

**Mikroseismik, Mikrotremor
dan **Microearthquake**
dalam ilmu kebumihan**

Hak cipta pada penulis
Hak penerbitan pada penerbit
Tidak boleh diproduksi sebagian atau seluruhnya dalam bentuk apapun
Tanpa izin tertulis dari pengarang dan/atau penerbit

Kutipan Pasal 72 :

Sanksi pelanggaran Undang-undang Hak Cipta (UU No. 10 Tahun 2012)

1. Barang siapa dengan sengaja dan tanpa hak melakukan perbuatan sebagaimana dimaksud dalam Pasal 2 ayat (1) atau Pasal (49) ayat (1) dan ayat (2) dipidana dengan pidana penjara masing-masing paling singkat 1 (satu) bulan dan/atau denda paling sedikit Rp. 1.000.000,00 (satu juta rupiah), atau pidana penjara paling lama 7 (tujuh) tahun dan atau denda paling banyak Rp. 5.000.000.000,00 (lima miliar rupiah)
2. Barang siapa dengan sengaja menyiarkan, memamerkan, mengedarkan, atau menjual kepada umum suatu Ciptaan atau hasil barang hasil pelanggaran Hak Cipta atau Hak Terkait sebagaimana dimaksud ayat (1) dipidana dengan pidana penjara paling lama 5 (lima) tahun dan/atau denda paling banyak Rp. 500.000.000,00 (lima ratus juta rupiah)

Mikroseismik, Mikrotremor dan **Microearthquake** dalam ilmu kebumihan

Nandi Haerudin | Fikri Alami | Rustadi



PUSAKA MEDIA

Perpustakaan Nasional RI:
Katalog Dalam Terbitan (KDT)

**MIKROSEISMIK, MIKROTREMOR DAN MICROEARTHQUAKE
DALAM ILMU KEBUMIHAN**

Penulis

Nandi Haerudin, Fikri Alami, Rustadi

Desain Cover & Layout

PusakaMedia Design

xvi + 165 hal : 15.5 x 23.5 cm

Cetakan Oktober 2019

ISBN: 978-623-7560-07-4

Penerbit

Pusaka Media

Jl. Endro Suratmin, Pandawa Raya. No. 100

Korpri Jaya Sukarame Bandarlampung

082280035489

email : cspusakamedia@yahoo.com

Website : www.pusakamedia.com

Dilarang mengutip atau memperbanyak sebagian
atau seluruh isi buku ini tanpa izin tertulis dari penerbit

KATA PENGANTAR

Puji dan syukur kehadiran Allah SWT yang telah memberikan nikmat dan kesempatan sehingga Penulis dapat menyelesaikan buku ajar Mikroseismik, Mikrotremor dan *Microearthquake* Dalam Ilmu Kebumihan dengan baik dan sesuai harapan.

Buku ini disusun untuk menjadi buku pegangan tambahan dalam mata kuliah Mitigasi Bencana Geologi. Buku ini juga dapat menjadi referensi untuk penelitian dengan menggunakan metode Mikroseismik, Mikrotremor dan *Microearthquake*. Pada buku ini dipaparkan juga aplikasi Metode ini untuk Eksplorasi Panas Bumi dan Mitigasi Bencana.

Segala biaya pembuatan buku ini ditanggung melalui skema Hibah Penelitian Dasar RISTEK DIKTI tahun Anggaran 2019. Penerbitan buku ini merupakan bukti atau luaran dari penelitian ini.

Dan penulis mengucapkan terimakasih yang sebenar-benarnya kepada:

1. RISTEK DIKTI yang telah membiayai seluruh penelitian dan penerbitan buku ini.
2. Rustadi, Fikri Alami, Syamsurijal Rasimeng dan I.B. Yogi Suananda yang telah menjadi Tim Solid penelitian.
3. Dian Sanjaya, Tri Nopiyanti dan Ayu Yuliani yang telah membantu Penulis dalam penyusunan buku ajar ini hingga terselesaikan dengan baik.
4. Khoirul Umam dan Etri Putriana sebagai Tim editor.

5. Dersan Surya Effendi dan M. Juliniardi yang telah membantu dalam pengambilan data lapangan yang dibutuhkan untuk penyusunan buku ini.

Semoga dengan adanya buku ajar ini dapat bermanfaat bagi pembaca. Kritik dan saran yang membangun sangat penulis harapkan sebagai bahan acuan dalam perbaikan dimasa yang akan datang.

Bandar Lampung, 08 Oktober 2019.

Penulis,

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR	v
DAFTAR ISI	vii
DAFTAR TABEL	x
DAFTAR GAMBAR	xi
BAB I. GELOMBANG SEISMIK	
1.1. Pengertian Gelombang Seismik	1
1.2. Sumber Gelombang Seismik	5
1.3. Perambatan Gekombang Seismik Di dalam Bumi	5
BAB II. GEMPABUMI	
2.1. Karakteristik Gempabumi.....	11
2.2. Subduksi dan Patahan	16
BAB III. PENGUKURAN GEMPABUMI	
3.1. Magnitudo Gempabumi	20
3.2. Intensitas	22
BAB IV. MIKROSESIMIK, MICROEARTHQUAKE DAN MIKROTREMOR	
4.1. Gelombang Mikroseismik, <i>Microearthquake</i> , dan Mikrotremor	25
4.2. Metode Mikroseismik.....	26
4.3. Mikrotremor Panas Bumi.....	28
4.4. Mikroseismik Hidrokarbon.....	28
4.5. Metode Mikrotremor.....	29
4.6. Mikrozonasi Mikrotremor	33

BAB V. METODE HVSR MIKROTREMOR

5.1. Frekuensi Natural.....	36
5.2. Amplifikasi.....	38
5.3. <i>Site Effect</i>	40
5.4. <i>Peak Ground Aceleration (PGA)</i>	42

BAB VI. PENGUKURAN MIKROTREMOR

6.1. Pengukuran Data Mikrotremor	47
6.2. Pengolahan Data Mikrotremor.....	56
6.3. Diagram Alir Penelitian	70

BAB VII. MITIGASI BENCANA GEMPABUMI DI INDONESIA

7.1. Zonasi Daerah Gempabumi di Indonesia	72
7.2. Manajemen Bencana	75
7.3. Mitigasi Bencana yang Efektif.....	77
7.4. Mitigasi Bencana Berbasis Masyarakat.....	78

BAB VIII. STUDI KASUS MIKROZONASI DI INDONESIA

8.1. Studi Kasus Mikrozonasi Di Kota Bandar Lampung Dan Kota Baru Lampung	80
8.2. Hasil Pengukuran Mikrotremor di Kota Bandar Lampung.....	86
8.3. Hasil Pengukuran Mikrotremor di Kota Baru Lampung Selatan	96
8.4. Studi Kasus pengukuran Mikrotremor di Yogyakarta.....	103

BAB IX. STUDI KASUS APLIKASI 3M DALAM PANAS BUMI

9.1. Studi Pengukuran di Area Vulkanik Menengai.....	108
9.2. Gempa Mikro (<i>Microearthquake</i> ; MEQ) Untuk Panas Bumi	118
9.3. Mikrotremor (<i>Microtremor</i>) Untuk Panas Bumi	126

BAB X. MIKROSEISMIK, MIKROTREMOR, DAN	
 MICROEARTHQUAKE PANAS BUMI	
10.1. Mikroseismik Panas Bumi.....	136
10.2. Mikrotremor Panas Bumi	145
10.3. <i>Microearthquake</i> Panas Bumi.....	148
DAFTAR PUSTAKA.....	156
GLOSARIUM	159

DAFTAR TABEL

Tabel 1.1	Kecepatan rambat gelombang P dan S pada medium rambatnya.....	4
Tabel 3.1	Skala MMI	22
Tabel 3.2	Skala intensitas gempaumi BMKG.....	24
Tabel 4.1	Sumber-sumber mikrotremor berdasarkan nilai frekuensi	32
Tabel 6.1	Syarat pengukuran.....	47
Tabel 10.1	Kondisi berbeda selama survei MEQ di 1997 dan 2003	149

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1	Jenis pergerakan gerakan gelombang seismik di lapisan dan permukaan bumi	1
Gambar 1.2	Penjalaran gelombang primer dan gelombang sekunder	3
Gambar 1.3	Perambatan gelombang gempabumi P (atas) dan S (bawah) melalui bagian dalam bumi dengan tanpa melewati daerah <i>shadow zone</i>	6
Gambar 1.4	Simulasi 3-D perambatan refraksi gelombang seismik terhadap beberapa lapis kedalaman bumi	7
Gambar 1.5	Gelombang <i>love</i> dan gelombang <i>rayleigh</i>	8
Gambar 2.1	Peta lempeng-lempeng dunia dan zona konvergen pertemuan/tumbukan lempeng.....	13
Gambar 2.2	Zona konvergen menghasilkan aktivitas seismik tinggi.....	14
Gambar 2.3	Deskripsi irisan penampang bumi menjelaskan zona divergen dan konvergen hasil gerak relatif lempeng diakibatkan arus konveksi	14
Gambar 2.4	Mekanisme gempabumi berdasar teori tektonik lempeng.....	15
Gambar 2.5	Ragam jenis patahan dan <i>focal mechanisms</i> untuk mengidentifikasi Jenis Patahan.....	18
Gambar 3.1	Hubungan antara magnitudo momen dan berbagai skala magnitudo	21
Gambar 4.1	Perbedaan sinyal tremor dan gempabumi.....	31
Gambar 5.1	Perbandingan kurva HVSR.....	37
Gambar 5.2	Konsep dasar amplifikasi gelombang seismik.....	39

Gambar 5.3	Gelombang permukaan Rayleigh untuk titik B38-SU	45
Gambar 6.1	Alat mikrotremor	49
Gambar 6.2	Membuka alat mikrotremor.....	49
Gambar 6.3	Mengatur posisi <i>bubble</i>	50
Gambar 6.4	Kabel LAN terhubung pada alat	50
Gambar 6.5	Kabel LAN terhubung pada laptop	51
Gambar 6.6	Kabel <i>power</i> terhubung pada aki	51
Gambar 6.7	Kabel <i>power</i> terhubung pada alat.....	52
Gambar 6.8	Koordinat pengukuran mikrotremor	52
Gambar 6.9	Tampilan pengontrol alat	53
Gambar 6.10	Tampilan parameter	54
Gambar 6.11	Tampilan status atau kontrol	55
Gambar 6.12	Proses pemindahan data dari memori ke laptop	56
Gambar 6.13	<i>Coding</i> pada <i>program command prompt</i>	57
Gambar 6.14	Tampilan konversi data telah selesai	57
Gambar 6.15	Data dengan format <i>*sac</i> siap digunakan untuk pengolahan selanjutnya	58
Gambar 6.16	Pemilihan format data pada <i>software Geopsy v. 2.9.1.</i> pada <i>tools preference</i>	58
Gambar 6.17	Proses <i>import signal</i>	59
Gambar 6.18	Pemilihan data yang akan diolah	59
Gambar 6.19	Proses pembuatan grafik dari ketiga signal	60
Gambar 6.20	Proses <i>filtering</i> data	60
Gambar 6.21	Proses pembukaan orientasi <i>table</i>	61
Gambar 6.22	Proses edit orientasi komponen sinyal	61
Gambar 6.23	Proses pemilahan data yang diolah dengan H/V	62
Gambar 6.24	Pemilihan <i>time window</i>	62
Gambar 6.25	Pemilihan <i>smoothing constant</i>	63
Gambar 6.26	Proses <i>windowing</i> pada sinyal menggunakan H/V	63
Gambar 6.27	Proses perhitungan H/V	64
Gambar 6.28	Hasil akhir pengolahan HVSR.....	65
Gambar 6.29	Input data pengukuran dan pengolahan HVSR.....	66

Gambar 6.30	Tampilan awal <i>software surfer</i>	66
Gambar 6.31	Proses <i>gridding</i> data.....	67
Gambar 6.32	Proses input data X, Y, Z.....	67
Gambar 6.33	Proses inialisasi data	68
Gambar 6.34	Pembuatan peta kontur.....	68
Gambar 6.35	Hasil pengolahan menggunakan <i>Surfer 12</i>	69
Gambar 6.36	Diagram alir penelitian	71
Gambar 7.1	Wilayah Gempa Indonesia	73
Gambar 7.2	Pola struktur seismogenik busur Sunda Barat	73
Gambar 7.3	Zona sumber gempa bumi Jawa dan sekitarnya...	74
Gambar 7.4	Gambar siklus manajemen bencana	76
Gambar 7.5	Siklus pengurangan risiko berbasis masyarakat /komunitas	79
Gambar 8.1	Dokumentasi puluhan ribu bangunan mengalami kerusakan dan roboh akibat gempa berkekuatan 7 SR di Lombok	81
Gambar 8.2	Gempa besar di titik-titik kegempaan (zona subduksi) di Pulau Sumatera	81
Gambar 8.3	Bandar Lampung hasil citra satelit google map ..	82
Gambar 8.4	Peta lokasi Kota Baru	83
Gambar 8.5	Gempabumi mampu menguraikan lapisan tanah dan gedung di atasnya	84
Gambar 8.6	Peta persebaran nilai frekuensi dominan di kota Bandar Lampung.....	87
Gambar 8.7	Peta persebaran nilai VS30 di Kota Bandar Lampung.....	88
Gambar 8.8	Peta persebaran nilai amplifikasi di Kota Bandar Lampung.....	88
Gambar 8.9	Peta risiko bencana alam gempa bumi di Kota Bandar Lampung	89
Gambar 8.10	Peta persebaran nilai PGA di Kota Bandar Lampung.....	89
Gambar 8.11	Peta persebaran frekuensi dominan di Kota Baru.....	101

Gambar 8.12	Peta persebaran Nilai Amplifikasi di Kota Baru...	101
Gambar 8.13	Peta persebaran Vs30 di Kota Baru.....	102
Gambar 8.14	Peta kontur Vs30 Kabupaten Bantul dan Sleman, Yogyakarta	105
Gambar 8.15	Peta Kontur Vs30 Kabupaten Bantul dan Sleman, Yogyakarta	106
Gambar 9.1	Noise seismik di area Menengai: MNA, MSE, MNE, MCA, MSW dan MNW.....	109
Gambar 9.2	peta area menengai yang menunjukkan stasiun rekaman seismik, jalan, area perkotaan dan perumahan serta aktivitas pertanian.....	111
Gambar 9.3	Variasi rata-rata V_p/V_s rartion di wilayah studi Menengai	117
Gambar 9.4	Jaringan MEQ di lapangan panas bumi Hululais .	119
Gambar 9.5	Tingkat kebisingan (Noise) di lokasi penelitian....	120
Gambar 9.6	Struktur kecepatan gelombang P dan S yang digunakan pada daerah penelitian panas bumi Hululais dengan rasion $V_p/V_s = 1.73$	122
Gambar 9.7	Jendela pengambilan menunjukkan waktu tiba gelombang P (t_p) dan S (t_s).....	123
Gambar 9.8	Histogram nilai rms waktu perjalanan dari Hasil SED dan JHD	124
Gambar 9.9	Perbandingan peta pusat gempa menunjukkan hasil dari teknik SED (A) dan JHD (B).....	125
Gambar 9.10	Perbandingan distribusi hiposenter	125
Gambar 9.11	Ilustrasi susunan pengamatan satu lingkaran untuk Metode SPAC	126
Gambar 9.12	Lokasi survei (kanan atas) dan tata letak (tengah) dari situs pengamatan mikrotremor	129
Gambar 9.13	Diagram blok dari sistim peralatan pengamatan	130
Gambar 9.14	Contoh mikrotremor mencatat pada Titik Survei B (Array dengan jari-jari pengamatan lingkaran 75 m)	131
Gambar 9.15	Kurva dispersi yang dihitung pada tujuh titik survei	132

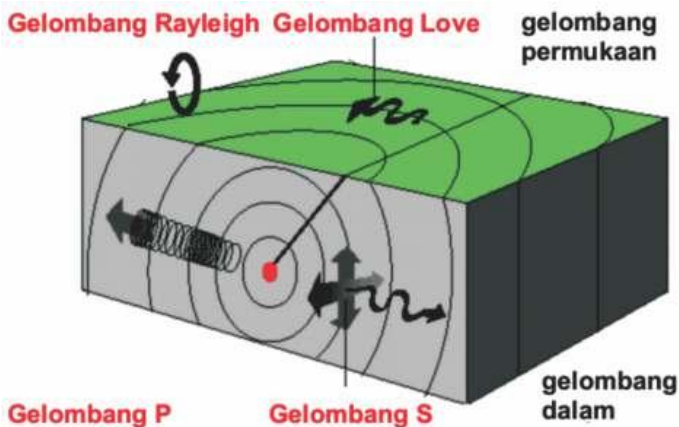
Gambar 9.16	Struktur kecepatan gelombang-S terbalik.....	132
Gambar 9.17	Microtremor V_x penampang.....	134
Gambar 10.1	Seismogram dari peristiwa mikroseismik yang diinduksi selama stimulasi hidrolik.....	137
Gambar 10.2	<i>Geophone</i> dalam mikroseismik.....	142
Gambar 10.3	Tampilan perspektif 3-D kejadian mikroseismik yang diinduksi selama <i>hydraulic fracture</i>	144
Gambar 10.4	Dua peristiwa yang direkam oleh <i>geophone</i> dalam urutan vertikal, horizontal 1 dan horisontal 2.....	144
Gambar 10.5	Tampilan 3D peristiwa mikroseismik yang terdeteksi selama stimulasi utama.....	145
Gambar 10.6	Lokasi panas bumi Kamojang, Garut.....	146
Gambar 10.7	Distribusi hiposenter panas bumi Kamojang selama satu tahun.....	147
Gambar 10.8	Penampang hiposenter Barat - Timur area panas bumi Kamojang & sekitarnya hasil pengolahan dengan MEQ-Soft.....	147
Gambar 10.9	Lokasi Lapangan Darajat.....	149
Gambar 10.10	Cakupan MEQ yang berbeda pada tahun 1997 dan 2003 di sepanjang penampang W - E.....	150
Gambar 10.11	Distribusi MEQ sebelum dan sesudah penambahan injeksi melalui DRJ-7 pada survei 1997.....	151
Gambar 10.12	Penampang NW - SE melalui bagian tengah pertunjukan lapangan distribusi MEQ hingga 4 km mbsl pada tahun survey 1997.....	152
Gambar 10.13	MEQ yang disebabkan oleh injeksi DRJ-15 selama survei 2003.....	152
Gambar 10.14	MEQ yang disebabkan oleh penutupan pembangkit listrik I.....	153
Gambar 10.15	Plot tipe sumber yang menggambarkan tensor momen gempabumi secara independen dari sumber orientasi.....	154

BAB I.

GELOMBANG SEISMIK

1.1 Pengertian Gelombang Seismik

Penjelasan Gelombang Seismik Gelombang seismik merupakan gelombang-gelombang yang merambat di dalam bumi dan di permukaan bumi. Gelombang seismik berasal dari suatu sumber seismik, misalkan gempa, ledakan (proses kimia atau nuklir), erupsi gunung api, dan longsor. Getaran gempa menimbulkan gelombang gempabumi yang menjalar ke seluruh lapisan bumi. Gelombang seismik secara ringkas dapat dijelaskan terdiri dari 2 jenis, yaitu gelombang yang merambat di permukaan (*surface waves*) dan di kedalaman interior (*body waves*) (Gazali, 2017).



Gambar 1.1 Jenis pergerakan gerakan gelombang seismik di lapisan dan permukaan bumi (Sunarjo dkk, 2012)

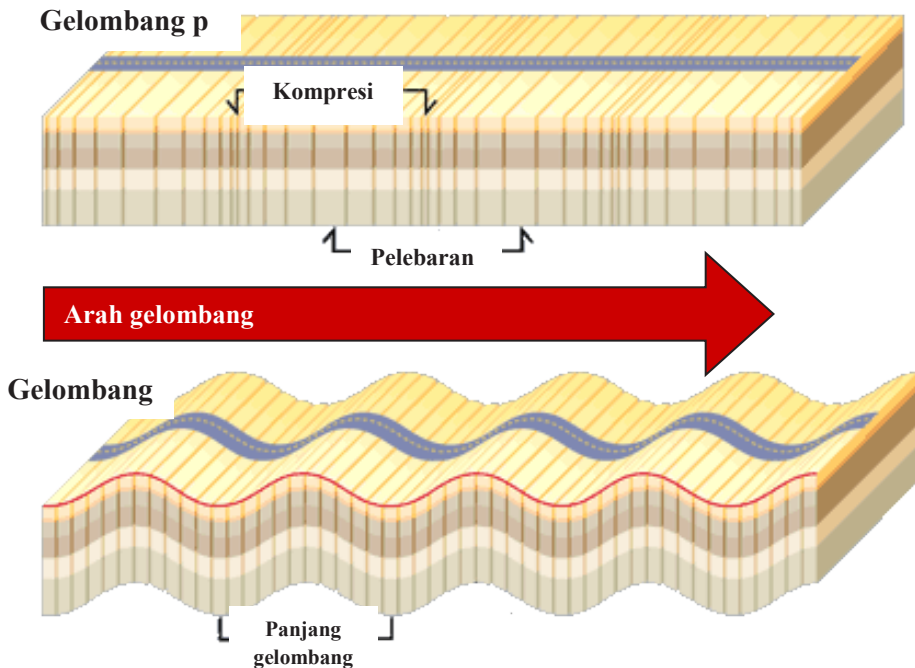
Gelombang badan atau body waves mempunyai dua macam gelombang, yakni gelombang P (*primary/longitudinal*) dan S (*secondary/transversal*). Gelombang P merupakan gelombang primer yang merambat lebih cepat dan datang pertama kali serta lebih tajam (kandungan frekuensinya lebih tinggi). Kecepatan gelombang P dalam padatan sekitar 1.8 sampai 7 km/detik, dan periodenya terletak antara 5 sampai 10 ms. Sedangkan tipe gelombang yang kedua, yaitu gelombang S yang merupakan gelombang transversal/sekunder, dimana gelombang ini datang setelah gelombang P dan ditandai dengan amplitudo yang lebih besar dari gelombang P dan kandungan frekuensinya lebih rendah, periodenya berkisar antara 11 sampai 13 ms (Afnimar, 2009).

Kecepatan gelombang P dan S dapat dirumuskan sebagai berikut:

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

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

dengan V_p adalah kecepatan gelombang P. Kecepatan gelombang P (V_p) tergantung dari konstanta Lamé (μ), rigiditas/kekakuan batuan (λ), densitas/kepadatan batuan (ρ) serta Modulus Bulk (K). Satuan V_p dan V_s adalah km/detik.



Gambar 1.2. Penjalaran gelombang primer dan gelombang sekunder (<https://www.exploratorium.edu/faultline/activezone/slides/pswaves-slide.html>).

Pada **Tabel 1.1** merupakan perbandingan kecepatan rambat gelombang primer dengan kecepatan gelombang sekunder jika melalui material tertentu.

Tabel 1.1 Kecepatan rambat gelombang P dan S pada medium rambatnya (Febriana, 2007).

