patahan di Lapangan Panasbumi X Dengan Menggunakan Metode Relokasi Relatif Kasus Gempa Mikro*. Bandung: Universitas Pendidikan Indonesia. Skripsi.
- Biot, M., dan Romain, J. E. 1965. *Mechanics of Incremental Deformations*. Physics Today.
- Bolt, B. A. 1976. *Nuclear Explosions and Earthquakes: The Parted Veil*. San Fransisco.
- Boyd, D. 2014. *Hydroshearing for Geothermal Energy*. WSM Technology. Essai.
- Canning, A. 2000. *Introduction to AVO Theory*. Paradigm Geophysical.
- Cladouhos, T., Petty, S., Noerdin, Y., dan Moore, M. 2013. *Stimulation Results From The Newberry Volcano EGS Demonstration*. Seattle: GRC Transactions, Vol. 37. Hal 133.
- Cladouhos, T., Petty, S., Swyer, M., dan Uddenberg, M. 2015. *Results From Newberry Volcano EGS Demonstration 2010 - 2014*. Seattle: Elsevier Ltd.
- Dedy, S. 2010. *Pengantar Data Mining Menggali Pengetahuan dari Bongkahan Data*. Yogyakarta: ANDI.
- Departement of Energy United States (DOE). 2008. *An Evaluation of Enhanced Geothermal System Technology*.

Departement of Energy United States (DOE). 2012. *What is an Enhanced Geothermal System (EGS)*. Essai DOE/EE-0785.

Establishment of the Frontier Observatory for Research in Geothermal Energy (FORGE). 2016. *Appendix A Conceptual Geologic Model*. Oregon.

Ferns, M. L., dan McClaughry, J. D. 2006. *Preliminary Geologic Map of the Powell Buttes 7 ½ Quadrangle, Crook Country, Oregon*. Oregon: Departement of Geology and Mineral Industries Portland Oregon.

Fitterman, D. V. 1988. *Overview of the Structure and Geothermal Potential of Newberry Volcano*. Oregon: Oregon Geophysical Research.

Foulger, G. R., dan Julian, B. R. 2015. *Processing of Induced Earthquakes Associated With The Newberry EGS Injection September –December 2014*. Final Report.

Foulger, G. R., dan Long, R.E. 1984. *Anomalous Focal Mechanisms, Tensile Crack Formation on an Accreting Plate Boundary*. Nature. 310: 43-45.

Frone, Z., Waibel, A., dan Blackwell, D. 2014. *Thermal Modeling and EGS Potential of Newberry Volcano, Central Oregon*. California: Proceedings 39<sup>th</sup> Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University.

Gannett, M. W. 2001. *Ground Water Hydrology of The Upper Deschutes Basin, Oregon*. USGS Water Resources Investigations Reports.

Goff, F., dan Janik, C.J., 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press.

Gomberg, J. S. 1990. *The Effect of S-Wave Arrival Times on The Accuracy of Hypocenter Estimation*. Bulletin of the Seismological Society of America.

Hanif, I. 2016. *Identifikasi Orientasi Rekahan Mikro Area Panas Bumi Monte Amiata Berdasarkan Analisis Studi Shear Wave Splitting*. Bandar Lampung: Universitas Lampung. Skripsi.

Havskov dan Ottemoller. 2010. *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Bergen: Springer Publishers.

Hendrajaya, L. dan Bijaksana, S. 1990. *Pengantar Seismologi*. Bandung: Institut Teknologi Bandung.

Hidayati, S. 2010. *Pengenalan Seismologi Gunungapi*. Bandung: Diklat Pelaksana Pemula Pengamat Gunung api Baru, Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi.

- Hochstein, M. P., Simmons, S. F., Maggs, G. R., dan Newson, J. 1992. *Assessment of Thermal Water Input Into The Waikato River Results of a Test Study*. Proceedings of The 14th NZ Geothermal Workshop. Hal 51 – 56.
- Hochstein, M. P., dan Browne, P.R.L. 2000. *Surface Manifestation of Geothermal System With Volcanic Source*. In Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press.
- Hurukawa, N. 2008. *Practical Analysis of Local Earthquakes*. Tsukuba: International Institute of Seismology and Earthquake Engineering (IISSE). Hal 1-5.
- Hurukawa, N. 2008. *Relocation of Large Intermediate – Depth Earthquakes in The Vrancea region, Romania, Since 1934 and a Seismic Gap*. Earth, Planets and Space. 565 – 572.
- Kirkland, K. 2010. *Earth Sciences: Notable Research and Discoveries*. Infobase Publishing.
- Kisslinger, C., dan Engdahl, E. R. 1973. *The Interpretation of The Wadati Diagram With Relaxed Assumptions*. Seismological Society of America.
- Kristiansen, T. G. 2000. *Use Passive Seismic Monitoring in Well and Casing Design in the Compacting and Subsiding Valhall Field, North Sea*. Paris: SPE Conference. Paper.
- Lee, W. H. K., dan Stewart, S. W. 1981. *Principles and Applications of Microearthquake Networks*. New York: Academic Press, Inc.
- Letvin, A. I. 2011. *Analysis of Drill Cuttings Mineralogy and Geophysical Logs to Investigate Alteration History at Newberry NWG 55-29 in Preparation for EGS Stimulation*. Iceland: Confidential M. S Thesis.
- MacLeod, N., Sherrod, D., Chitwood, L., dan Jensen, R.A. 1995. *Geologic Map of Newberry Volcano, Deschutes, Klamath and Lake Counties*. Oregon: U.S Geological Survey.
- Majer, E. L., dan Mc Evilly, T. V. 1979. *Seismological Investigations at The Geysers geothermal Field*. California: Geophysics.
- Maulida, N. H. 2015. *Memantau Aktivitas Sistem Panas Bumi Dengan Metode Mikroseismik*. Essai.
- Maxwell, S. 1998. *Microseismic Logging of Ekofisk Reservoir*. Totndheim: Eurock Presentation Rock Mechanism Petroleum Engineering Conference.
- McGarr, A. 2014. *Maximum Magnitude Earthquakes Induced by Fluid Injection*. Jurnal Geophysics Solid Earth. Hal 119.