No	Material	Kecepatan V_p (m/s)	Kecepatan V_s (m/s)
1.	Udara	332	-
2.	Air	1400-1500	-
3.	Minyak bumi	1300-1400	-
4.	Besi	6100	3500
5.	Semen	3600	2000
6.	Granit	5500	2800-3000
7.	Basalt	6300	3200
8.	Batu pasir	1400-4300	700-2800
9.	Batu gamping	5900-6100	2800-3000
10.	Pasir (tidak jenuh)	200-1000	80-400
11.	Pasir (jenuh)	800-2200	320-880
12.	Tanah liat	1000-2500	400-1000

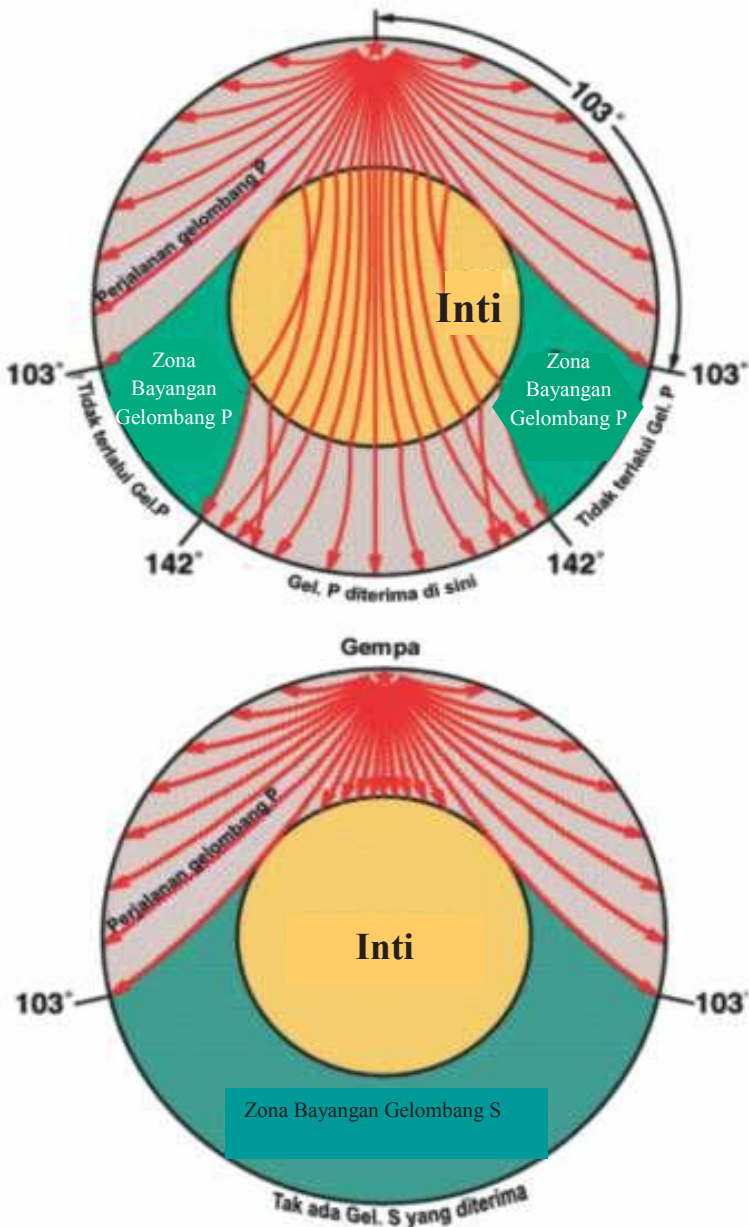
Gelombang Primer (P) dapat menembus lapisan inti bumi. Sementara itu, gelombang Sekunder (S) tidak bisa menembus lapisan inti bumi karena sifat dari gelombang ini yang tidak bisa menembus media cair pada inti bumi. Sifat penjarangan gelombang Primer yang langsung yaitu gelombang Primer (P) akan hilang pada jarak lebih besar dari 130° , dan tidak akan terlihat sampai pada jarak kurang dari 140° , karena adanya inti bumi. Pada jarak 103° gelombang langsung (P) akan menyinggung permukaan inti bumi, dan pada jarak 144° gelombang ini akan mengenai inti bumi. Gelombang Primer yang akan muncul kembali, yaitu gelombang Primer yang mengalami dua kali refraksi menembus inti bumi. Kedalaman lapisan inti bumi kemungkinan bias dihitung ketika Gelombang Primer menghilang pada jarak 103° .

1.2 Sumber Gelombang Seismik

Sumber Gelombang Seismik Gelombang seismik awalnya berasal dari gempa bumi, contohnya bias disebabkan oleh gempa vulkanik dan gempa tektonik. Pada seismik konvensional sumber gelombangnya adalah gelombang seismik buatan seperti dinamit, benda jatuh, air gun, vibroseis dan masih banyak yang lainnya, akan tetapi pada penelitian ini sumber gelombang seismik adalah getaran fluida yang terjadi ketika ada suatu perubahan tekanan di reservoir (Maxwell dan Urbancic, 2001). Hidrokarbon di dalam pori-pori batuan reservoir dapat dideteksi sebagai suatu deformasi yang memiliki karakteristik kebisingan alami dari alam dengan frekuensi rendah antara 0,2 sampai 10 Hz. Tanda-tanda frekuensi seismik rendah ini direkam dengan *geophone* ultra peka.

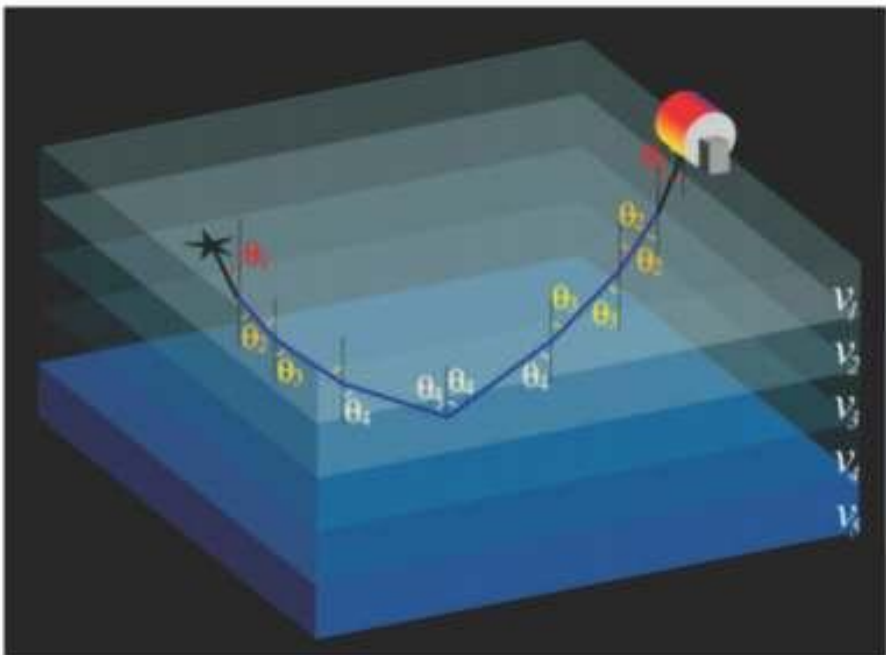
1.3 Perambatan Gelombang Seismik Di Dalam Bumi

Guttenberg mendapatkan kedalaman inti bumi yaitu sebesar 2.900 km. Telah diketahui bahwa batas dari mantel dengan inti bumi adalah suatu diskontinuitas yang tajam. Daerahnya antara 103°-144° yang disebut *Shadow Zone*, walaupun sesungguhnya fase yang lemah dapat dilihat pada daerah ini. Meskipun gelombang *body* bisa menjalar ke semua arah di permukaan bumi, tetapi tetap tidak bisa menembus kedalam inti bumi sebagai gelombang transversal. Keadaan ini menjelaskan bahwa inti luar dari bumi adalah fluida. Tetapi untuk penelitian tetap saja diasumsikan sebagai keadaan homogen, yaitu luar bumi dan inti bumi merupakan dua media homogen yang berbeda. Terkadang ditemui suatu fase yang kuat pada daerah *Shadow Zone* sampai pada jarak kurang lebih 110°. Karena fase ini, pada tahun 1930 telah ditemukan media lain yaitu inti dalam. Adapun batas dari inti dalam ini yaitu pada kedalaman 5.100 km. Kecepatan gelombang seismik di inti dalam diperkirakan lebih tinggi dari inti luar. Pada saat membedakan dan mengidentifikasinya, maka diperlukan nama untuk gelombang seismik yang melalui inti bumi luar dan dalam (Sunarjo dkk, 2012).



Gambar 1.3. Perambatan gelombang gempabumi P (atas) dan S (bawah) melalui bagian dalam bumi dengan tanpa melewati daerah shadow zone (<http://www.lafayette.edu/~malincol/geol120/earthquaketopics>).

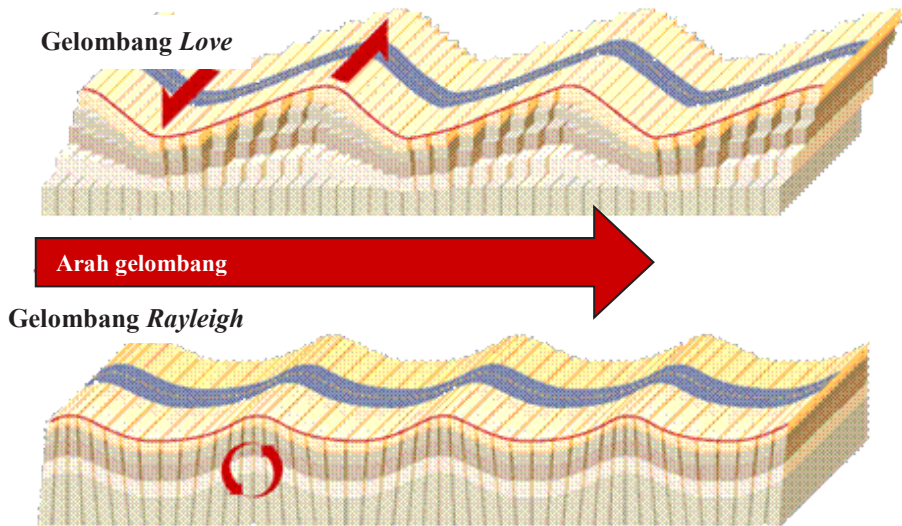
Kedalaman akan membuat kecepatan gelombang seismik bertambah, sehingga lintasan gelombang seismik akan membentuk lengkungan cekung ke permukaan bumi. Selain gelombang *body*, terdapat juga gelombang permukaan. Gelombang permukaan adalah salah satu gelombang seismik. Gelombang permukaan terdapat pada batas permukaan medium. Berdasarkan sifat gerak partikel media elastik, gelombang permukaan adalah gelombang yang bersifat kompleks dengan frekuensi rendah dan amplitudo besar. Gelombang ini menjalar karena ada efek *free surface* akibat perbedaan sifat elastik.



Gambar 1.4. Simulasi 3-D perambatan refraksi gelombang seismik terhadap beberapa lapis kedalaman bumi (<http://garnero.asu.edu/>).

Jenis gelombang permukaan ada 2 yaitu gelombang *Rayleigh* (RL) dan gelombang *Love* (LQ). Gelombang *Rayleigh* (**Gambar 1.5**) merupakan suatu gelombang permukaan yang gerak partikel medianya yaitu sebuah kombinasi gerakan partikel diakibatkan oleh

gelombang P dan S. Orbit gerakan partikel dari gelombang permukaan yaitu berupa gerakan elliptik dengan sumbu mayor ellips tegak lurus terhadap permukaan dan tegak lurus terhadap arah penjarannya.



Gambar 1.5. Gelombang love dan gelombang rayleigh (<https://fiflowers.files.wordpress.com/2012/10/gelombang-permukaan.gif>)

Gelombang *love* (**Gambar 1.5**) merupakan gelombang permukaan dengan sifat menjar dalam bentuk gelombang transversal, dan merupakan gelombang S horizontal yang menjar paralel dengan permukaannya (Telford dkk, 1976). Gelombang *Love* disimbolkan dengan LQ dan Gelombang *Rayleigh* disimbolkan dengan LR. Dimana L yaitu singkatan dari *Long*, sebab gelombang permukaan mempunyai sifat periode panjang dan Q yaitu singkatan dari *Querwellen*, yang merupakan nama lain dari *Love* yaitu seorang Jerman yang telah menemukan gelombang ini. Gelombang *love* (LQ) dan Gelombang *rayleigh* (LR) menjar di sepanjang permukaan bebas dari bumi (lapisan batas diskontinuitas antara kerak dan mantel bumi). Amplitudo gelombang *love* (LQ) dan gelombang *rayleigh* (LR) merupakan yang terbesar dipermukaan dan bisa

mengecil secara eksponensial terhadap suatu kedalaman. Maka dari itu, pada gempabumi dengan kedalaman yang dangkal, amplitudo gelombang *love* (LQ) dan amplitudo gelombang *rayleigh* (LR) akan mendominasi.

Dari hasil pengamatan gelombang permukaan, ada dua ketentuan utama baru yang menyatakan bahwa bagian bumi berlapis-lapis dan tidak homogen. Selain itu, terdapat pula suatu perubahan disperse kecepatan (*velocity dispersion*). Gelombang L tidak bias menjalar pada permukaan media yang mempunyai kecepatan naik terhadap kedalaman. Berdasarkan pengamatan tersebut, gelombang L dan R tidak dapat tiba secara bersama-sama pada suatu stasiun, namun gelombang yang memiliki periode lebih panjang akan tiba lebih dahulu. Gelombang yang memiliki periode yang panjang mempunyai kecepatan tinggi. Gelombang seismik mampu menjalar lebih cepat di lapisan yang memiliki nilai kecepatan lebih besar. Perbedaan dari lapisan tersebut bisa ditentukan dengan struktur batuan. Struktur batuan sungai (aluvial) atau sebuah struktur batuan yang cenderung lembek memiliki tingkat amplifikasi gelombang permukaan yang cukup tinggi maka akan menimbulkan getaran lebih kuat meskipun lokasi kerusakan cukup jauh dari sumber gempabumi.

BAB II.

GEMPABUMI

Gempabumi merupakan salah satu bencana geologi paling dahsyat yang dapat menyebabkan hilangnya banyak nyawa dan kemunduran peradaban. Rata-rata, 10.000 orang meninggal setiap tahun karena gempabumi, sementara kerugian ekonomi mencapai miliaran dolar yang akan mempengaruhi perekonomian wilayah dampak (Elnashai dan Di Sarno, 2008; Scawthorn dalam Chen dan Lui, 2006).

Selama ribuan tahun, kebanyakan orang percaya bahwa gempabumi adalah kejadian mistis atau spiritual, yang dipicu oleh kekuatan yang tak terlihat. Selama seratus tahun terakhir, para ilmuwan telah mampu menjelaskan peristiwa-peristiwa kompleks ini dengan lebih konkret. Gempabumi yang terjadi pada dasarnya tidak dapat dicegah.

Korban jiwa yang biasa disebabkan oleh bencana gempabumi antara lain akibat terkena bangunan yang runtuh. Adapun runtuhnya bangunan tersebut disebabkan oleh kontruksi bangunan yang tidak memperhatikan kaidah-kaidah rancangan bangunan tahan gempa, memperhitungkan faktor tingkah bahaya gempa bumi seperti halnya keadaan struktur tanah permukaan dan ketebalan sedimen diatas batuan dasar. Hingga saat ini, tidak ada pendekatan yang dapat digunakan untuk mengetahui kapan dan dimana gempa akan terjadi. Namun sebenarnya kita dapat mengurangi akibat yang ditimbulkan atau melunakkannya yang lebih kita kenal dengan istilah mitigasi bencana.

Selama beberapa dekade terakhir, rekayasa untuk melunakkan dampak gempa telah berkembang pesat. Kajian rekayasa meliputi lintas keilmuan, konsekuensi gempabumi dan mitigasi, telah melibatkan seismolog, ahli struktur dan geoteknik, arsitek, ahli perencana kota, teknologi informasi dan ahli sosial. Fenomena kegempaan yang cukup kompleks, menjadikan subjek ini menarik dan mengharuskan praktisi untuk terus mengikuti berbagai disiplin ilmu yang berkembang pesat. Dalam beberapa tahun terakhir, komunitas rekayasa gempa telah menilai kembali prosedurnya, setelah gempabumi dahsyat yang menyebabkan kerusakan besar, misalnya gempabumi Northridge, California, 17 Januari 1994; kerugian mencapai \$ 30 miliar dan 60 orang meninggal; Hyogo - ken Nanbu, Jepang, 17 Januari 1995; kerugian mencapai 150 miliar dan 6.000 orang meninggal.

Kerangka kerja upaya mitigasi dampak gempa secara terintegrasi, akan menelaah pengaruh sumber terhadap aspek sosial. Sumber berkaitan posisi dari fokus dan besarnya energi gempa, sedangkan sosial menggambarkan dampak gempa pada lingkungan dan masyarakat. Pengaruh gempa terhadap lingkungan tempat tinggal, perlu pemahaman memadai dari dampak gempa terhadap karakteristik gerakan tanah dan respon struktur bangunan. Respon struktur terhadap gangguan gempa, menelaah pada aspek; kekakuan, kekuatan dan keuletan, yang mampu menekan kerusakan dan mencegah runtuhnya bangunan.

2.1. Karakteristik Gempabumi

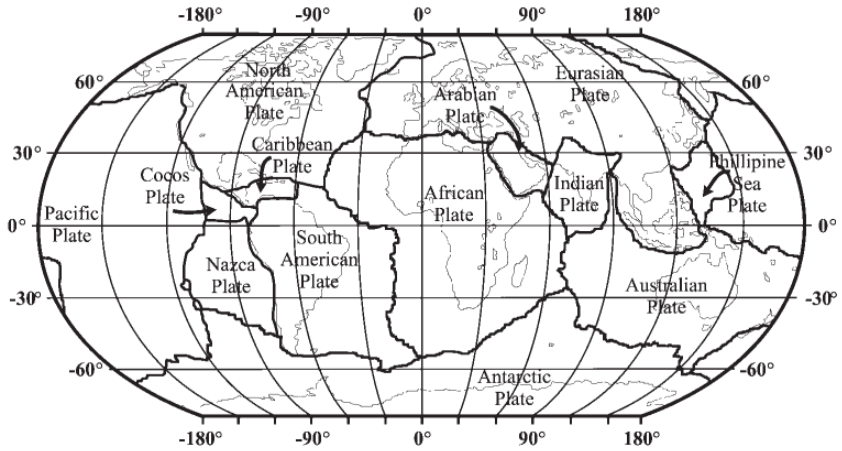
Gempabumi merupakan getaran yang menembus bumi dapat kita umpamakan cahaya-cahaya *rontegn* yang dapat menembus badan manusia. Sentakan gempabumi yang datangnya dari tempat-tempat dalam bumi merambat ke berbagai jurusan bumi. Kulit bumi ini terdiri dari blok-blok batuan yang bentuknya tak tentu. Blok-blok batuan ini terdiri dari massa yang sangat besar ukurannya sampai beratus ribu mil. Benda-benda yang seakan-akan kompak ini satu sama lain dipisahkan oleh celah-celah dan retakan-retakan, yaitu

belahan-belahan dalam bantuan bumi yang padat. Pada bidang celah inilah kadang terjadi pergeseran-pergeseran yang dapat mengakibatkan gempabumi yang hebat.

Gempabumi dimanifestasikan sebagai guncangan tanah dan batuan yang disebabkan oleh pelepasan energi secara tiba-tiba di bagian kerak bumi. Energi ini dapat berasal dari sumber yang berbeda, seperti dislokasi kerak, letusan gunung api, runtuhnya rongga bawah tanah pada batuan karst atau oleh ledakan buatan manusia. Namun gempabumi didefinisikan sebagai gangguan alami yang dipicu oleh dislokasi bagian kerak. Gempabumi menghasilkan getaran dan guncangan yang besarnya beragam. Getaran dan guncangan yang ditimbulkan bisa sangat dahsyat dan mampu meruntuhkan infrastruktur yang dibangun manusia, namun bisa saja berupa getaran kecil tidak dirasakan oleh manusia dan hanya terekam oleh seismometer.

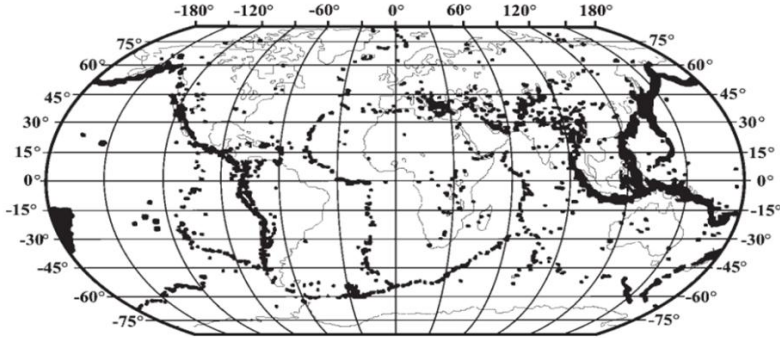
Gempabumi adalah suatu gejala fisik yang ditandai dengan bergetarnya bumi dengan berbagai intensitas. Kajian tektonik gempabumi menjadi materi menarik bagi ahli sipil dibidang struktur, terkait bagaimana mereka dapat memahami bagaimana gempa dapat terjadi. Selain proses yang dapat memicu, pemahaman dimana saja wilayah yang menjadi zona bahaya bencana gempabumi dan bagaimana pengaruhnya pada lapisan tanah yang berkaitan dengan struktur bangunan. Kejadian gempabumi dapat dijelaskan secara detil melalui pendekatan teori tektonik lempeng. Teori ini berlandaskan pada teori *continental drift* atau apungan benua yang diinisiasi oleh ahli meteorologi Jerman Alfred Wegner dan teori *sea floor spreading* atau pemekaran dasar samudera yang diinisiasi oleh Herry Hess.

Gempabumi berkaitan erat dengan gejala gerakan tektonik aktif (Scholz, 1990). Gerak relatif khususnya yang menghasilkan pertemuan lempeng (zona konvergen) disimbolkan oleh garis hitam tebal seperti diperlihatkan pada **Gambar 2.1**. Berbagai data mengkonfirmasi bahwa aktivitas seismik dengan energi besar berada pada area zona konvergen (**Gambar 2.2**).



Gambar 2.1. Peta lempeng-lempeng dunia dan zona konvergen pertemuan/ tumbukan lempeng (Elnashai dan Di Sarno, 2008).

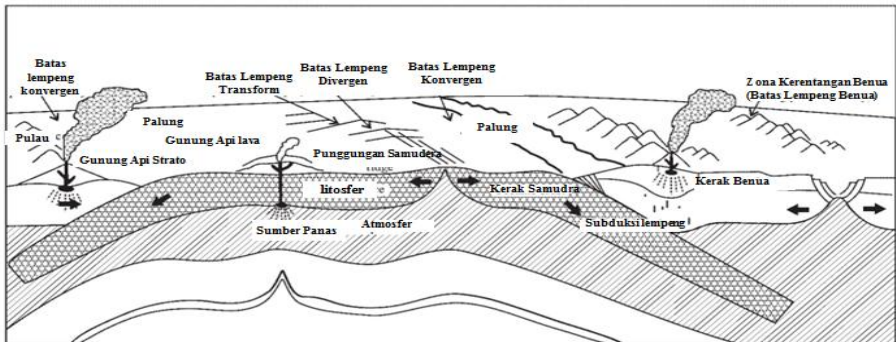
Lempeng-lempeng adalah kerak bumi berukuran besar dan bersifat rigid mengapung di atas lapisan mantel (selubung). Lempeng terbagi menjadi lempeng benua dengan struktur geologi kompleks dan memiliki ketebalan tidak seragam 25 - 60 km dan lempeng kerak samudera memiliki komposisi geologi lebih seragam dengan ketebalan 4 - 6 km. Mantel adalah bagian dari interior bumi di bawah kerak bumi, membentang dari kedalaman sekitar 30 km hingga sekitar 2.900 km. Lempeng benua dan lempeng samudera diibaratkan berupa perahu yang mengapung pada material semi likuid lapisan mantel. Perbedaan gradien termal antara bagian kerak, mantel dan inti bumi, menghasilkan pelepasan termal yang dikenal sebagai arus konveksi dan menjadi agen penggerak berbagai lempeng.



Gambar 2.2. Zona konvergen menghasilkan aktivitas seismik tinggi (Elnashai dan Di Sarno, 2008).

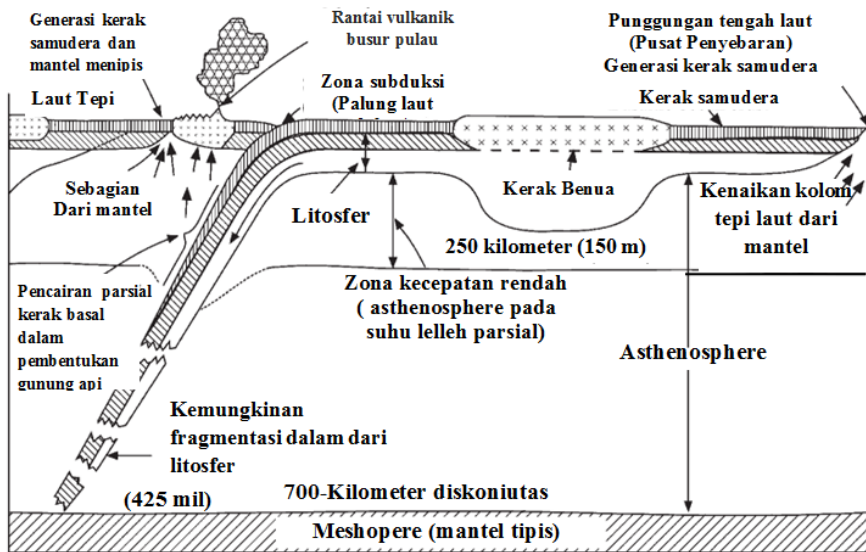
Gerakan horizontal litosfer disebabkan oleh arus konveksi di mantel; kecepatan gerakan sekitar 1 - 10 cm/tahun. Gerak relatif lempeng dapat berupa konvergen atau saling bertemu, divergen saling menjauhi dan *transform fault* gerak pada jalur patahan (**Gambar 2.3**) (Kearey dkk, 2009; Tomecek, 2009).

Pergerakan lempeng saat ini dapat dilacak secara langsung dengan menggunakan pengukuran geodetik berbasis ruang, seperti *interferometry baseline*, jangkauan laser satelit dan sistem penentuan posisi global.



Gambar 2.3. Deskripsi irisan penampang bumi menjelaskan zona divergen dan konvergen hasil gerak relatif lempeng diakibatkan arus konveksi (diadaptasi dari as. survei geologi) (Elnashai dan Di Sarno, 2008).

Pertemuan dan tumbukan antara 2 lempeng (konvergen) di zona subduksi menghasilkan *stress/tekanan* secara kontinu memicu *strain/deformasi*, fraktur dan patahan. Bagian lempeng yang bertumbukan mengalami transisi dari sifat elastis menuju *ductile/rapuh*. Bagian yang rusak dan terpisah di kedalaman tertentu (zona Benioff) diperlihatkan pada **Gambar 2.4**, menyebabkan gempa bumi dengan energi seismik dirambatkan ke segala arah dari pusat gempa.



Gambar 2.4. Mekanisme gempa bumi berdasar teori tektonik lempeng (Elnashai dan Di Sarno, 2008)

Gempa bumi dapat terbentuk pada kedalaman dangkal < 76 km, menengah (76 – 300 km) dan dalam (300 – 700 km). Zona Wadati - Benioff menyatakan zona aktivitas seismik/kegempaan di zona subduksi pertemuan antar lempeng, terbatas pada kedalaman 0 – 700 km (Kearey dkk, 2009). Besarnya energi yang terbentuk dari gempa bumi, berkorelasi dengan luasan segmen yang rusak. Posisi hiposenter (focus) dan besarnya energi gempa (dinyatakan dalam skala Richter) berakibat fatal di lapisan tanah dekat permukaan dan

menimbulkan kerusakan yang luas, sebagai contoh gempa Palu tahun 2018. Teori tektonik lempeng memberikan penjelasan geologis yang mudah untuk dipahami.

Dari sudut pandang tektonik, terjadinya gempabumi di dalam lempeng menunjukkan bahwa litosfer tidak kaku dan terjadi transisi elastis menuju fraktur penyebab terjadinya gempabumi. Namun untuk memahami dimensi waktu dan ruang terkait, prediksi dimana dan kapan akan terjadi gempabumi, masih memiliki banyak permasalahan disebabkan kompleksitas geologi litosfer.

2.2. Subduksi dan Patahan

Zona subduksi biasanya ditandai oleh vulkanisme, hasil dari bagian dari lempeng yang meleleh dibagian mantel dan muncul kembali sebagai lava vulkanik. Terdapat empat tipikal gempa yang berasosiasi dengan zona subduksi (**Gambar 2.4**):

1. Gempa dangkal dalam zona akresi;
2. Gempa di zona intraplate, karena pembengkokan plat;
3. Gempa di zona interplate besar, terkait dengan selip satu lempeng melewati yang lain; dan
4. Gempa dalam di zona Benioff.

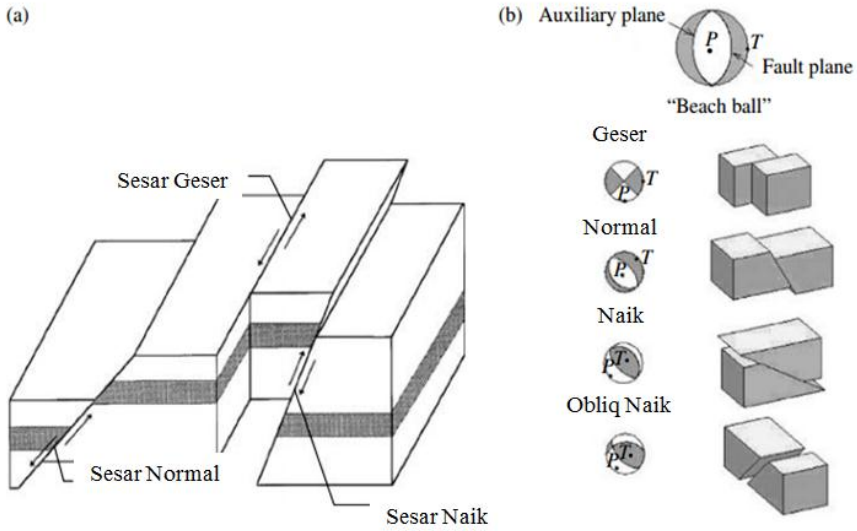
Subduksi terjadi di sepanjang pantai barat Amerika Selatan di perbatasan lempeng Nazca dan Amerika Selatan, di Amerika Tengah (perbatasan lempeng Cocos dan Karibia), di Taiwan dan Jepang (perbatasan lempeng Filipina dan Eurasia), dan di Amerika Utara Pasifik Barat Laut (batas lempeng Juan de Fuca dan Amerika Utara), Sedangkan di wilayah Indonesia diakibatkan oleh Lempeng samudea Hindia yang menumbuk Pulau Sumatera, Pulau Jawa, Bali, NTT dan NTB.

Patahan adalah ekspresi fisik yang terbentuk akibat hubungan tekanan secara kontinu dan stress yang dihasilkan dari pertemuan lempeng. Zona konvergen khususnya bagian muka dari pertemuan antara 2 lempeng atau lebih, menjadi tempat saling tekan yang dapat

terbentuk *strain*/deformasi. Model sederhana diperlihatkan pada **Gambar 2.4**, dimana lempeng samudera walaupun lebih tipis dibandingkan lempeng benua, namun memiliki rapat massa batuan lebih besar. Gaya konvergen antara kedua lempeng, menyebabkan bagian muka dari kerak samudera bergeser menyisip dibagian bawah lempeng benua. Bagian yang turun dari lempeng samudera ke area mantel masih bergesekan dengan lempeng benua, dikeadaan tertentu mengalami *interlocking*/penguncian yang menghambat gerak turun. Tekanan yang datang secara kontinu, namun disisi lain segmen lempeng terkunci. Lambat laun terjadi akumulasi energi yang dilepaskan secara tiba-tiba seiring terjadinya blok patahan yang hancur menghasilkan gempabumi. Selain pada segmen yang saling bertemu, patahan juga dapat terbentuk dibagian lain dari kerak benua ataupun kerak samudera.

Berbagai patahan di luar pertemuan zona konvergen, dapat menjadi sumber terjadinya gempabumi. Sebagai contoh gempabumi Yogyakarta akhir Desember 2006, gempabumi yang terbentuk di pesisir selatan Yogyakarta merupakan hasil pertemuan lempeng Samudera Hindia dengan daratan Pulau Jawa. Gempa yang terbentuk pada segmen terdekat dengan Yogyakarta, membangkitkan pengaktifan patahan Kali Opak yang memanjang dari Bantul hingga ke Prambanan. Pengaruh tekanan dapat menghasilkan banyak patahan pendek yang paralel atau bercabang dari zona patahan utama. Secara umum, semakin panjang patahan, semakin besar gempa yang dapat dihasilkan.

Jenis patahan dapat dibedakan berdasar gerak deformasi yang terbentuk (**Gambar 2.5**). Terdapat dua variable yang berkorelasi dengan patahan, yaitu; *strike*/jurus dan *dip*/kemiringan patahan. Jurus adalah bidang geser dari dua blok *hanging* dan *footwall*. Sedangkan kemiringan patahan adalah proyeksi sudut kemiringan dari bidang geser. Terdapat empat jenis patahan yang dapat terbentuk, yaitu; patahan naik, patahan turun, patahan geser dan patahan kombinasi antara patahan naik/turun dengan geser.



Gambar 2.5 Ragam jenis patahan dan *focal mechanisms* untuk mengidentifikasi jenis patahan (Scawthorn dalam Chen dan Lui, 2006).

Secara umum, gempa bumi akan terkonsentrasi di sekitar patahan (Lockner dan Beeler, dalam William dkk, 2002). Patahan yang bergerak lebih cepat daripada yang lain akan cenderung memiliki tingkat kegempaan lebih tinggi, dan patahan yang lebih besar dan panjang akan menghasilkan pelepasan energi seismik yang besar (Brune dan Thatcher, dalam William dkk, 2002).

Banyak patahan telah diidentifikasi pada peta geologi regional, dan memberikan informasi penting tentang lokasi patahan dan riwayat sejarah aktivitas di wilayah dengan frekuensi sesimik tinggi. Mempertimbangkan informasi ini, daerah-daerah yang diperkirakan akan mengalami gempa besar dalam waktu dekat (biasanya diukur dalam tahun atau dekade) telah dapat diramalkan. Namun bagaimanapun, proses gempa bumi melibatkan berbagai variabel dan keadaan geologi kompleks. Berbagai kekomplekkan yang terdapat didalamnya menjadikan analisis keboleh jadian akan terjadinya gempa bumi bersifat prediktif.

BAB III.

PENGUKURAN GEMPABUMI

Gempabumi adalah fenomena multidimensi yang kompleks, untuk mengetahui posisi sumber, besarnya energi dan karakter sumber dapat dianalisis secara ilmiah berdasar rekaman data seismik (Scawthorn dalam Chen dan Lui, 2006). Sebelum penemuan instrumen ilmiah modern, gempabumi diukur secara kualitatif oleh efek atau intensitasnya, yang berbeda dari satu titik ke titik lainnya. Dengan penyebaran seismometer sebagai alat rekam di seluruh dunia, kuantifikasi peristiwa gempa menjadi semakin akurat. Sejumlah skala untuk mendeskripsikan peristiwa gempabumi, telah dikembangkan.

Besar dan intensitas gempa dianalogikan dengan bola lampu pijar dan cahaya yang dipancarkannya. Bola lampu tertentu hanya memiliki satu tingkat energi, yaitu watt (mis., 100 W, analog dengan magnitudo gempabumi). Di dekat bola lampu, intensitas cahaya sangat terang (mungkin mencapai 100 cahaya lilin), sementara semakin jauh intensitasnya berkurang. Gempabumi tertentu hanya memiliki satu nilai magnitudo, sedangkan ia memiliki banyak nilai intensitas. Skala intensitas merujuk pada jarak terhadap sumber dan linier dengan skala kerusakan. Intensitas gempabumi dinyatakan berdasar MMI sedangkan magnitudo gempa oleh skala Richter.

3.1. Magnitudo Gempabumi

Peristiwa gempabumi merupakan pelepasan energi regangan yang unik - kuantifikasi dari energi yang dihasilkan dapat menjadi variabel untuk mengukur magnitudo gempa. Richter (1935) adalah yang pertama kali mendefinisikan besarnya energi gempa, melalui pendekatan persamaan,

$$M_L = \log A - \log A_0$$

dimana M_L adalah besarnya magnitudo lokal (Richter menentukan untuk wilayah California Selatan), A adalah amplitudo maksimum dari gelombang gempa yang direkam oleh seismometer berjarak 100 km dari pusat gempa. $\log A_0$ adalah nilai standar sebagai fungsi jarak untuk instrumen yang terletak pada jarak selain 100 km dan kurang dari 600 km. Selanjutnya, sejumlah magnitudo lain telah ditentukan, yang terpenting adalah magnitudo gelombang permukaan M_S , magnitudo gelombang badan M_b , dan magnitudo momen M_W .

Limitasi bahwa M_L hanya didefinisikan secara lokal untuk California, sehingga digunakan variabel lain untuk menghitung kekuatan gempa yang berlaku secara global. Magnitudo gelombang permukaan M_S didefinisikan secara analog terhadap M_L , menggunakan pengamatan teleseismik gelombang permukaan dengan periode 20 detik (Richter 1935). Magnitudo, yang didefinisikan atas dasar amplitudo getaran tanah, dapat dikaitkan dengan energi total yang dihasilkan oleh gempabumi. Hubungan empiris oleh Richter dinyatakan berupa:

$$\log_{10} E_S = 11,8 + 1,5M_S$$

dimana E_S adalah energi total dalam ergon. Karena gempabumi dengan hiposenter dalam memiliki beberapa kendala yang dapat diukur dengan periode mendekati 20 detik, sehingga digunakan magnitudo gelombang *body* (Guttenberg dan Richter 1954) yang dapat dihubungkan dengan M_S (Darragh et al. 1994).

$$M_b = 2,5 + 0,63M_S$$

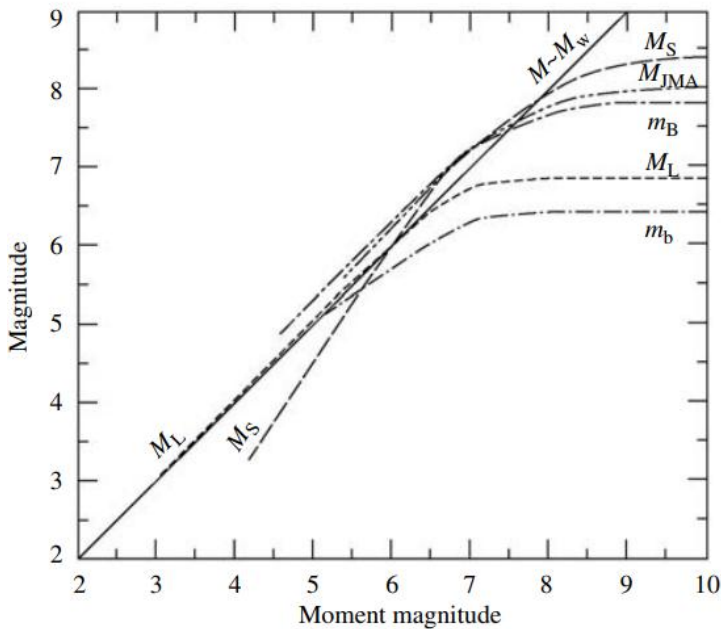
Penghitungan kekuatan gempabumi melalui gelombang badan lebih umum digunakan di Amerika Utara bagian timur, karena gempabumi di wilayah ini memiliki hiposenter dalam. Untuk posisi gempa yang tidak sesuai dengan hiposenter dalam, maka dikembangkan pendekatan lain diantaranya menggunakan variabel momen seismik (Hanks dan Kanamori 1979).

$$\log M_0 = 1,5M_w + 16,0$$

dimana M_0 adalah momen sesimik dalam *dyne cm* dan M_w magnitudo momen. Lomnitz, 1974 merumuskan momen, sebagai;

$$M_0 = \mu A \bar{u}$$

dimana μ modulus geser batuan, A adalah luas atau panjang blok patahan yang mengalami ruptur dan \bar{u} adalah rata-rata pergeseran antara dua sisi patahan. Secara komparatif, M_w dan M_s secara numerik sama hingga amplitudo = 7,5. **Gambar 3.1** menunjukkan hubungan antara magnitudo momen dan berbagai skala magnitudo.



Gambar 3.1 Hubungan antara magnitudo momen dan berbagai skala magnitudo (Campbell, 1985)

3.2. Intensitas

Secara umum, intensitas seismik adalah deskripsi efek dari kekuatan gempabumi pada lokasi spesifik. Variabel intensitas dapat diterapkan secara umum untuk langkah-langkah rekayasa seperti percepatan tanah maksimum (PGA) dan langkah-langkah kualitatif dampak gempa di lokasi tertentu terhadap kerusakan struktural. Banyak skala intensitas dikembangkan, yang paling umum adalah *Modified Mercalli Intensity* (MMI), Skala Makroseismik Eropa (EMS-98 1998), dan skala Badan Meteorologi Jepang (JMA) (Kanai, 1983).

Modified Mercalli Intensity (MMI) adalah skala subjektif yang mendefinisikan tingkat guncangan di lokasi tertentu dari skala I hingga XII. Sebagai contoh guncangan sedang yang menyebabkan beberapa contoh plester dinding lepas atau retakan pada cerobong asap merupakan MMI VI. Namun belum ada empiris korelasi antara magnitudo dengan intensitas gempabumi. Deskripsi skala MMI dipaparkan pada **Table 3.1** dan **Tabel 3.2**.

Tabel 3.1. Skala MMI

MMI	Deskripsi dampak gempa
I	Getaran tidak dirasakan kecuali dalam keadaan luarbiasa oleh beberapa orang
II	Getaran dirasakan oleh beberapa orang, benda-benda ringan yang digantung bergoyang
III	Getaran dirasakan nyata dalam rumah. Terasa getaran seakan-akan ada truk berlalu
IV	Pada siang hari dirasakan oleh orang banyak dalam rumah, di luar oleh beberapa orang, gerabah pecah, jendela/pintu berderik dan dinding berbunyi
V	Getaran dirasakan oleh hampir semua penduduk, orang banyak terbangun, gerabah pecah, barang-barang terpelanting, tiang-tiang dan barang besar tampak

	bergoyang, bandul lonceng dapat berhenti
VI	Getaran dirasakan oleh semua penduduk. Kebanyakan semua terkejut dan lari keluar, plester dinding jatuh dan cerobong asap pada pabrik rusak, kerusakan ringan
VII	Tiap-tiap orang keluar rumah. Kerusakan ringan pada rumah-rumah dengan bangunan dan konstruksi yang baik. Sedangkan pada bangunan yang konstruksinya kurang baik terjadi retak-retak bahkan hancur, cerobong asap pecah. Terasa oleh orang yang naik kendaraan
VIII	Kerusakan ringan pada bangunan dengan konstruksi yang kuat. Retak-retak pada bangunan dengan konstruksi kurang baik, dinding dapat lepas dari rangka rumah, cerobong asap pabrik dan monumen-monumen roboh, air menjadi keruh
IX	Kerusakan pada bangunan yang kuat, rangka-rangka rumah menjadi tidak lurus, banyak retak. Rumah tampak agak berpindah dari pondamennya. Pipa-pipa dalam rumah putus
X	Bangunan dari kayu yang kuat rusak, rangka rumah lepas dari pondamennya, tanah terbelah rel melengkung, tanah longsor di tiap-tiap sungai dan di tanah-tanah yang curam
XI	Bangunan-bangunan hanya sedikit yang tetap berdiri. Jembatan rusak, terjadi lembah. Pipa dalam tanah tidak dapat dipakai sama sekali, tanah terbelah, rel melengkung sekali
XII	Hancur sama sekali, Gelombang tampak pada permukaan tanah. Pemandangan menjadi gelap. Benda-benda terlempar ke udara.

Tabel 3.2. Skala Intensitas Gempabumi BMKG.

Skala SIG BMKG	Warna	Deskripsi Sederhana	Deskripsi Rinci	Skala MMI	PGA (gal)
I	Putih	TIDAK DIRASAKAN (Not Felt)	Tidak dirasakan atau dirasakan hanya oleh beberapa orang tetapi terekam oleh alat.	I-II	< 2.9
II	Hijau	DIRASAKAN (Felt)	Dirasakan oleh orang banyak tetapi tidak menimbulkan kerusakan. Benda-benda ringan yang digantung bergoyang dan jendela kaca bergetar.	III-V	2.9-88
III	Kuning	KERUSAKAN RINGAN (Slight Damage)	Bagian non struktur bangunan mengalami kerusakan ringan, seperti retak rambut pada dinding, genteng bergeser ke bawah dan sebagian berjatuhan.	VI	89-167
IV	Jingga	KERUSAKAN SEDANG (Moderate Damage)	Banyak Retakan terjadi pada dinding bangunan sederhana, sebagian roboh, kaca pecah. Sebagian plester dinding lepas. Hampir sebagian besar genteng bergeser ke bawah atau jatuh. Struktur bangunan mengalami kerusakan ringan sampai sedang.	VII-VIII	168-564
V	Merah	KERUSAKAN BERAT (Heavy Damage)	Sebagian besar dinding bangunan permanen roboh. Struktur bangunan mengalami kerusakan berat. Rel kereta api melengkung.	IX-XII	> 564

BAB IV.

MIKROSESIMIK, MICROEARTHQUAKE DAN MIKROTREMOR

4.1. Gelombang Mikroseismik, *Microearthquake* Dan Mikrotremor

Sisi lain dari gelombang seismik yaitu gelombang mikroseismik (*microseismic wave*). Yang membedakan dengan gelombang seismik seperti yang diterangkan pada Bab sebelumnya bukan saja frekuensi dan amplitudonya yang jauh lebih kecil akan tetapi sumber gelombangnya juga bukan berasal dari pusat terjadinya gempa bumi. Kita akan membedakan antara gelombang mikroseismik (*microseismic wave*) dan gelombang gempa bumi kecil (*micro-earthquake wave*) (Farid, 2014).

Microearthquake mempunyai karakteristik yang sama dengan gelombang seismik karena proses kejadiannya sama dengan proses terjadinya gelombang seismik. Yang membedakan keduanya hanyalah pada frekuensi dan amplitudo yang jauh lebih kecil dan tentunya dampak yang diakibatkannya. Pada gelombang *microearthquake* manusia tidak perlu untuk menyiapkan langkah preventif untuk mengatasi dampak dari gelombang ini karena memang tidak akan sampai pada taraf merusak yang membahayakan bagi kelangsungan hidup manusia. Bagaimana dengan gelombang mikroseismik?. Gelombang ini memiliki karakteristik sendiri dan bukan berasal dari gempa bumi.

Mikrotremor dapat juga disebut dengan suatu getaran yang memiliki periode pendek yang merupakan akumulasi akibat dari efek gelombang laut, interaksi angin dengan tanaman dan kegiatan atmosfer (Toiba dkk). Mikrotremor diperkenalkan pertama kali oleh Aki dan Kanai (1957) dengan tujuan untuk mempelajari serta mengetahui karakteristik dari batuan sedimen struktur tanah bawah permukaan berhubungan dengan daerah dinamis pada suatu titik pengukuran.