- Mujihardi, B., Widarto, D., Nugraha, A. D., dan Widiyantoro, S. 2012. *Careful Picking of P-Wave & S-Wave Arrival Times of Microseismic for Accurate Hypocenter Determination*. Paper.
- Munadi, S. 2002. *Pengolahan Data Seismik: Prinsip Dasar dan Metodologi*. Depok: Universitas Indonesia.
- Nador, A. 2015. *The Impacts of Hydraulic Fracturing on The Environment*. Budapest: magyar Foldtani Es Geofizikai Intezet.
- Nugraha, A. D. 2012. *Earthquake*. Bandung: Institut Teknologi Bandung.
- Ostrander, W. J. 1984. *Plane Wave Reflection and Transmission Coefficients for Gas Sands*. Geophysics Vol 49. No 10.
- Peluchette, J dan Anderson, B. 2013. *Optimization of Integratde Reservoir, Wellbore and Power Plant Models for Enhanced Geothermal Systems*. California: Thirty-Eight Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University.
- Pribadi, E. 2010. *Delineasi Zona Rekahan Pada Reservoir Geothermal Melalui Pengamatan Mikroseismik*. Depok: Universitas Indonesia. Skripsi.
- Putri, Y. T. 2012. *Relokasi Gempabumi Utama dan Gempabumi Susulan Menggunakan Metode MJHD(Studi Kasus Gempa Mentawai 25 Oktober 2010)*. Depok: Universitas Indonesia. Skripsi.
- Robinson, P.T., Brem, G. F., dan MCKee. 1984. *John Day Formation of Oregon: A Distal Record of Early Cascade Volcanism*. Hal 229 – 232.
- Rutledge, J., dan Philips, W. 2003. *Hydraulic Stimulation of Natural Fractures as Revealed by Induceed Micrieearthquakes, Carthage Cotton Valley Gas Field, East Texas*. Geophysics.
- Sahara, D. P., Kusumo, A. W., Widiyantoro, S., dan Sule, R. 2009. *Aplikasi Metode Double Difference Untuk Relokasi Hiposenter Gempa Vulkanik Gunung Kelud Secara Akurat*. Jurnal JTM. Vol 17. No 1.
- Sammel, E. A., dan Craig, R. W. 1983. *Hydrogeology of the Newberry Volcano Caldera, Oregon*. USGS Water Resources Investigation Report.
- Santoso, D. 2002. *Volkanologi dan Eksplorasi Geothermal*. Bandung: Penerbit Institut Teknologi Bandung.
- Sanyal dan Subir, K. 2005. *Geothermal Resource Characteristics, Development, Assessment and Management*. Proceedings WGC 2005.



- Sherrod, D., Mastin, L., Scott, W., dan Schilling, S. 1997. *Volcano Hazards at Newberry Volcano, Oregon*. Hawaii: U.S Geological Survey.
- Smith, G. A. 1986. *Stratigraphy, Sedimentology and Petrology of Neogene Rocks in the Deschutes Basin Central Oregon*. Oregon: Oregon State University. Disertasi.
- Somerton, W. 1978. *Some Physical Properties of Cerro Prieto Cores Geothermal Fields*. Berkeley: Lawrence Berkeley National Laboratory.
- Suharno. 2013. *Eksplorasi Geothermal*. Bandar Lampung: Penerbit Lembaga Penelitian Universitas Lampung.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., dan Sheriff, R. E. 1990. *Applied Geophysics Second Edition*. Cambridge University Press.
- Thurber, C., dan Risema, J. 2007. *Seismic Tomography and Inverse Methods*. Oxford: Elsevier. 1 :1323-60.
- Waldhauser, F., dan Ellsworth, W. L. 2000. *A Double Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to Northern Hayward Fault*. California: Bulletin of the Seismological Society of America.
- Zhang, H. 2009. *Passive Seismic Tomography Using Induced Seismicity*. Berkeley.