Mikrotremor biasa disebut juga sebagai *ambient noise*. *Ambient noise* adalah suatu getaran yang berasal dari tanah dengan amplitudo tertentu serta dapat menggambarkan keadaan geologi pada daerah tersebut yang diakibatkan oleh peristiwa alam ataupun buatan, seperti angin, getaran kendaraan atau gelombang laut. Pada Penelitian mikrotremor berdasarkan parameter periode dominan dan amplifikasi maka dapat diketahui karakteristik lapisan tanah. Dan parameter yang terukur antara lain frekuensi dominan (f_0) dan ketebalan sedimen. Mikrotremor adalah getaran tanah yang secara terus menerus dan sangat kecil yang berasal dari getaran aktivitas manusia, angin, lalu lintas, dan lain-lain (Kanai, 1983).

4.2. Metode Mikroseismik

Metode Mikroiseismik adalah metode yang banyak berperan dalam beberapa bidang seperti eksplorasi gas bumi dan minyak bumi, panas bumi, pembelajaran struktur dalam bumi, studi kegunungapian serta kegempaan. Alat mikroiseismik harus bisa mengidentifikasi adanya peluruhan getaran yang ada pada medium, bersama dengan *broadband* seismometer mengukur secara *real time* pergerakan tanah kemudian direkam sebagai fungsi waktu.

Mikroiseismik adalah aktivitas gelombang seismik yang memiliki ukuran kecil, sama dengan proses gempabumi namun belum pasti dirasakan oleh manusia. Metode Mikroiseismik dapat mengancam keberadaa metode seismik konvensional. Prinsipnya yaitu *geophone* ditanamkan dengan kedalaman tertentu. Sumber mikroiseismik

terbanyak yaitu diperoleh dari peristiwa kompaksi yang disebabkan oleh adanya *overburden*.

Secara tidak langsung, metode mikroseismik juga mampu mendeteksi adanya peristiwa *overburden*. Salah satu masalah dalam metode mikroseismik ialah adanya pemikiran lama yaitu keberadaan *geophone* harus dekat dengan sumber. Namun hal ini mampu diatasi dengan memasang ratusan sampai ribuan *geophone* untuk menciptakan sejenis mikrofon parabola yang mampu mendeteksi secara bersamaan beberapa peristiwa mikroseismik. Hal ini dikarenakan mikroseismik dapat menentukan lokasi sumber, yang berasal banyak dari *fracture* atau kompaksi, sehingga dapat diketahui jarak antara lokasi dengan komponen mikroseismik yang penting.

Pemanfaat metode mikroseismik dapat dilakukan diberbagai sektor, diantaranya yaitu mikrotremor panas bumi dan hidrokarbon (minyak dan gas bumi). Secara umum, sinyal mikroseismik terproses dan terekam hampir sama dengan sinyal gempa tektonik. Namun, pada analisa sinyal gempa tektonik membahas magnitudo diatas 5 Mw, sedangkan analisa gempa mikro di wilayah geotermal berada pada magnitudo kurang dari 3 Mw (Julian and Foulger, 2009). Pertama sinyal kontinu yang terekam dianalisa menggunakan deteksi algoritma gempabumi agar dapat mengetahui kapan sumber energi impulsif muncul. selanjutnya seismogram akan menyimpan sinyal termasuk beberapa *trigger time window* yang digunakan untuk menangkap data dalam bentuk sinyal digital. Pada aplikasi *borehole*, sensor triaxial ini digunakan untuk menjelaskan mengenai orientasi *raypath* dari fase insiden. Pada pemodelan kecepatan secara detail dalam industri minyak dan gas bisa direkonstruksi melalui *sonic logs* dan *event location* dikalkulasi pada titik yang sesuai dengan analisa waktu tiba pada beda fase dan orientasi *raypath*. Atribut seismik yang dapat didapatkan dari perekaman ini yang didefinisikan melalui frekuensi dan amplitudo yaitu magnitudo, asumsi dari beberapa patahan dari *stress* dan energi potensial, serta zona area patahan dapat bermanfaat untuk interpretasi dari seismik ini dan bisa langsung terkomputasi.

4.3. Mikrotremor Panas bumi

Pada eksplorasi panas bumi dilakukan berbagai tahap sampai dilakukannya produksi panas bumi yaitu: survei awal, eksplorasi, pengeboran, *quality control*, eksploitasi, dan pemanfaatannya. Hampir di semua tahap seismik alam mampu digunakan untuk memaksimalkan hasil yang diperoleh. Mulai dari identifikasi seismik alam sampai perkiraan cadangan yang tersedia di daerah yang memiliki potensi panas bumi.

Data mikroseismik dapat berfungsi untuk pemantauan sumur tua berupa injeksi fluida (air atau uap) yang mengakibatkan bertambahnya tekanan pada sumur yang melawan formasi batuan menciptakan *hydraulic fracturing* sehingga menyebabkan timbulnya gempa kecil (*microearthquake*) yang melepaskan gelombang seismik (Phillips et al, 2001). Tidak hanya *hydraulic fracturing*, patahan alami yang aktif karena adanya *hydraulic fracturing* juga memainkan peran penting di dalam pengembangan dan produksi pada panas bumi.

4.4. Mikroseismik Hidrokarbon

Dalam industri migas, eksplorasi adalah salah satu tahap awal yang paling penting dan membutuhkan perhatian besar. Dibutuhkan ketelitian dan pengetahuan yang mumpuni untuk dapat menjadikan eksplorasi berhasil menemukan titik reservoir baru. Salah satu metoda utama yang selalu digunakan dalam eksplorasi migas adalah seismik aktif. Metoda seismik aktif dapat memberikan model stratigrafi bawah permukaan suatu wilayah sehingga dapat dilakukan analisa sistem petroleum lebih lanjut. Namun permasalahannya adalah bahwa tidak semua struktur yang telah diduga reservoir mengandung hidrokarbon. Hal ini berdampak pada banyaknya titik pemboran yang tidak mendapatkan hasil seperti yang diharapkan.

Seiring perkembangan dunia penelitian, semakin banyak bermunculan metode-metode baru yang dapat melengkapi ataupun bahkan menggantikan peran metode-metode konvensional yang

sebelumnya banyak digunakan. Begitu pula yang terjadi dalam industri energi seperti eksplorasi hidrokarbon (migas). Saat ini penggunaan metoda seismik pasif telah banyak digunakan dalam industri migas, seperti untuk memetakan *cracking* dalam *hydraulic fracturing*, *passive seismic tomography*, serta *low frequency passive seismic*.

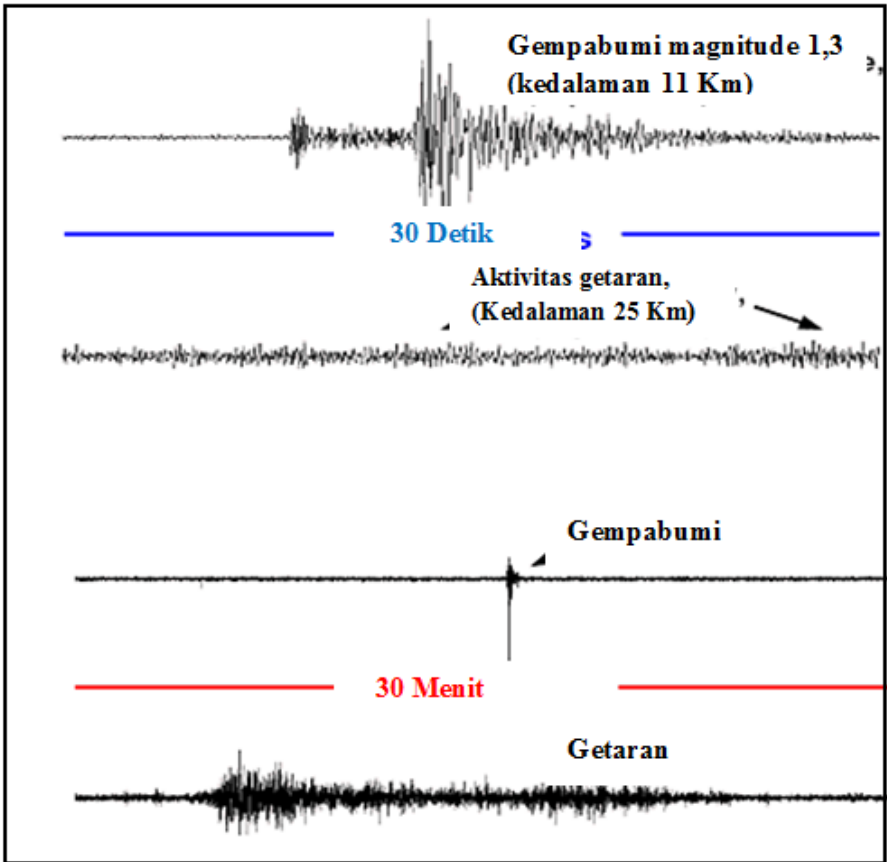
Metode *low frequency passive seismic* dalam eksplorasi migas didasari oleh penelitian yang menemukan adanya anomali spektrum difrekuensi rendah pada pengukuran mikrotremor di berbagai sumur produksi di penjuru dunia. Sehingga dapat ditarik kesimpulan bahwa pada lokasi dimana terkandung hidrokarbon akan memiliki anomali frekuensi rendah yang berbeda dengan lokasi disekitarnya yang tidak mengandung hidrokarbon. Metode ini telah terbukti dibanyak lapangan migas di dunia dan Indonesia telah mulai menerapkan prinsip ini sebagai metode pelengkap untuk meningkatkan efisiensi dan efektifitas eksplorasi.

4.5. Metode Mikrotremor

Survei mikrotremor dapat dilakukan dengan perekaman secara simultan pada dua atau lebih lokasi. Salah satunya harus dilakukan di tempat yang memiliki struktur batuan keras (*hard rock*). Hal ini agar tidak terjadi penguatan frekuensi akibat gerakan tanah. Rasio spektrum yang diperoleh pada daerah lain akan dibandingkan dengan rasio spektrum yang terekam pada *hard rock*, sehingga diperoleh respon *site* terhadap mikrotremor. Oleh Nakamura (1989) diperkenalkan pendekatan kedua bersamaan dengan metode analisisnya. Ia menemukan bahwa rasio dari spektrum vertikal dan horizontal dari mikrotremor mengalami peningkatan pada frekuensi resonansi dan akan memperlihatkan puncak pada frekuensi tersebut. Menurut asumsi Nakamura, H/V merefleksikan tingkat amplifikasi dari gerakan tanah. Dengan menggunakan metode ini maka pengukuran tidak perlu dilakukan menggunakan syarat adanya batuan keras (*hard rock*).

Secara umum perekaman mikrotremor memerlukan seismometer dengan tiga komponen yang merekam komponen NS (*north-south*), EW (*east-west*), dan vertikal (*up-down*). Pada perekaman mikrotremor dilakukan pengukuran secara langsung karena yang direkam yaitu gelombang yang berasal dari alam, sehingga tidak memerlukan sumber buatan.

Untuk memperkirakan kerusakan akibat bencana gempabumi kajian mikrotremor sudah banyak digunakan. Kajian ini sangat baik dan tepat untuk memperkirakan tingkat risiko yang disebabkan oleh aktivitas seismik dengan kondisi geologi setempat. Jika dilihat pada rekaman seismograf maka gempabumi dan tremor bisa dibedakan dengan mudah. Getaran tremor berupa getaran yang terus menerus, tidak bisa ditentukan secara jelas dimana awal getarannya. Getaran gempabumi dengan getaran yang besar dan muncul secara tiba-tiba, seperti yang terlihat pada **Gambar 4.1**.



Gambar 4.1. Perbedaan sinyal tremor dan gempabumi (https://www.berkeley.edu/news/media/releases/2009/07/09_tremors.shtml)

Mikrotremor memiliki frekuensi yang lebih tinggi dari gempabumi, memiliki periode kurang dari 0,1 detik yang secara umum antara 0,05-2 detik dan pada mikrotremor periode panjang mampu mencapai 5 detik, sedangkan amplitudonya berkisar 0,1-2,0 mikron (Sutrisno, 2014). Mikrotremor juga terpengaruh oleh aktivitas manusia yang bisa menimbulkan getaran, namun hal ini berpengaruh sangat kecil terhadap mikrotremor dengan frekuensi dibawah 0,1 Hz, dan sebaliknya. Sumber mikrotremor yang berasal dari alam (gelombang laut, kondisi meteorologi dengan skala luas) memiliki frekuensi rendah (dibawah 1 Hz). Pada frekuensi sedang (1-

5 Hz) sumber mikrotremor berasal dari alam (kondisi meteorologi lokal) maupun aktivitas manusia (kepadatan penduduk), dan pada frekuensi tinggi (diatas 5 Hz) sumber utamanya adalah aktivitas manusia. **Tabel 4.1** berikut merupakan daftar perbedaan jenis sumber mikrotremor berdasarkan nilai frekensinya menurut Gutenberg dan Asten.

Tabel 4.1. Sumber-sumber mikrotremor berdasarkan nilai frekuensi (Gutenberg, 1958) dan (Asten, 1978).

No	Sumber Mikrotremor	Gutenberg	Asten
1	Gelombang laut yang menerjang sepanjang bibir pantai	0,05-0,1 Hz	0,2-1,2 Hz
2	Tremor Vulkanik	2-10 Hz	
3	Kepadatan Penduduk	1-100 Hz	1,4-30 Hz
4	Gangguan Meteorologi skala besar (Monsom)	0,1-0,25 Hz	0,16-0,5 Hz

Metode mikrotremor dapat diterapkan untuk mengetahui karakteristik suatu lapisan tanah yang berpotensi mengalami longsor seperti yang terjadi di Kecamatan Bagelen. Penelitian dengan metode mikrotremor ini pernah dilakukan untuk mengetahui efek lokal dari daerah longsor di Kabupaten Jember dan Kabupaten Malang, untuk mengidentifikasi struktur lapisan tanah daerah rawan longsor di Kecamatan Banyubiru, Kabupaten Semarang, serta memetakan daerah rawan longsor di Kecamatan Batur, Kabupaten Banjarnegara (Pertiwi dkk, 2018).

Dalam kajian teknik kegempaan, risiko yang lebih tinggi akan terjadi pada area dengan lapisan batuan yang lebih lunak yang apabila digoncang gelombang gempabumi, karena dibandingkan dengan litologi yang lebih kompak, amplifikasi gelombang yang lebih besar akan terjadi. Amplifikasi adalah penguatan gelombang seismik yang diakibatkan oleh adanya perbedaan yang berarti pada setiap lapisan,

dan apabila gelombang seismik merambat dari satu medium ke medium yang lebih lunak daripada medium yang dilalui sebelumnya maka gelombang seismik akan mengalami penguatan, Semakin besar perbedaan tersebut, maka gelombang tersebut akan mengalami perbesaran yang semakin besar.

Menurut Nakamura (2000) nilai dari amplifikasi berhubungan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dan pelapisan yang ada di bawahnya dan keduanya berbanding terbalik. Marjiyono (2010) menyatakan bahwa, nilai amplifikasi memiliki perbandingan lurus dengan (H/V) . Nilai amplifikasi dapat bertambah, apabila batuan telah mengalami deformasi (pelipatan, pelapukan atau pesesaran) yang merubah sifat fisik dari batuan. Pada batuan yang sama, nilai dari amplifikasi dapat berbeda-beda sesuai dengan tingkat pelapukan dan deformasi pada tubuh batuan tersebut.

4.6. Mikrozonasi Mikrotremor

Mikrozonasi mikrotremor merupakan suatu proses pembagian daerah berdasarkan parameter tertentu memiliki karakteristik yang dipertimbangkan yaitu getaran tanah, periode dominan dan faktor penguatan (amplifikasi). Secara umum, mikrozonasi mikrotremor merupakan proses untuk memperkirakan tingkah laku dan respon dari perlapisan tanah ataupun sedimen terhadap adanya gempabumi.

Klasifikasi tanah permukaan merupakan salah satu faktor penting yang dapat dijadikan pertimbangan dalam kegiatan pembangunan bangunan tahan gempa. Hal ini dikarenakan pada suatu wilayah sangat memungkinkan untuk terjadi amplifikasi atau pembesaran gelombang karena jenis medium yang dilewati oleh gelombang. Karena secara teoritis area yang sangat berisiko terhadap kerusakan yang akan terjadi akibat gempabumi adalah area yang memiliki lapisan tanah yang lunak begitupun sebaliknya. Hal ini dikarenakan terjadinya pelemahan atau atenuasi pada medium ini.

Pembangunan dengan rancangan konstruksi yang baik dapat dilakukan secara merata di semua lokasi namun tidak efisien. Oleh karena itu, pembangunan perlu memperhatikan peta distribusi tingkat risiko pada masing-masing daerah untuk melakukan efisiensi. Peta risiko tingkat bahaya gempabumi pada skala besar (Nasional) atau yang disebut zonasi gempa telah dibuat oleh pemerintah dan dirilis 5 tahun sekali. Sedangkan peta risiko tingkat bahaya gempabumi dengan skala kecil seperti wilayah tingkat Kecamatan dan Kabupaten dapat disebut peta mikrozonasi.

Pengukuran nilai rata-rata kecepatan gelombang geser pada kedalaman sampai dengan 30 meter dari permukaan (V_{s30}), frekuensi natural tanah (f_0), amplifikasi dan *Peak Ground Acceleration* (PGA) merupakan salah satu faktor yang menjadi parameter di dalam peta mikrozonasi. Nilai-nilai ini dapat memberi informasi mengenai potensi rawan gempabumi di beberapa wilayah.

BAB V.

METODE HVSR MIKROTREMOR

Dalam mikrotremor dikenal metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*). Metode ini merupakan metode yang efektif, murah serta ramah lingkungan dan dapat digunakan pada wilayah permukiman (Warnana dkk 2011). Pada seismik pasif (mikrotremor) tiga komponen, metode HVSR sudah biasa digunakan. Nakamura mengatakan bahwa metode HVSR yang digunakan untuk analisis mikrotremor dapat digunakan untuk mendapatkan frekuensi natural dari sedimen dan ketebalan sedimen (Mufida dkk, 2013; Syaifuddin F dkk, 2016).

Teknik HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) telah digunakan secara luas dalam mikzonasi maupun studi efek lokal. Metode HVSR sendiri dapat memberikan informasi mengenai nilai frekuensi dominan dan juga nilai penguatan gelombang gempa. Estimasi tingkat kerentanan bahaya gempabumi dan estimasi dinamika aktivitas gunung api merupakan salah satu pengaplikasian dari metode ini. Metode ini diusulkan oleh Nogoshi dan Iragarashi (1971), dan kemudian dikembangkan oleh Nakamura (1989, 2000, 2008).

Metode HVSR dilakukan yaitu dengan cara estimasi rasio spektrum Fourier komponen vertikal terhadap komponen horisontal. HVSR yang terekam pada tanah digunakan untuk karakterisasi geologi di daerah setempat, frekuensi natural dan amplifikasi yang berhubungan dengan parameter fisik bawah permukaan (Herak, 2008).

5.1. Frekuensi Natural

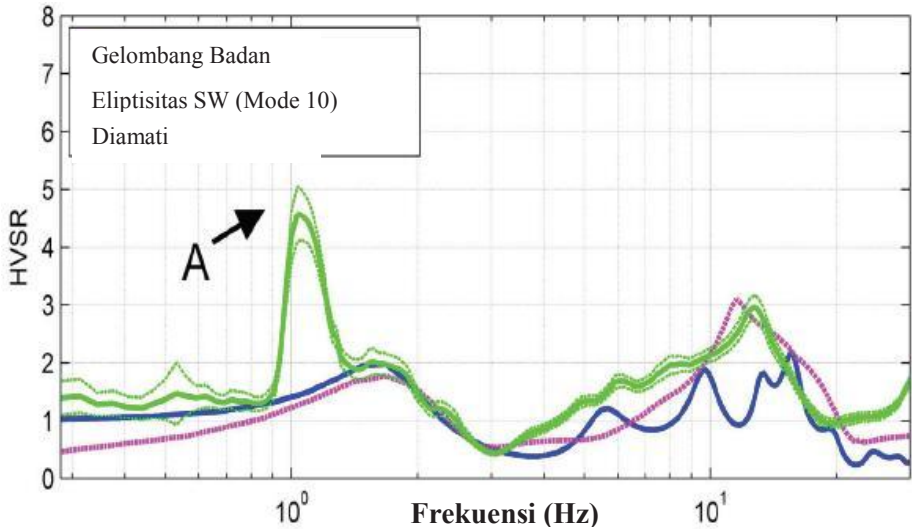
Metode HVSR digunakan dengan beberapa asumsi yaitu:

1. Mikrotremor sebagian besar terdiri dari gelombang geser.
2. Yang diamplifikasi lapisan tanah lunak hanya komponen horisontal sedangkan komponen vertikal gelombang tidak.
3. Gelombang tersebar ke segala arah pada batuan dasar (*basement*).
4. Gelombang *Rayleigh* diasumsikan sebagai noise mikrotremor dan diusulkan metode untuk mengeliminasi efek gelombang *Rayleigh*.

Pada metode HVSR, terdapat dua data komponen horisontal NS dan EW serta satu data komponen vertikal. Penggabungan kedua data horisontal, biasanya dilakukan berdasarkan aturan Pythagoras dalam fungsi frekuensi. Yang dinyatakan sebagai berikut:

$$R(f) = \frac{\sqrt{H_{EW}^2(f) + H_{NS}^2(f)}}{V_{UD}(f)}$$

Dimana, $R(f)$ adalah spektrum rasio HVSR, $H_{EW}(f)$ adalah spektrum komponen horisontal barat-timur, $H_{NS}(f)$ adalah spektrum komponen horisontal utara-selatan, dan $V_{UD}(f)$ adalah spektrum komponen vertikal.



Gambar 5.1. Perbandingan Kurva HVSR

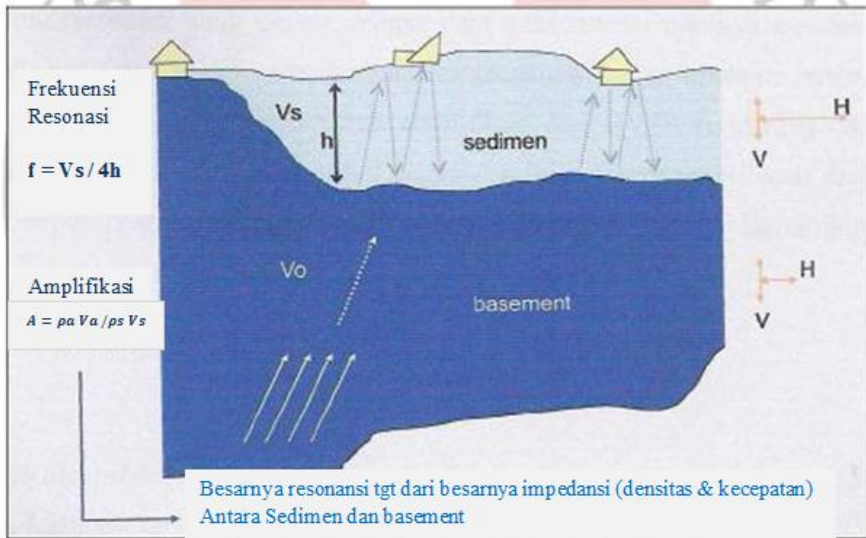
Metode HVSR dilakukan dengan cara estimasi rasio spektrum Fourier komponen vertikal terhadap komponen horisontal. Frekuensi natural setempat merupakan frekuensi pada rasio HVSR puncak pertama, sedangkan rasio HVSR pada frekuensi natural merupakan nilai amplifikasi geologi setempat (SESAME, 2004; Tuladhar, 2002). Kemampuan teknik HVSR dapat memberikan informasi yang dapat digunakan dan diasosiasikan dengan efek lokal yang ditampilkan secara cepat serta dapat dikorelasikan dengan parameter HVSR yang memiliki amplifikasi tinggi dan nilai frekuensi dominan rendah. Sehingga dinilai akurat dan stabil untuk Estimasi frekuensi, redaman dan indeks kerentanan pada getaran bangunan dari eksitasi amplitudo kecil (Farsi, 2002). Selain sederhana dan dapat dilakukan dimana saja dan kapan saja, teknik ini juga mampu mengestimasi frekuensi resonansi dengan langsung tanpa perlu mengetahui kondisi geologi yang ada di bawah permukaan dan struktur kecepatan gelombang sesar lebih dulu. Mikrotremor telah banyak digunakan untuk mengidentifikasi resonansi frekuensi dasar bangunan dan struktur tanah di bawahnya. Frekuensi natural dan amplifikasi merupakan parameter penting yang dihasilkan dari

metode HVSR. HVSR yang terukur pada tanah bertujuan untuk karakterisasi amplifikasi yang berkaitan dengan parameter fisik bawah permukaan dan geologi setempat, dan frekuensi natural (Herak, 2008). Pada analisis HVSR sedimen mungkin terkontaminasi respon dari bangunan, sehingga adanya kemungkinan kesalahan pada identifikasi resonansi. Pada penelitian ini, perubahan sifat fisik vulkanik dipantau dengan menggunakan metode ini dengan berdasarkan penggunaan ambient noise seismik yang diukur hanya pada satu stasiun seismik. Untuk melihat temporal variasi dari frekuensi resonansi fundamental maka digunakan teknik *horizontal to vertical spektral rasio* (HVSR) terhadap waktu. HVSR mendeteksi suatu perubahan melalui kurva frekuensi HVSR apabila pada gunung api terjadi gangguan atau perubahan akibat aktivitas vulkanik (Syahbana, 2013).

5.2. Amplifikasi

Amplifikasi adalah perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat adanya perbedaan yang signifikan antar lapisan, dengan kata lain gelombang seismik akan mengalami perbesaran, apabila merambat pada suatu medium ke medium lain yang lebih lunak dibandingkan dengan medium yang telah dilalui sebelumnya. Sementara itu frekuensi natural sangat berhubungan erat dengan ketebalan lapisan sedimennya. Karena nilai amplifikasi dan frekuensi natural merupakan dua parameter penting yang diperoleh dari kurva HVSR maka dicari hubungan keduanya. Apakah pada daerah dengan nilai frekuensi natural yang rendah nilai amplifikasinya rendah juga atau sebaliknya.

Konsep dasar fenomena amplifikasi gelombang seismik oleh adanya batuan sedimen yang berada di atas basement dengan perbedaan kecepatan dan densitas pada lapisan sedimen (V_s), kecepatan pada lapisan basement (V_o) yang lebih dominan (**Gambar 8**). Frekuensi resonansi banyak ditentukan oleh fisik dari lapisan sedimen dengan kecepatan gelombang S (V_s) dan ketebalan (h) (Cipta dan Athanasius, 2009).



Gambar 5.2. Konsep dasar amplifikasi gelombang seismik (Cipta dan Athanasius, 2009)

Metode HVSR didasarkan pada pengolahan rekaman mikrotremor yang hasil dari intepretasi kurva fungsi HVSR tersebut dapat memberikan perkiraan distribusi energi pada rentang frekuensi tertentu, dimana energi dominan merefleksi frekuensi resonansi struktur batuan. Perubahan sifat fisik vulkanik dipantau dengan menggunakan metode ini (misal perubahan bertambahnya volume kubah lava) dan berdasarkan penggunaan *ambient noise* seismik yang diukur hanya pada satu stasiun seismik. Kami menggunakan teknik *horizontal to vertical spektral rasio* (HVSR) terhadap waktu dengan melihat variasi temporal dari frekuensi resonansi fundamental.

Dalam pemantauan adanya perubahan pada aktivitas vulkanik maka dapat digunakan frekuensi tersebut dengan didasarkan pada karakteristik frekuensi resonansi fundamental yang berasal dari kurva HVSR. Penggunaan Teknik HVSR untuk melihat perubahan sebelum terjadinya letusan berkaitan dengan rumus frekuensi resonansi (f_n):

$$f_n = \frac{V_s}{4H}$$

dimana, (H) Ketebalan dari Lapisan Atas dan (Vs) Kecepatan Gelombang Geser.

Pada gempa bumi dihasilkan perubahan informasi spasial (ruang) dengan mengasumsikan bahwa nilai Vs adalah konstan. Sedangkan penggunaan pada gunung api dihasilkan perubahan variasi temporal (waktu) dengan menganggap nilai H adalah konstan. Berdasarkan teori konsep dasar amplifikasi gelombang seismik, tanah memiliki beberapa lapisan dan ketebalan yang berbeda-beda. Pada besarnya nilai kontras impedansi (kecepatan dan densitas), di gunung api besar densitas dari sedimen lebih kecil dari densitas basement. Di gunung api densitas sedimen memiliki nilai yang kecil, maka nilai H tetap untuk satu titik Vs nya berubah. Sedangkan titik pengukuran pada gempa diambil berbeda-beda, apabila memiliki sedimen yang besar, maka nilai H berubah (Syahbana, 2013).

Berkaitan dengan HVSR maka perlu diketahui parameter-parameter bawah permukaan yang mempengaruhi amplifikasi dan frekuensi natural untuk karakterisasi geologi lokal.

Hal ini mempunyai 3 tujuan. 1). Interpretasi mikrozonasi dengan HVSR dapat dilakukan secara tepat. 2). Dapat diketahuinya secara pasti penyebab kerusakan akibat gempa. 3). Sebagai pertimbangan dalam mengekstraksi parameter bawah permukaan dengan kurva HVSR.

5.3. Site Effect

Effect Perlu dilakukan karakterisasi kurva HVSR melalui pemodelan untuk mengetahui parameter yang berpengaruh pada frekuensi dominan dan amplifikasi. Dalam karakterisasi HVSR, terlebih dulu perlu diketahui model gelombang yang terdapat dalam HVSR.

Nakamura (1989) mengembangkan konsep HVSR dengan anggapan bahwa mengabaikan gelombang permukaan (gelombang *Rayleigh* dan *Love*) dan mikrotremor didominasi oleh gelombang geser. HVSR ini diasumsikan sama dengan fungsi transfer antara *bedrock* dan getaran gelombang pada sedimen.

Artinya, frekuensi dan amplitudo HVSR menunjukkan frekuensi dan amplifikasi setempat. Diasumsikan bahwa hanya komponen horizontal yang dipengaruhi oleh tanah dan karakteristik sumber spektrumnya mempertahankan komponen horizontal maupun komponen vertikal. Permukaan geologinya yang biasanya dinyatakan sebagai rasio spektra (SR) dipengaruhi oleh *Site Effect* (SE) dengan cara membandingkan antara spektrum komponen horizontal dari spektrum komponen horizontal dari *bedrock* (H_b) dan permukaan lunak (H_s).

$$SR = \frac{H_s}{H_b}$$

Persamaan 3 di atas digunakan dengan asumsi:

1. Beberapa gelombang yang merupakan susunan data mikrotremor.
2. Efek dari gelombang *Rayleigh* (Erw) berada pada spektrum komponen vertikal pada permukaan (S_p), namun tidak di permukaan dasar (S_b).

$$Erw = \frac{S_p}{S_b}$$

3. Komponen vertikal dari data mikrotremor tersebut tidak diperbesar oleh permukaan tanah yang lunak.
4. Pada mikrotremor, pengaruh dari gelombang *Rayleigh* besarnya sama untuk komponen horizontal dan komponen vertikal pada bentang frekuensi antara 0,2-20 Hz, sehingga rasio spektrum dari
5. komponen horizontal dan komponen vertikal yang bergerak di bawah permukaan besarnya mendekati persamaan .

$$\frac{H_b}{S_b} = 1$$

6. Dalam keadaan ini, karena rasio spektrum antara komponen horizontal dan komponen vertikal mendekati nilai satu, maka noise yang terekam pada permukaan lunak memungkinkan dapat dihilangkannya pengaruh dari gelombang Rayleigh (*Erw*). Sehingga hanya ada pengaruh yang disebabkan oleh *site effect*.

$$SE = \frac{SR}{Erw} = \frac{H_s}{S_p}$$

sehingga dapat dirumuskan bahwa,

$$HVSR = SE = \frac{H_s}{S_p}$$

$$HVSR = SE = \frac{\sqrt{[(S_{Utara-Selatan})^2 + (S_{Barat-Timur})^2]}}{S_{Vertikal}}$$

5.4. Peak Ground Aceleration (PGA)

Peak Ground Aceleration (PGA) Percepatan gelombang seismik atau biasa disebut percepatan tanah adalah salah satu parameter yang penting dalam seismologi teknik. Perpindahan materi dalam perambatan gelombang seismik sering disebut displacement, sedangkan percepatan sendiri menunjukkan perubahan kecepatan dari keadaan diam hingga pada kecepatan tertentu.

Faktor sumber kerusakan dinyatakan dalam parameter percepatan tanah, sehingga untuk menggambarkan tingkat risiko gempabumi di suatu lokasi tertentu diperlukan adanya data PGA akibat getaran gempabumi. Besar risiko gempabumi yang mungkin terjadi

disebabkan semakin besar nilai PGA yang pernah terjadi disuatu tempat,. Nilai percepatan tanah maksimum merupakan percepatan tanah yang diperhitungkan pada perencanaan bangunan. Terdapat dua jenis nilai percepatan tanah yaitu percepatan tanah sesaat dan percepatan tanah maksimum. Percepatan tanah maksimum merupakan nilai yang dihitung pada titik amat atau titik penelitian di permukaan bumi dari sejarah gempabumi dengan dipilih nilai yang terbesar pada perhitungan, sedangkan untuk nilai percepatan tanah sesaat adalah nilai percepatan tanah pada saat terjadinya gempabumi. Percepatan tanah berbanding terbalik dengan periode getaran tanah dan berbanding lurus dengan amplitudo getaran tanah di permukaan bumi. Harga percepatan tanah tersebut tidak dapat dihitung secara langsung dari persamaan-persamaan kecepatan, karena banyak faktor yang mempengaruhinya. Faktor-faktor yang mempengaruhi nilai percepatan tanah, antara lain:

a. Besarnya kekuatan gempabumi (Magnitudo)

Magnitudo merupakan ukuran besar kekuatan gempabumi, yang merupakan hasil pengamatan dari seismograf yang menggambarkan nilai energi yang terlepas pada saat terjadinya gempabumi.

b. Kedalaman

Kedalaman sumber gempa bervariasi, yaitu gempa dangkal, gempa menengah dan gempa dalam yang batasannya tergantung dari kekuatan tektonik setempat. Keadaan tektonik Wilayah Sumatera dan sekitarnya dipengaruhi oleh subduksi Lempeng Indo-Australia terhadap Lempeng Eurasia. Klasifikasi kedalaman sumber gempa yang umum digunakan, yaitu:

1. Gempa dangkal ($h = 0 - 60$ km)
2. Gempa menengah ($h = 61-300$ km)
3. Gempa dalam ($h = > 300$ km)

c. Jarak episenter

Episenter merupakan titik pada permukaan bumi yang merupakan refleksi tegak lurus dari hiposenter atau fokus gempabumi. Lokasi Episenter digambarkan dalam sistem koordinat geografis atau sistem koordinat kartesian bola bumi dan dinyatakan dalam derajat bujur dan lintang.

d. Sifat fisis batuan

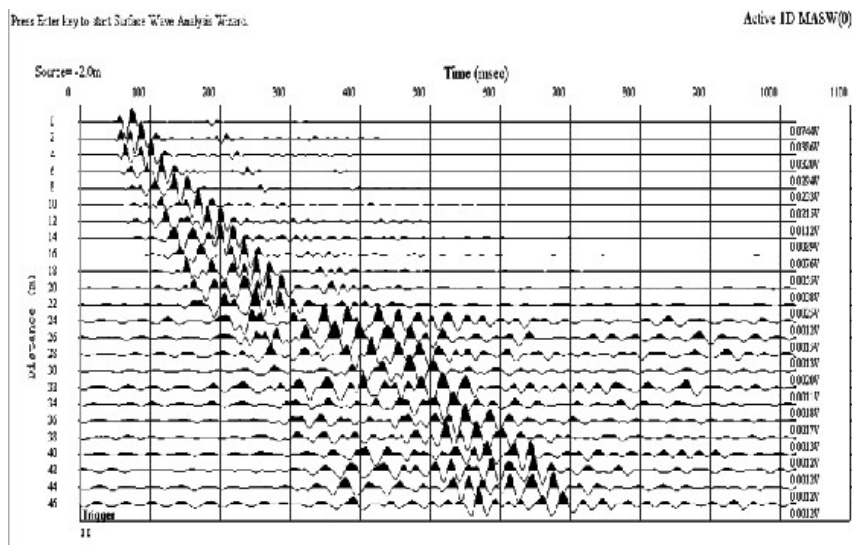
Kita mendapatkan informasi secara pasti bagaimana sifat pergerakan dari lempeng yang akan mempengaruhi batuan yang ada dipermukaan bumi dengan melakukan penelitian sifat fisis dari tanah dan batuan. Sifat fisik batuan breksi vulkanik dengan sementasi lemah sehingga mudah lepas.

Nilai percepatan tanah dapat dihitung langsung dengan seismograf yang disebut *strong motion seismograph* atau *accelerograph*. Mengingat jaringan *accelerograph* di Indonesia belum sebaik di negara lain seperti Jepang, maka pengukuran percepatan tanah dilakukan dengan cara empiris, yaitu dengan pendekatan dari beberapa penurunan rumus dari magnitudo gempa atau data intensitas. Perumusan ini tidak selalu benar, bahkan dari satu metode ke metode lainnya tidak selalu sama, namun cukup memberikan gambaran umum tentang PGA (Ibrahim dan Subardjo, 2005).

5.4. Kecepatan tanah VS30

Vs30 merupakan indikator yang baik untuk menggambarkan karakteristik kekuatan serta kekakuan tanah. Walaupun demikian, pada umumnya sulit dilakukan pengukuran Vs30 secara langsung dengan kualitas dan kuantitas data yang baik dan biaya operasional yang ekonomis. Pengukuran Vs30 dilakukan melalui survei lapangan menggunakan metode *Multichannel Analysis of Surface Wave* (MASW). Konsep dasar survei MASW dalam pengukuran Vs30 yaitu pemanfaatan prinsip-prinsip perambatan gelombang permukaan

Rayleigh atau sering disebut *ground roll* yang memiliki sifat dispersif. Gelombang ini diperoleh dari sumber aktif yaitu dari pukulan palu terhadap tatakan besi pada lokasi sumber. Contoh rekaman sinyal gelombang *Rayleigh* dari peralatan survei MASW. Prinsip survei MASW didasarkan pada teori penjalaran gelombang *Rayleigh* dimana gelombang tersebut diperoleh dari interaksi lapisan tanah permukaan dengan gelombang geser. Profil Vs30 dapat diperkirakan yaitu dengan mengukur kecepatan rambat gelombang permukaan *Rayleigh*.



Gambar 5.3. Gelombang permukaan *Rayleigh* untuk titik B38-SU.

Gelombang permukaan *Rayleigh* untuk titik B38-SU. Gelombang akan merambat hingga kedalaman yang dangkal dengan kecepatan rendah apabila frekuensinya tinggi karena memiliki panjang gelombang yang pendek. Sebaliknya, gelombang akan merambat hingga kedalaman yang lebih dalam dengan kecepatan yang lebih tinggi apabila frekuensinya rendah karena memiliki panjang gelombang yang panjang.

Keuntungan dari sifat dispersif ini dimanfaatkan untuk mengidentifikasi ketebalan lapisan yang bertepatan dengan kecepatan gelombang gesernya sehingga bias didapatkan profil Vs30. Gambar 5.3 menggambarkan kurva dispersi hasil picking manual setelah dihilangkan higher mode dan data yang memiliki kualitas rendah. Sedangkan yang dijadikan dasar dalam survei MASW adalah contoh sketsa dispersi gelombang permukaan Rayleigh.

Kelebihan survei MASW dibanding survei lainnya yaitu dapat dilakukan dengan lebih cepat, lebih murah dan lebih mudah karena tidak memerlukan lubang bor. Survei ini juga tidak bergantung dengan adanya jalur pipa ataupun struktur lain di bawah tanah. Mempunyai kemampuan untuk menggambarkan profil Vs30 terhadap kedalaman secara kontinu. Selain itu juga mempunyai rasio sinyal-bising (*signal noise, S/N*) yang lebih baik karena pada gelombang permukaan amplitudonya lebih besar dibandingkan gelombang badan (*reflection test, refraction test*) sehingga untuk dilakukan pada daerah dengan tingkat bising tinggi tidak terjadi masalah, walaupun begitu, apabila menghindari daerah bising maka hasilnya akan lebih baik. Interpretasi klasifikasi tanah permukaan dilakukan berdasarkan pada tabel klasifikasi situs SNI 17262012 mengenai Tata Cara Perencanaan Ketahanan Bangunan Gedung dan Non Gedung terhadap gempa.

BAB VI.

PENGUKURAN MIKROTREMOR

6.1. Pengukuran Data Mikrotremor

Salah satu alat yang digunakan untuk pengukuran data mikrotremor adalah alat *accelerograph strong motion* dari perusahaan Trimble Inc dengan tipe alat yaitu Ref-Tek 130-SMHR. Data terdiri dari 3 chanel yaitu komponen *vertical*, *east*, dan *north*. Dalam survei mikrotremor pula peralatan tambahan yaitu *GPS Tracking* untuk pencarian titik pengukuran, *Tripod* untuk Antena GPS Ref-tek, *Accu 12 Volt* untuk *power supply* dan landasan besi untuk memudahkan leveling alat. Dalam pengukuran mikrotremor perlu kita perhatikan yaitu tertera pada **Tabel 6.1**.

Tabel 6.1. Syarat pengukuran (SESAME, 2014)

Jenis Parameter	Saran yang dianjurkan	
Durasi pencatatan	f_0 minimum yang diharapkan (<i>hz</i>)	Durasi pencatatan minimum yang disarankan (menit)
	0.2	30
	0.5	20
	1	10
	2	5
	5	3
	10	2
<i>Coupling soil-sensor alami (in situ)</i>	1. Atur sensor langsung pada permukaan tanah 2. Hindari menempatkan sensor seismograf pada permukaan tanah lunak (lumpur,	

	semak-semak) atau tanah lunak setelah hujan
<i>Coupling soil-sensor</i> buatan atau <i>artificial</i>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Hindari lempengan yang terbuat dari material lunak seperti karet atau busa 2. Pada kemiringan yang curam di mana sulit mendapatkan kedataran sensor yang baik, pasang sensor dalam timbunan pasir atau wadah yang diisi pasir
Keberadaan bangunan atau pohon	<ol style="list-style-type: none"> 1. Hindari pengukuran dekat dengan bangunan, gedung bertingkat dan pohon yang tinggi, jika tiupan angin di atas ± 5 m/s. Kondisi ini sangat mempengaruhi hasil analisa HVSR 2. Hindari pengukuran di lokasi tempat parkir, pipa air dan gorong-gorong
Kondisi cuaca	<ol style="list-style-type: none"> 1. Angin: Lindungi sensor dari angin (lebih cepat dari 5 m/s) 2. Hujan: Hindari pengukuran pada saat hujan lebat. Hujan ringan tidak memberikan gangguan berarti 3. Suhu: Mengecek kondisi sensor dan mengikuti instruksi pabrik
Gangguan	<ol style="list-style-type: none"> 1. Sumber monokromatik: Hindari pengukuran mikrotremor dekat dengan mesin, industri, pompa air, generator yang sedang beroperasi 2. Sumber sementara: Jika terdapat sumber getar <i>transient</i> (jejak langkah kaki, mobil lewat, motor lewat) tingkatkan durasi pengukuran untuk memberikan jendela yang cukup untuk analisis setelah gangguan tersebut hilang

Dengan memperhatikan **Tabel 6.1** langkah pengukuran mikrotremor menggunakan alat REF TEK 130-SMHR adalah sebagai berikut:

- a. Posisikan alat di atas lempeng besi dengan CH3 pada alat mengarah pada utara kompas.



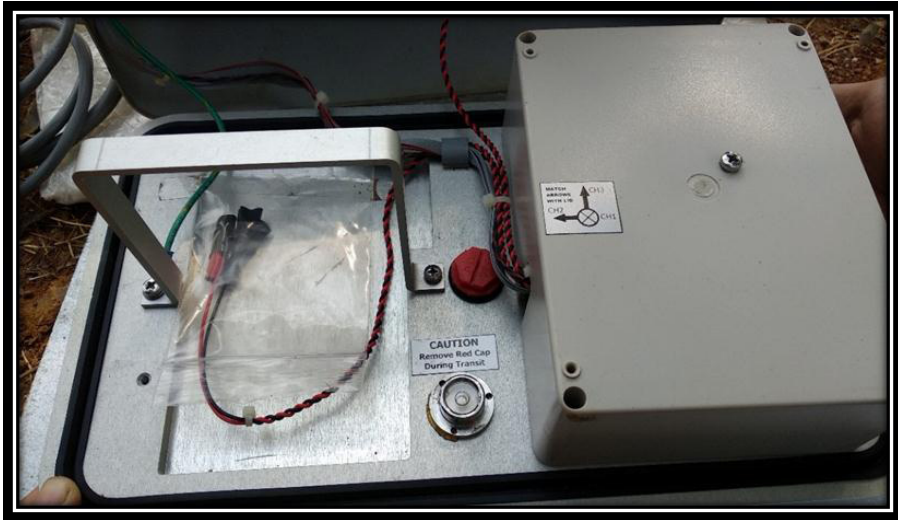
Gambar 6.1. Alat mikrotremor.

- b. Buka alat mikrotremor untuk mengatur posisi *bubble* agar berada di titik tengah.



Gambar 6.2. Membuka alat mikrotremor.

c. Atur posisi *bubble* agar berada di tengah-tengah dengan cara mengatur kaki-kaki yang berada di bawah alat.



Gambar 6.3. Mengatur posisi *bubble*.

d. Hubungkan kabel LAN pada alat.



Gambar 6.4. Kabel LAN terhubung pada alat.

e. Hubungkan kabel LAN pada laptop.



Gambar 6.5. Kabel LAN terhubung pada laptop.

f. Hubungkan kabel power terhadap aki.



Gambar 6.6. Kabel power terhubung pada aki.

g. Hubungkan kabel power pada alat.



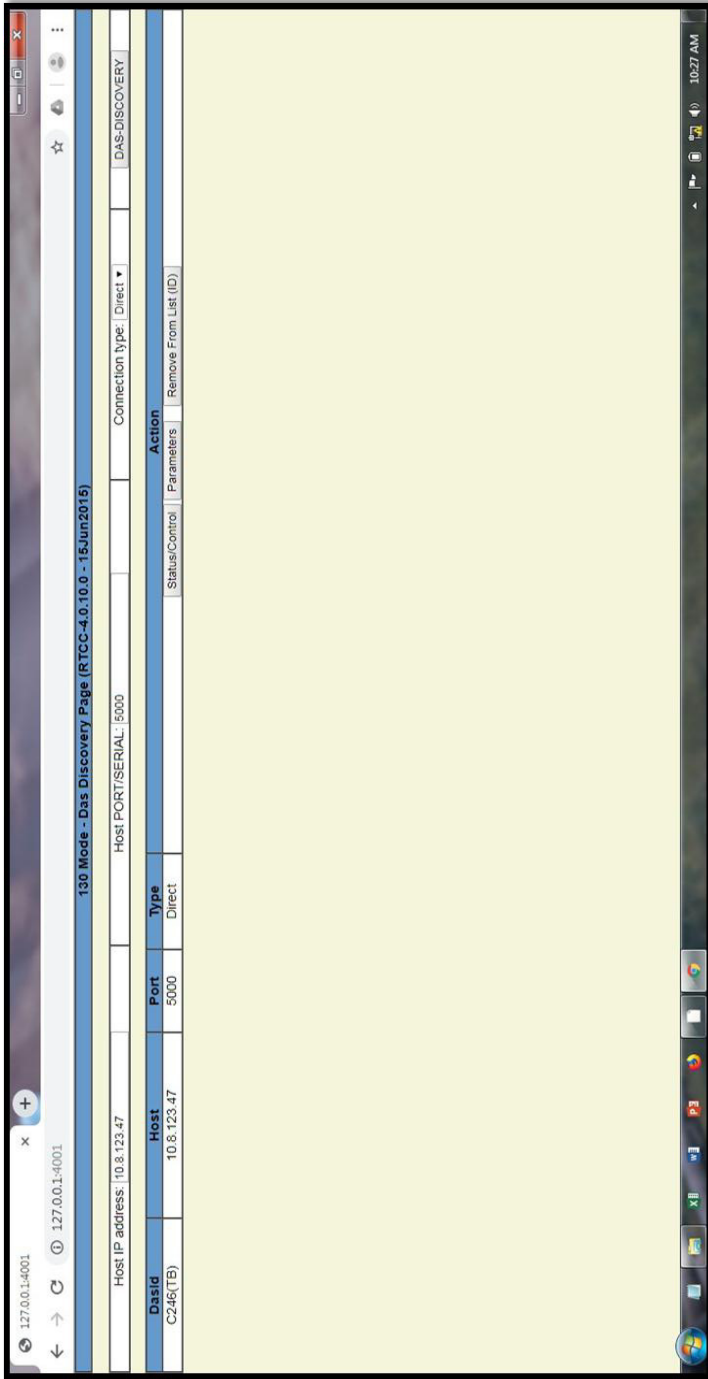
Gambar 6.7. Kabel power terhubung pada alat.

h. Plot koordinat titik pengukuran mikrotremor.



Gambar 6.8. Koordinat pengukuran mikrotremor.

i. Buka *browser* dan lalu masukkan alamat 127.0.0.1:4001 kemudian *enter*.



Gambar 6.9. Tampilan pengontrol alat.

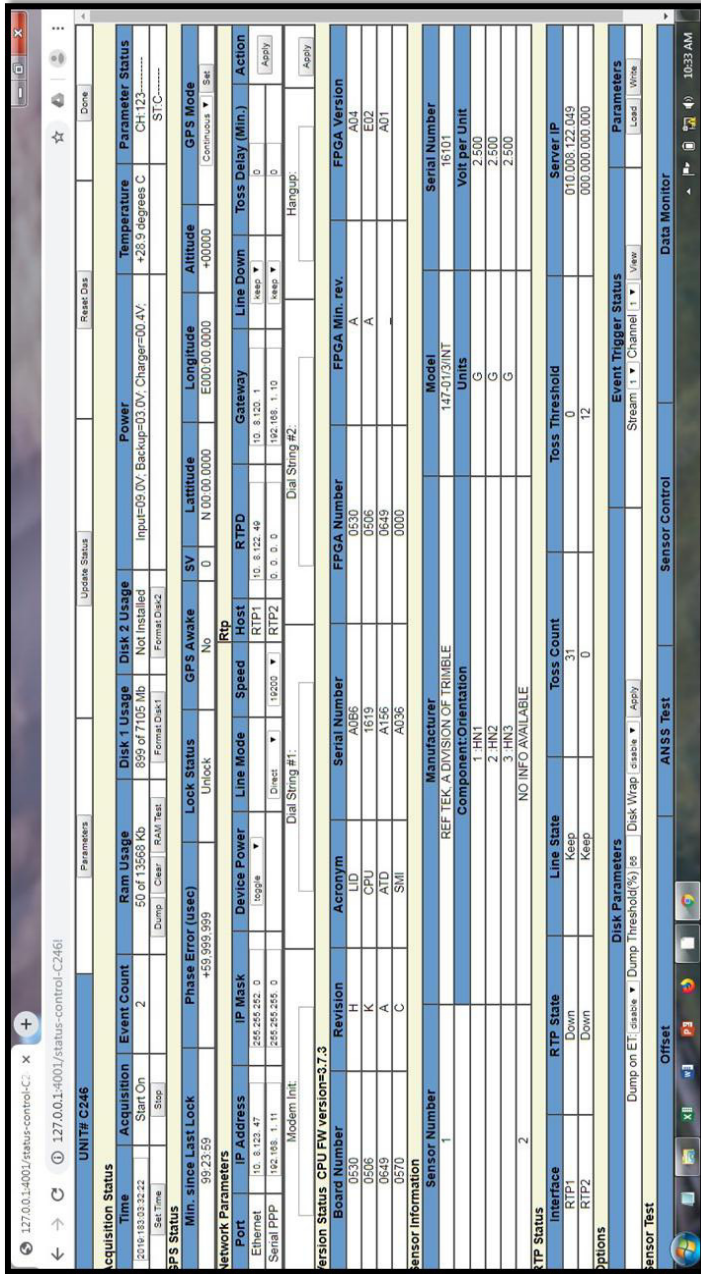
j. Buka parameter pada tampilan pengontrol alat, lalu atur nama stasiun dan juga *sample rate* lalu pilih *send to das*.

The screenshot shows a software interface for configuring station parameters. The interface is divided into several sections:

- Station Parameters:** Includes fields for Station Name (TGT1), Station Number (1), Station Comment (Geologi L.Fakultas Teknik), Experiment Name (Experiment Number), and Experiment Number (1).
- Channel Parameters:** A table with columns for Channel Name, Azimuth, Incline, Location-X, Location-Y, Location-Z, Units-X & Y, Units-Z, Gain, Sensor type, Sensor model, Serial number, and Comment. Channels 1 through 6 are listed.
- Stream Parameters:** A table with columns for Stream, Name, Recording Destination, Channels in Stream, Sample Rate, Data Format, and Trigger Type. Streams 1 through 4 are listed.
- Sensor Calibration Signal Parameters:** Includes fields for Channel Group, Enable, Duration (sec.), Amplitude (volts), Signal, Step interval (sec.), Step width (sec.), and Sine Frequency (Hz).
- Sensor Calibration Schedule Parameters:** Includes fields for Channel Group, Enable, Start Time (YYYY:DDD:HH:MM:SS), Repeat interval (DD:HH:MM:SS), Number Of Calibrations (0-infinite), and Record Length (sec.).
- Sensor Auto Re-center Parameters:** Includes fields for Channel Group, Enable, Level Vertical (0.1-9.9 volts), Level Horizontal (0.1-9.9 volts), Attempts (1-20), Attempt Interval (5-59 minutes), and Cycle Interval (1-99 days).
- Auxiliary Data Parameters:** A section for additional data configuration.

Gambar 6.10. Tampilan parameter.

k. Catat waktu pengukuran dimulai dan selesai. Setelah waktu pengukuran selesai, stop pengukuran dan dump ram.



Gambar 6.11. Tampilan status atau kontrol.

1. Lepaskan kabel *power* pada alat dan kemudian buka alat untuk mengambil kartu memori, pindahkan data hasil pengukuran dari memori ke laptop.



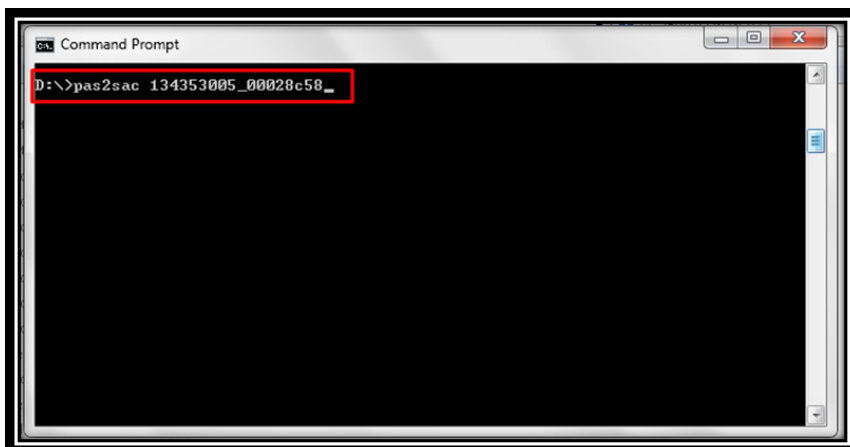
Gambar 6.12. Proses pemindahan data dari memori ke laptop.

6.2. Pengolahan Data Mikrotremor

Pada pengolahan ini, data yang digunakan adalah data *passive seismic* yang tersusun atas 3 komponen, yaitu komponen vertikal (*up and down*), horizontal (*North-South* dan *East-West*) dengan menggunakan *Software Geopsy v. 2.9.1* serta konversi data mentah dengan format *passcal* diubah menjadi format *seismic analysis code* dengan menggunakan program *command prompt*.

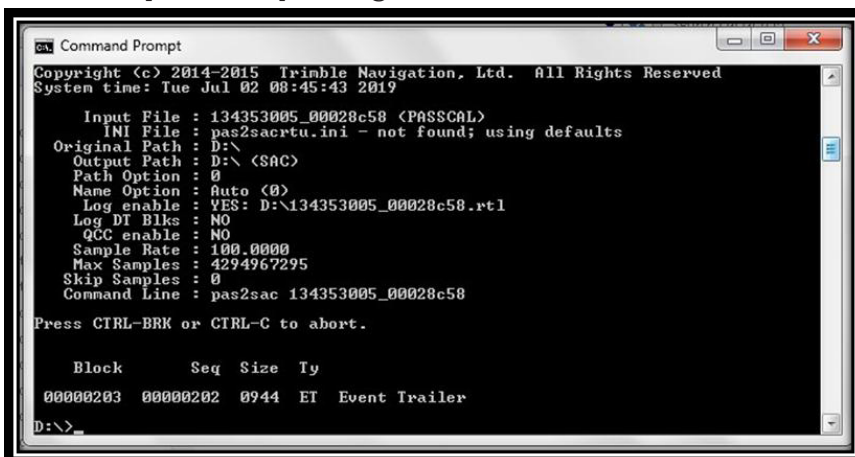
1) Konversi format data dari format **pass* menjadi **sac*

- a) Menyimpan program *pas2sac* dan raw data mikrotremor dalam direktori D dalam hal ini dilakukan agar memudahkan dalam penulisan *code* pada program *comand prompt*.
- b) Membuka program *command prompt* kemudian menulis **d:** di fungsikan karena tempat penyimpanan program *pas2sac* pada direktori D, kemudian menulis *pas2sac* dan nama raw data seperti gambar dibawah ini.



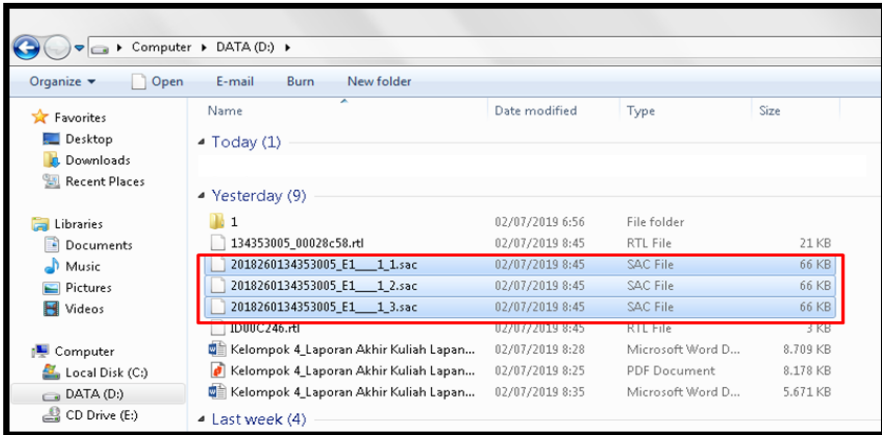
Gambar 6.13. Coding pada program command prompt

- c) Proses konversi selesai dilakukan sehingga dalam program cmd akan menampilkan script sebagai berikut.



Gambar 6.14. Tampilan konversi data telah selesai

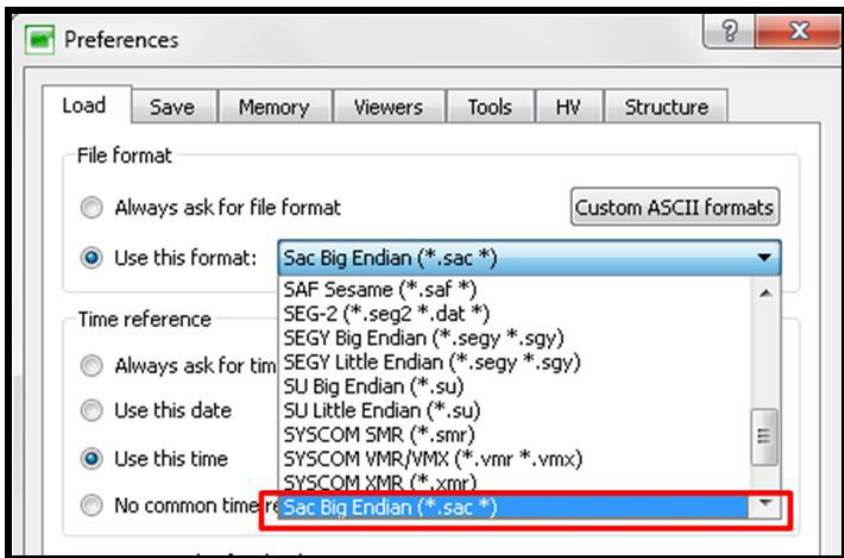
- d) Data dengan format *pass telah terkonversi menjadi format *sac dalam direktori D. Format *sac ini terdiri dari 3 data dengan masing-masing terdiri dari 3 komponen.



Gambar 6.15. Data dengan format *sac siap digunakan untuk pengolahan selanjutnya.

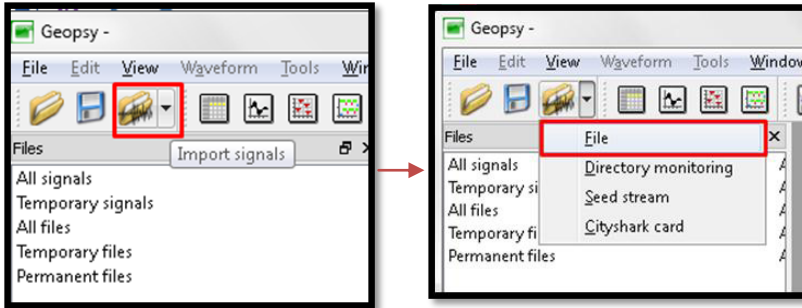
2) Memilih Data (Data sac-1, sac-2, dan sac-3)

- a) Buka Software Geopsy.
- b) Pilih format file menjadi *Sac Big Endian* dikarenakan dalam konversi data menggunakan format file *sac atau *seismic analysis code*.



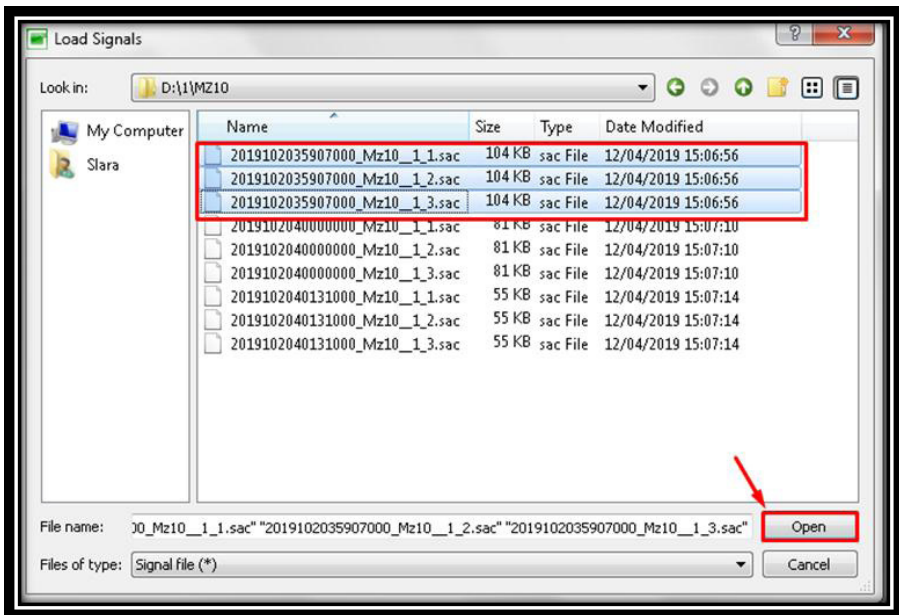
Gambar 6.16. Pemilihan format data pada software Geopsy v. 2.9.1. pada tools preference

- c) Pilih file kemudian pilih *import signal* sebagai inputan data satu persatu untuk diolah. Data yang di *input* terdiri dari 3 komponen yaitu sac-1, sac-2 dan sac-3 dengan catatan data yang di *input* harus sama tahun, bulan dan tanggal serta jamnya.



Gambar 6.17. Proses *Import Signal*

- d) Pilih *open*, dengan tampilan dibawah ini.

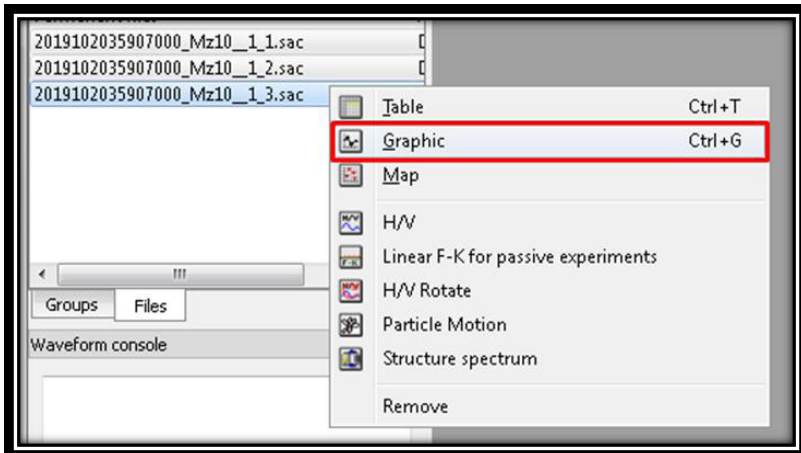


Gambar 6.18. Pemilihan data yang akan diolah.

- e) Kemudian akan muncul tabel dan grafik, lalu tutup semua *windows*.

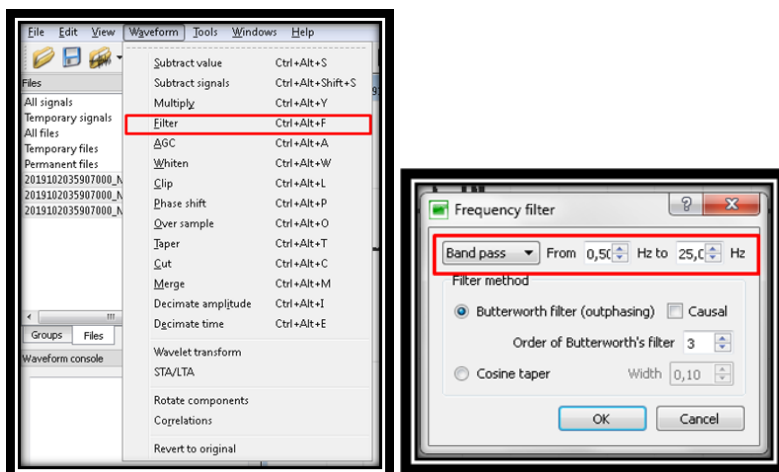
3) Menghitung rasio H/V untuk mendapatkan nilai frekuensi.

a) Pilih sinyal yang telah di input, lalu klik kanan pilih grafik.



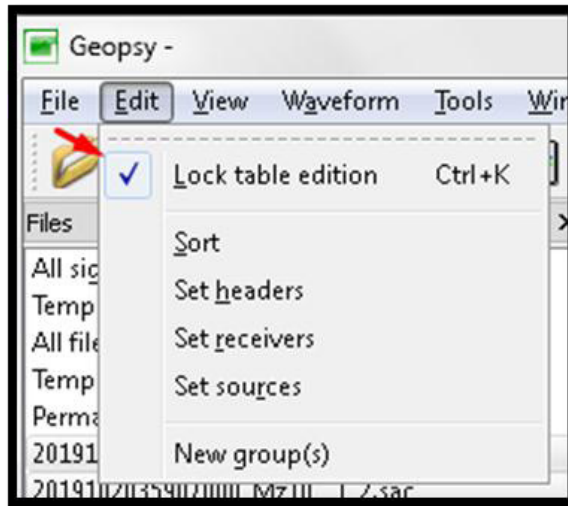
Gambar 6.19. Proses pembuatan grafik dari ketiga signal.

b) Tampilan grafik mikrotremor kemudian di filter dengan menggunakan tools waveform dan pilih filter, kemudian gunakan metode filter bandpass dan input nilai yaitu 0.5-25 Hz.



Gambar 6.20. Proses Filtering data.

- c) Ubah komponen sesuai dengan arah dari orientasi alat Ref-Tek 130-SMHR yaitu chanel 1 untuk komponen *vertical*, chanel 2 untuk komponen *east*, dan chanel 3 untuk komponen *north* dengan menggunakan tools *table* dan *edit* kemudian pilih *Lock table edition* supaya dapat merubah komponen masing-masing chanel.



Gambar 6.21. Proses pembukaan orientasi *table*.

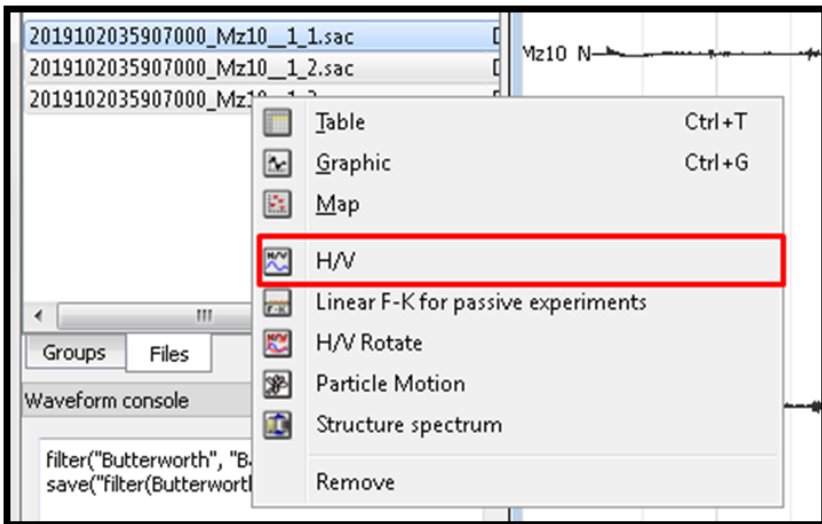
- d) Ubah orientasi komponen sesuai dengan orientasi pada Ref-Tek 130-SMHR yaitu komponen pertama merupakan komponen *vertical*, komponen kedua yaitu *east*, dan komponen ketiga yaitu *north*.

 A screenshot of the 'Table' window in Geopsy, showing a table of signal components. The table has columns for ID, Name, Component, Time reference, Start time, End time, Sampling frequency, dt, N samples, Duration, Rec.x, Rec.y, Rec.z, and Type. The 'Component' column is highlighted in red, and the value 'North' is selected for the first three rows.

ID	Name	Component	Time reference	Start time	End time	Sampling frequency	dt	N samples	Duration	Rec.x	Rec.y	Rec.z	Type
1	Mz10	North	12/04/2019 00:00:00	3h59m7.000000s	4h	500	0,002	26500	53.000000s	-12345	-12345	-12345	Waveform
2	Mz10	North	12/04/2019 00:00:00	3h59m7.000000s	4h	500	0,002	26500	53.000000s	-12345	-12345	-12345	Waveform
3	Mz10	North	12/04/2019 00:00:00	3h59m7.000000s	4h	500	0,002	26500	53.000000s	-12345	-12345	-12345	Waveform

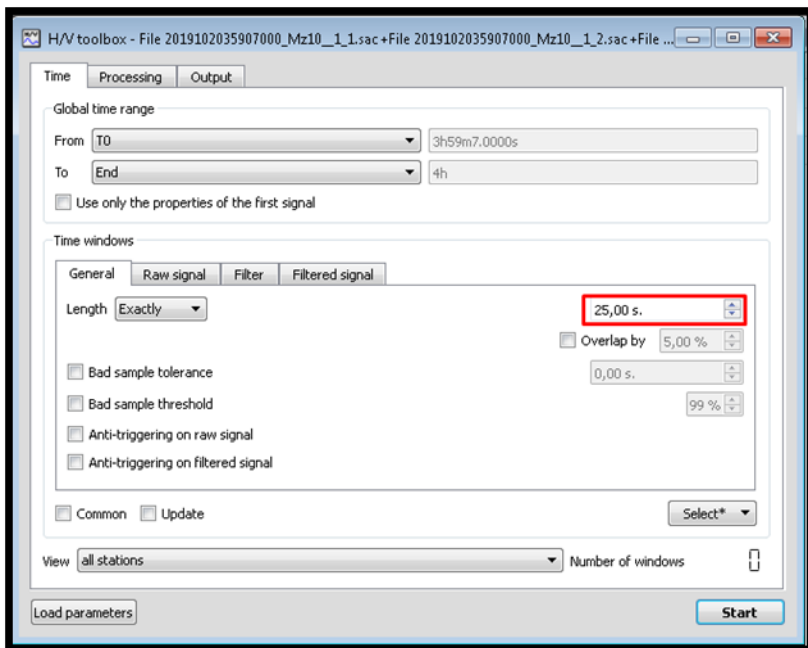
Gambar 6.22. Proses edit orientasi komponen sinyal.

e) Pilih modul H/V untuk perhitungan nilai frekuensi dominan.



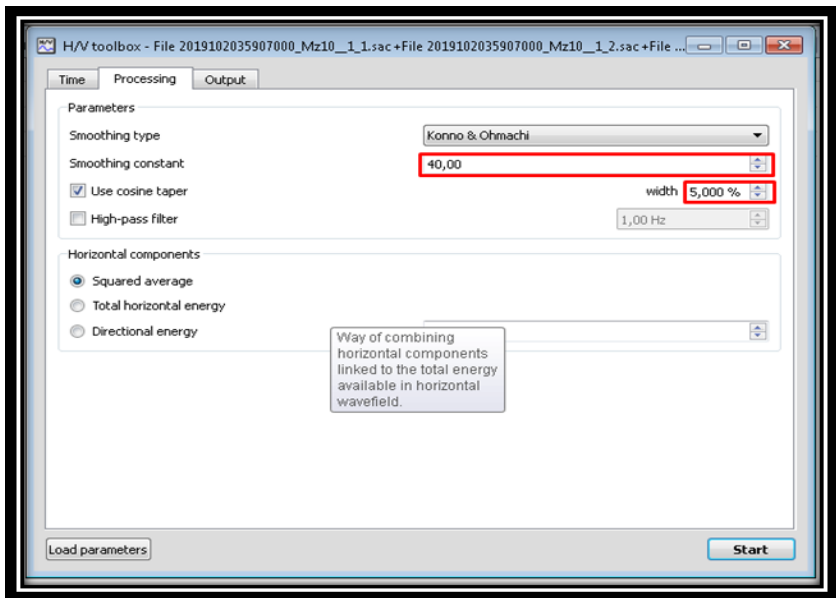
Gambar 6.23. Proses pemilahan data yang diolah dengan H/V

f) Pemilihan *time window* yaitu memilih lebar *window* 25.00 s agar hasil yang kita peroleh akan *reliable*.



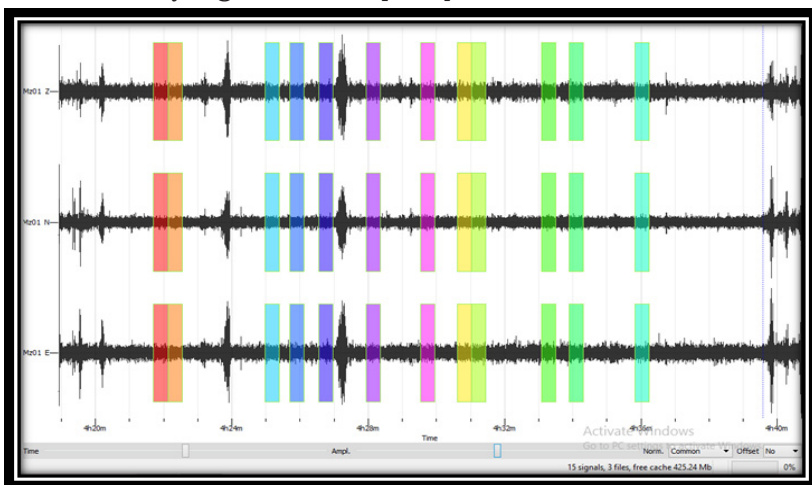
Gambar 6.24. Pemilihan *time window*.

- g) Pengaturan parameter lainnya yaitu klik pada *processing* lalu isi kolom *smoothing constant*:40.00 dan *width* 5 %.



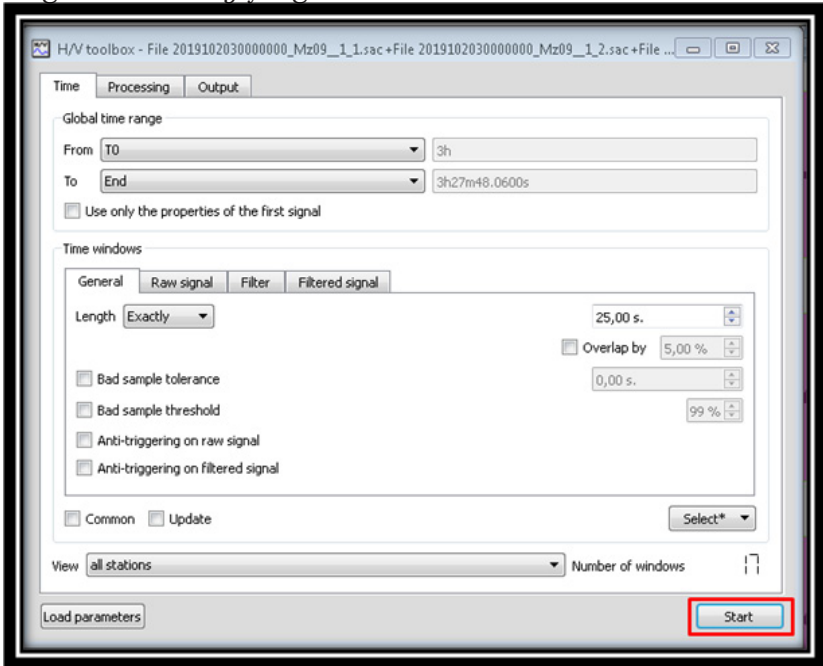
Gambar 6.25. Pemilihan *smoothing constant*

- h) Kemudian dilakukan *windowing* dengan cara pilih *Select* dan gunakan fitur *add*, dilanjutkan dengan memilih sinyal dengan karakteristik yang tidak terdapat *spike*.

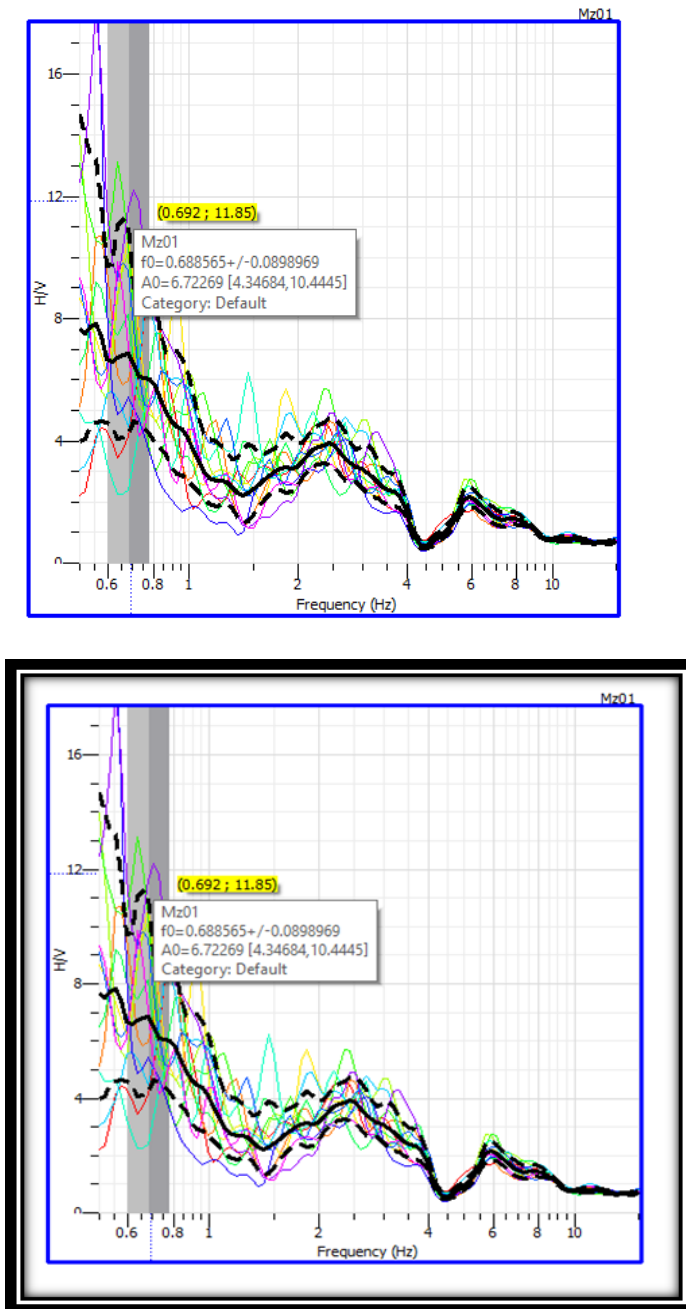


Gambar 6.26. Proses *Windowing* pada sinyal menggunakan H/V.

- i) Setelah melakukan proses *windowing* kemudian pilih *start* perintah ini melakukan perhitungan H/V sesuai dengan sinyal dengan *windowing* yang ada



- j) Hasil akhir pengolahan dengan *software geopsy*, kemudian mencatat f_0 .



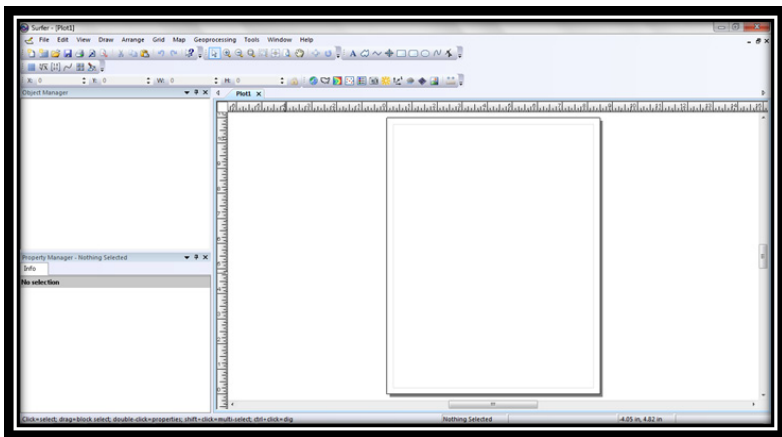
Gambar 6.28. Hasil akhir pengolahan HVSR

- 4) **Pemetaan Frekuensi Dominan dengan menggunakan Surfer.**
 a) *Input data pengolahan dan data akuisisi di lapangan dalam table pada Microsoft Excel*

Stasiun	Waktu Pengukuran	Geographic		UTM		Keterangan	FO	AC
		Lat	Long	Lat	Long			
C1	12:07-12:22	-5,2706683	105,4241233	546996,51	9417400,37	jalan desa sepi	0,701208	
C2	10:40-10:55	-5,2753292	105,4238367	546964,44	9416885,15	Kebun Singkong	0,738168	
C3	09:48-10:03	-5,2799900	105,4240833	546991,38	9416369,9	kebun Jati angin kencang	0,818904	
C4	09:15-09:30	-5,2846500	105,4249417	547086,18	9415854,7	Jalan Kebun	0,714995	
D1	13:36-13:51	-5,2710083	105,4286850	547501,97	9417362,44	Jalan Gubernuran	0,700167	
D2	13:36-13:51	-5,2748583	105,4287650	547510,54	9416936,81	Kebon Singkong, angin kencang	0,825582	
D3	14:16-14:31	-5,2795967	105,4285583	547487,28	9416413,03	Kebon Singkong	0,931144	
D4	15:00-15:20	-5,2841200	105,4286733	547499,68	9415913,01	Kebon Singkong	0,673185	
E1	20:43-20:58	-5,2707500	105,4330633	547987,15	9417390,63	Jalan Kebun Sawit	0,671595	
E2	19:54-20:09	-5,2750483	105,4340000	548090,62	9416915,41	Jalan Kebun Sawit	0,664514	
E3	02:49-03:09	-5,27982	105,433285	548011,02	9416388,98	Sawah	0,649341	
E4	15:45-16:00	-5,2840750	105,4330100	547980,22	9415917,65	Sawah	0,651751	

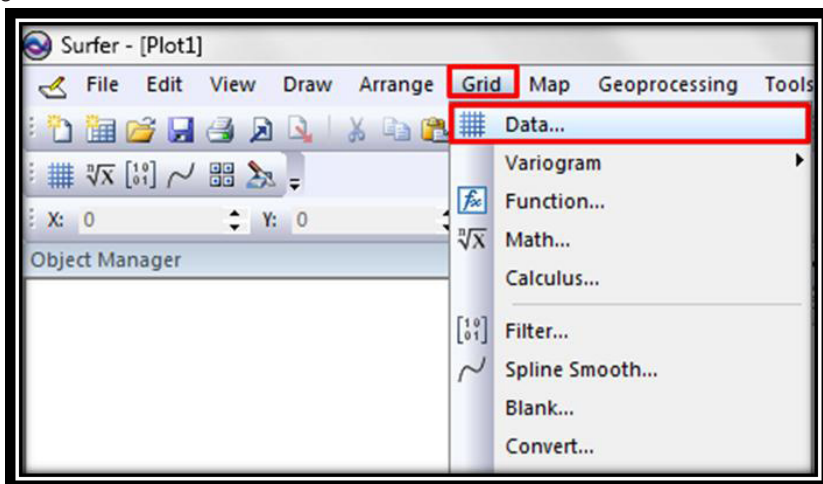
Gambar 6.29. Input data pengukuran dan pengolahan HVSR.

- b) *Pengolahan dilanjutkan dengan pembuatan peta dalam software surfer v. 12*



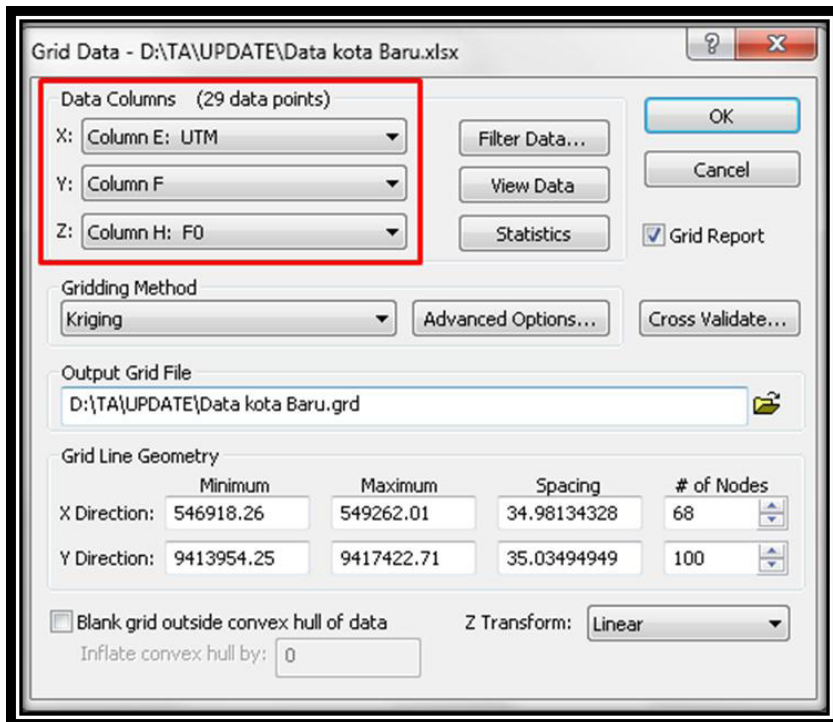
Gambar 6.30. Tampilan awal software surfer.

- c) Pengolahan data dengan *software surfer v. 12* menggunakan *tools grid*.



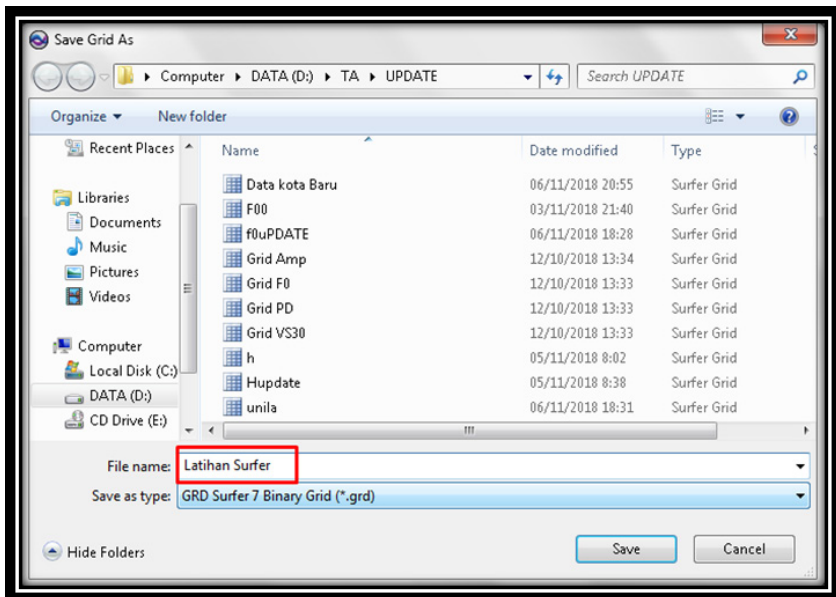
Gambar 6.31. Proses *gridding* data

- d) Atur data columns



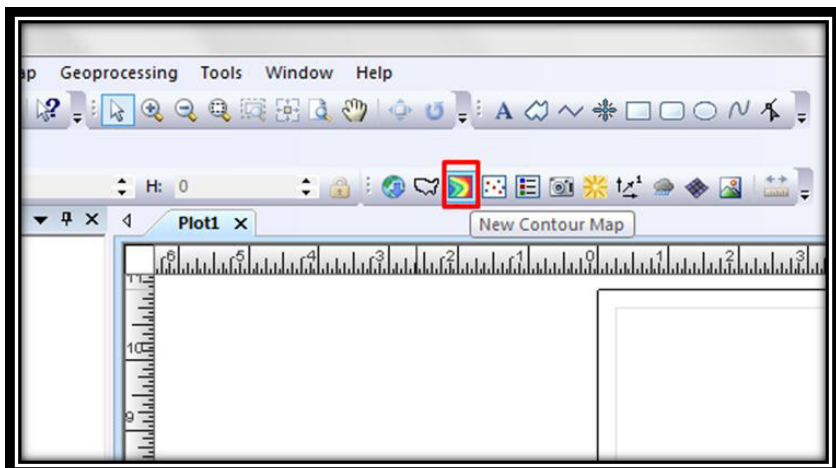
Gambar 6.32. Proses input data X, Y, Z.

e) Tulis judul data *grd.



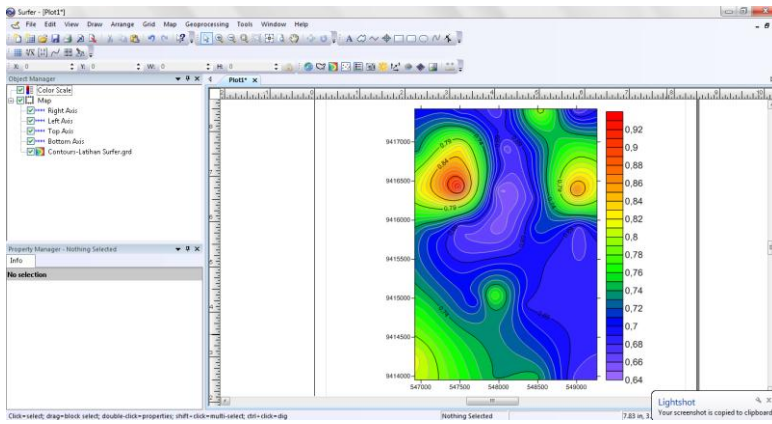
Gambar 6.33. Proses inisialisasi data.

f) Proses pembuatan peta kontur frekuensi dominan dengan menggunakan toolbar *new kontur map*.



Gambar 6.34. Pembuatan peta kontur

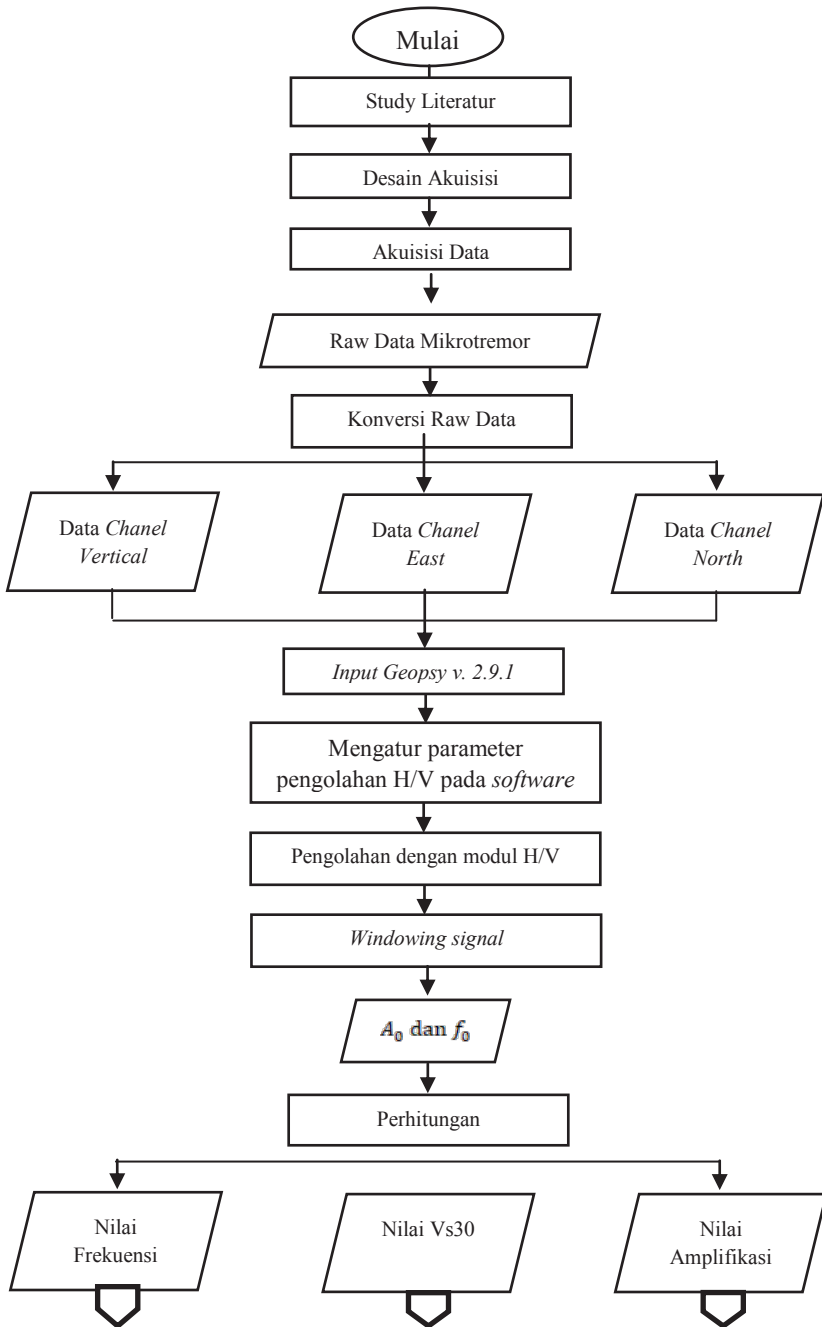
g) Hasil peta kontur frekuensi dominan

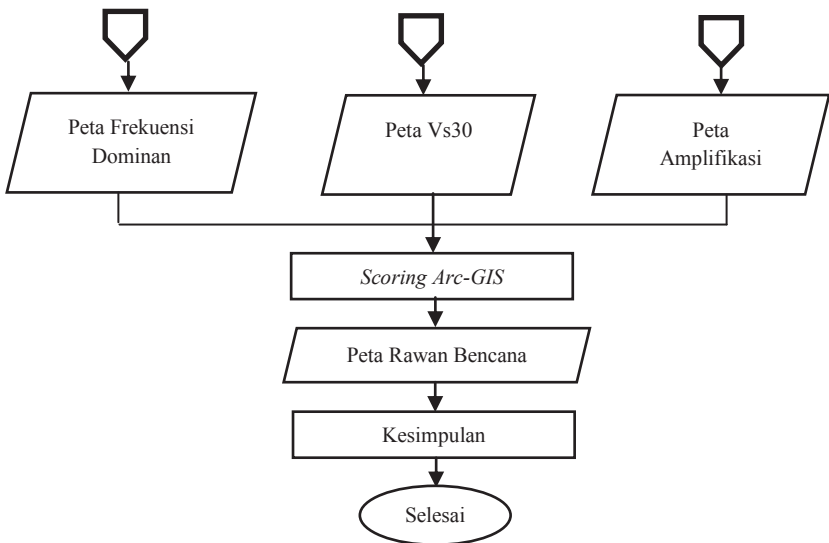


Gambar 6.35. Hasil pengolahan menggunakan Surfer 12.

6.3. Diagram Alir Penelitian

Diagram alir pada penelitian ini diperlihatkan pada **Gambar 6.36**.





Gambar 6.36. Diagram alir penelitian

BAB VII.

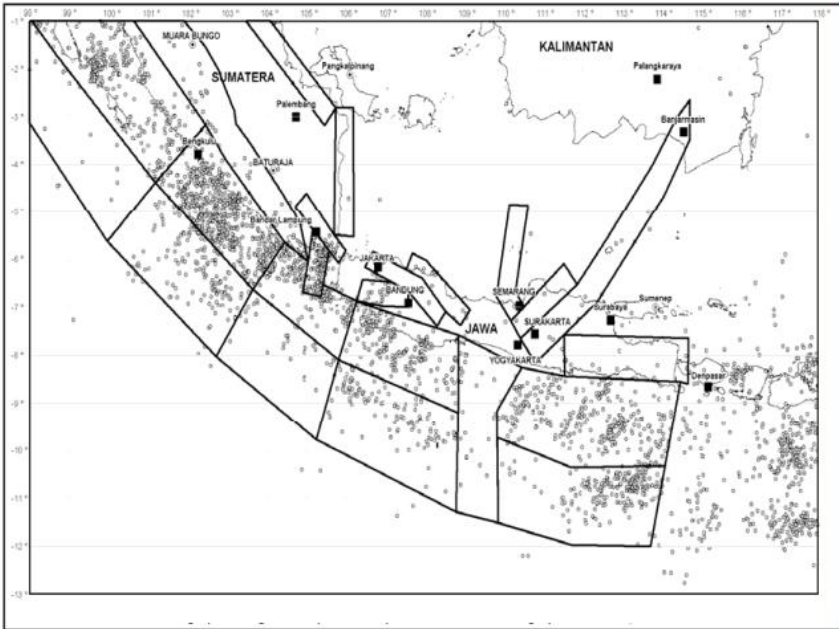
MITIGASI BENCANA

GEMPABUMI DI INDONESIA

7.1. Zonasi Daerah Gempabumi di Indonesia

Bencana alam seakan tidak pernah berhenti terjadi di Indonesia, sehingga sudah tidaklah asing lagi bagi kita jika mendengar terjadinya peristiwa gempabumi, tsunami, letusan gunung berapi, banjir, kekeringan, longsor, dan lain-lain. Indonesia merupakan daerah yang rawan akan adanya bencana, salah satunya adalah bencana alam geologi, karena posisi Indonesia sendiri terletak pada pertemuan 3 (tiga) lempeng tektonik di dunia antaralain: Lempeng Samudra Pasifik di bagian timur, Lempeng Australia di selatan, Lempeng Euro-Asia di bagian barat dan, yang menyebabkan terjadinya bencana alam, seperti tampak dalam **Gambar 7.1.** Wilayah Gempa Indonesia, **Gambar 7.2.** Pola Struktur Seismogenik Busur Sunda Barat dan **Gambar 7.3.** Zona Sumber Gempa Bumi Jawa dan sekitarnya (Rahmat, 2018).

Hampir di seluruh Indonesia adanya kejadian bencana sangatlah mungkin terjadi setiap saat, serta sulit untuk diperkirakan kapan akan terjadinya, kecuali daerah Kalimantan yang relatif stabil. Jawa Barat merupakan wilayah yang memiliki tingkat kerawanan bencana yang lumayan tinggi, karena di wilayah Jawa Barat sendiri memiliki kondisi geologi yang menunjang untuk terjadinya bencana serta banyak terdapat Gunung berapi aktif.



Gambar 7.3. Zona sumber gempabumi jawa dan sekitarnya (Rahmat, 2018).

Bencana kerap terjadi di wilayah Jawa Barat bukan saja menimbulkan kerugian harta dan benda, namun juga menimbulkan banyaknya korban jiwa. Bencana gempabumi yang baru saja terjadi pada tanggal 17 Juli 2018 pukul 15:19:24 WIB di sepanjang kawasan pantai yang termasuk ke dalam wilayah selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Daerah Istimewa Yogyakarta. Gempa dengan magnitudo sebesar 6,8 SR menurut BMG, dan 7,7 Mw menurut USGS (Amerika Serikat), telah menyebabkan kerugian yang sangat besar, yaitu sedikitnya yang menjadi korban sebanyak 437 orang, pengungsi lebih dari 24314 orang dan menimbulkan kerugian harta dan benda lebih dari Rp. 500 milyar, untuk wilayah Jawa Barat saja (data hingga 22 Juli 2006).

Dapat dilakukan upaya untuk memperkecil adanya korban jiwa, harta ataupun lingkungan pada saat terjadinya peristiwa bencana, karena seperti kita ketahui bahwa peristiwa bencana tidak mungkin untuk dihindari. Banyaknya korban jiwa dan harta benda yang

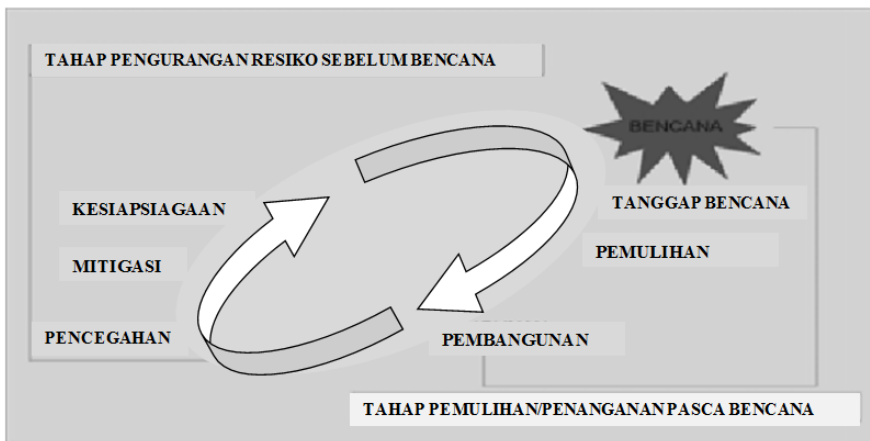
terjadi selama peristiwa bencana, dikarenakan kurang adanya kesadaran serta pemahaman pemerintah ataupun masyarakat terhadap upaya mitigasi adanya potensi kerawanan bencana. Mengamati fenomena yang terjadi di atas, pertanyaannya adalah apakah jika masyarakat yang tinggal di daerah rawan bencana harus selalu memperoleh kerugian yang besar, baik berupa korban jiwa ataupun harta benda, dalam setiap kejadian bencana? Apakah pembangunan yang ada memungkinkan memperparah dampak akibat bencana karena tidak diperhatikannya tingkat kerawanan bencana pada pelaksanaan pembangunan? Pembangunan seharusnya bukanlah proses modernisasi saja, namun juga perlu memperhatikan dan mempertimbangkan peningkatan kualitas hidup pada berbagai aspek baik aspek ekonomi, lingkungan dan sosial yang harus diterapkan dalam pelaksanaan kegiatan pembangunan secara seimbang, antara lain dengan memperhatikan tingkat kerawanan bencana pada pelaksanaan pembangunan. Bagi kita yang tinggal di daerah rawan akan bencana, sudah semestinya mempunyai kebijakan, perencanaan, strategi, ataupun program-program dalam upaya meningkatkan kewaspadaan untuk menghadapi bencana agar dapat maju dan dapat bersaing dengan bangsa lain.

7.2. Manajemen Bencana

Banyaknya peristiwa bencana yang telah terjadi yang bahkan menimbulkan korban jiwa dan kerugian harta benda telah membuat kita sadar akan adanya manajemen bencana di Indonesia masih sangatlah jauh dari harapan kita. Selama ini, kita melihat bahwa manajemen bencana bukanlah suatu prioritas dan juga bukan hanya datang sewaktu-waktu saja, sedangkan kita tau kita tinggal di daerah rawan bencana. Oleh karena itu, sangat perlu adanya pemahaman mengenai manajemen oleh semua kalangan, seperti kalangan masyarakat, pemerintah, maupun swasta (Rahmat, 2018).

Manajemen bencana adalah semua kegiatan mengenai aspek perencanaan serta aspek penanggulangan terhadap kegiatan sebelum, pada saat dan sesudah terjadinya bencana yang dapat

dikenal dengan Siklus Manajemen Bencana (seperti terlihat dalam Gambar Siklus Manajemen Bencana), yang memiliki tujuan untuk (1) mencegah adanya korban jiwa; (2) memperkecil tingkat penderitaan manusia; (3) memberikan informasi mengenai risiko terhadap masyarakat dan pihak berwenang, serta (4) meminimalisir akan adanya kerusakan infrastruktur utama, harta dan benda serta kehilangan sumber ekonomis (**Gambar 7.4**).



Gambar 7.4. Gambar Siklus Manajemen Bencana (Rahmat, 2018).

Secara umum terdapat tiga kegiatan utama dalam manajemen bencana, antara lain:

1. Kegiatan pra bencana yaitu kegiatan pencegahan, mitigasi, peringatan dini dan kesiapsiagaan;
2. Kegiatan saat terjadi bencana yaitu kegiatan tanggap darurat seperti kegiatan *search and rescue* (SAR) untuk meringankan penderitaan sementara, pengungsian dan bantuan darurat;
3. Kegiatan pasca bencana meliputi pemulihan, rekonstruksi dan rehabilitasi.

Kegiatan pada tahapan pra bencana sangatlah penting namun banyak dilupakan, karena yang dipersiapkan pada tahapan pra bencana adalah modal untuk menghadapi pada saat bencana dan pasca bencana. Kegiatan saat terjadinya bencana dilakukan

penyelamatan secara cepat dan tanggap pada saat terjadinya bencana, hal ini bertujuan untuk menanggulangi dampak dari bencana, terutama dilakukan penyelamatan korban serta harta benda, pengungsian dan evakuasi, akan memperoleh perhatian yang penuh baik perhatian dari pemerintah, swasta maupun masyarakat. Banyak pihak yang memberikan perhatian dan uluran tangan dan memberikan bantuan baik berupa tenaga maupun moril serta material pada saat terjadinya bencana. Bantuan yang banyak datang merupakan salah satu keuntungan yang perlu dimanfaatkan dengan baik, agar setiap bantuan yang datang dapat dimanfaatkan dengan baik, tepat manfaat, tepat sasaran, dan efisien. Pada kegiatan tahap pasca bencana, dilakukan pemulihan terhadap keadaan masyarakat yang terkena dampak bencana, hal ini dapat dilakukan dengan cara menggunakan kembali sarana dan prasarana pada keadaan semula. Yang perlu diperhatikan pada tahap ini adalah bahwa rekonstruksi dan rehabilitasi yang akan dilaksanakan bukan hanya dengan melakukan rehabilitasi secara fisik saja tetapi harus memenuhi kaidah-kaidah kebencanaan, dan perlu memperhatikan rehabilitasi psikis seperti trauma, ketakutan, atau depresi.

7.3. Mitigasi Bencana yang Efektif

Tiga unsur utama harus dimiliki pada mitigasi bencana yang efektif antara lain penilaian, peringatan dan persiapan bahaya.

1. Penilaian bahaya (*hazard assessment*); sangat diperlukan untuk mengidentifikasi tingkat ancaman serta populasi dan aset yang terancam. Diperlukan pengetahuan tentang probabilitas kejadian bencana, karakteristik sumber bencana, dan data kejadian bencana yang pernah terjadi untuk penilaian bencana. Pada tahapan dihasilkan Peta Potensi Bencana, peta ini sangat penting digunakan untuk merancang unsur mitigasi lainnya;
2. Peringatan (*warning*); sangat diperlukan untuk memberikan peringatan terhadap masyarakat terhadap ancaman bencana (bahaya tsunami yang diakibatkan oleh gempa bumi, aliran lahar yang disebabkan letusan gunung berapi, dsb). Sistem peringatan didasarkan pada data bencana yang dapat terjadi untuk memberikan pesan kepada pihak yang berwenang maupun

masyarakat melalui peringatan dini serta menggunakan berbagai saluran komunikasi. Dalam memberikan peringatan bencana yang mungkin terjadi harus dapat dilaksanakan secara cepat, tepat dan dipercaya.

3. Persiapan (*preparedness*). Peringatan bencana dilakukan dengan mengacu pada kegiatan mitigasi yang sebelumnya pernah dilakukan. Karena perlu adanya pengetahuan mengenai daerah yang rawan akan bencana, system peringatannya serta kapan harus dilakukan tahapan evakuasi dan kapan saatnya harus kembali pada saat situasi telah kembali aman. Untuk mengurangi dampak akibat adanya bencana perlu dilakukan adanya tingkat kepedulian masyarakat serta pemerintahan daerah. Adapun persiapan lainnya yaitu perencanaan tata ruang yang mengatur mengenai tata letak lokasi fasilitas umum maupun fasilitas sosial di luar daerah yang rawan akan bahaya bencana (mitigasi non struktur), serta adanya pembangunan struktur yang aman akan adanya bencana dan melindungi struktur terhadap bencana (mitigasi struktur).

7.4. Mitigasi Bencana Berbasis Masyarakat

Penguatan kelembagaan, baik pemerintah, swasta, maupun masyarakat, adalah salahsatu kunci faktor kunci dalam kegiatan mitigasi bencana. Penguatan kelembagaan dapat berupa tahapan kesiapsiagaan, tindakan gawat darurat, sistem peringatan dini, evakuasi bencana dan manajemen barak bertujuan untuk mewujudkan masyarakat yang tanggap akan bahaya bencana sehingga dapat memperkecil adanya dampak akan bencana (**Gambar 7.5**). Perwujudan Masyarakat atau komunitas yang berdaya terhadap adanya acanaman bencana dapat dilakukan dengan melalui Siklus Pengurangan Risiko Berbasis Masyarakat atau Komunitas berikut:



Gambar 7.5. Siklus Pengurangan Risiko Berbasis Masyarakat/ Komunitas (Rahmat, 2018).

Adapun usaha untuk memperkuat pemerintahan daerah pada kegiatan sebelum/prabencana yaitu melalui perkuatan unit atau lembaga yang telah ada dan melakukan koordinasi dengan lembaga antar daerah ataupun tingkat nasional serta dilakukannya pelatihan kepada aparat pemerintahan, seperti kita ketahui bahwa bencana tidaklah mengenal wilayah administrasi, dengan begitu setiap wilayah perlu memiliki rencana penanggulangan bencana yang mungkin berpotensi di wilayahnya.

Pemerintahan, masyarakat maupun swasta perlu memperhatikan serta mempersiapkan beberapa hal penting dalam mitigasi bencana, seperti:

1. Kebijakan mengenai pengelolaan ataupun dukungan terhadap usaha preventif kebencanaan (kebijakan tataguna lahan untuk menghindari daerah rawan bencana);
2. Kelembagaan pemerintah yang berfokus terhadap kebencanaan, yang mengidentifikasi daerah rawan bencana, perencanaan penanggulangan, memperhitungkan perkiraan dampak akibat bencana, serta mengadakan kegiatan-kegiatan preventif kebencanaan;
3. Pelaksanaan kebijakan pemerintah mengenai program yang bersifat preventif kebencanaan;
4. Memberikan pengetahuan dan pemahaman kepada masyarakat tentang adanya ancaman bencana.

BAB 8.

STUDI KASUS MIKROZONASI DI INDONESIA

8.1 Studi Kasus Mikrozonasi Di Kota Bandar Lampung Dan Kota Baru Lampung Selatan

Wilayah Kota Bandar Lampung Provinsi Lampung dan sekitarnya secara geografis berada pada jangkauan energi gempabumi di posisi subduksi patahan regional Semangko dan beberapa patahan lokal (**Gambar 8.1**). Oleh karena kedekatan terhadap sumber titik gempa, menjadikan wilayah Kota Bandar Lampung dan sekitarnya memiliki potensi kerusakan dengan skala 7 – 10 MMI (Tingkat kerusakan sedang hingga tinggi).

Bandar Lampung terletak di pesisir barat Pulau Sumatera, dan secara geografis memiliki kesamaan resiko terhadap gempa bumi, seperti yang terjadi pada gempabumi Lombok tanggal 5 Agustus 2018. Proses gempa daratan pada Jalur Patahan Flores dipicu oleh kegempaan tanggal 27 Juli 2018 dengan hiposenter di zona subduksi bagian selatan Lombok. Energi gempa mencapai 7 SR dengan posisi sumber berada pada kedalaman dangkal menyebabkan ambruknya puluhan ribu rumah (**Gambar 8.2**).



Gambar 8.1. Gempa besar di titik-titik kegempaan (zona subduksi) di pulau sumatera (Natawijaya, 2007).



Gambar 8.2. Dokumentasi puluhan ribu bangunan mengalami kerusakan dan roboh akibat gempa berkekuatan 7 sr di lombok

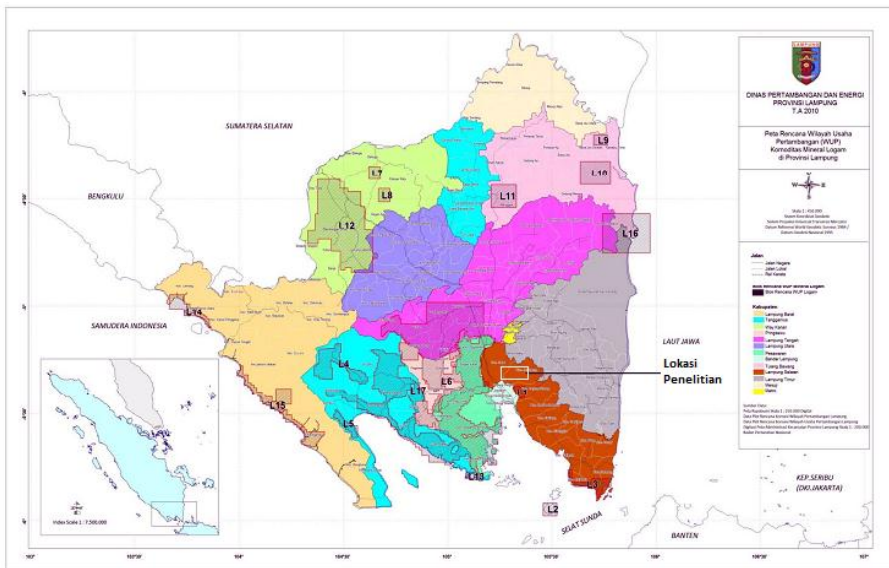
Di Bandar Lampung, kawasan hunian banyak bersinggungan dengan jalur rawan sumber gempa. Hal ini merupakan potret kondisi real Wilayah ini seperti diperlihatkan pada **Gambar 8.3**.



Gambar 8.3. Bandar Lampung hasil citra satelit google map. garis merah penafsiran patahan berdasar data geologi (Mangga, dkk., 1994).

Kota Baru dan Natar merupakan kota satelit Kodya Bandar Lampung selain Kecamatan Kemiling. Kota Baru direncanakan sebagai sebagai pusat pemerintahan Provinsi Lampung menggantikan lokasi lama di Kota Bandar Lampung. Saat ini telah dibangun beberapa fasilitas bangunan utama seperti Kantor Gubernur, Mesjid, Kantor BPS, dan lainnya. Selain itu Kota baru akan dijadikan lokasi baru kampus Universitas Lampung. Disana telah disediakan lahan seluas 150 hektar untuk lokasi perluasan Universitas Lampung. Diantara Kota Bandar Lampung dan Kota Baru telah berdiri Institut Teknologi Sumatera (ITERA) dan di pintu masuk Jalan tol Bakauheni-Tegineneng. Di

Kecamatan Natar terdapat Bandara internasional Raden Intan II. Saat ini telah diresmikan ruas jalan tol trans Sumatera yang melintasi kedua wilayah tersebut. Dengan posisinya sebagai kota satelit dan akan difungsikannya kota baru sebagai perluasan kampus Universitas Lampung ditambah berdirinya ITERA, tentunya akan memicu percepatan pembangunan di daerah itu. Secara geografis Lokasi Kota Baru dapat dilihat pada **Gambar 8.4** di bawah ini.



Gambar 8.4. Peta lokasi Kota Baru

Dinamika sebagai kota satelit bagi Kota Bandar Lampung, Wilayah Kota baru akan mengalami perkembangan pesat, meliputi; kawasan pemukiman, jumlah populasi, sarana dan prasarana vital. Pengembangan pembangunan ke arah kota satelit seperti Kota Baru dan Natar merupakan sebuah keniscayaan, karena kondisi pembangunan di Kota Bandar Lampung sudah sangat padat. Geliat pembangunan yang berkembang seringkali tidak mengindahkan karakter geologi bawah permukaan. Pengembangan kawasan pemukiman dan berbagai bangunan lainnya, tanpa mempertimbangkan zonasi resiko dan spesifikasi teknis. Kebiasaan yang lazim lainnya adalah kita baru akan bereaksi ketika bencana telah terjadi. Deraian air mata, duka nestapa dan kehancuran kota sering mengiringi setiap terjadi peristiwa gempabumi.

Lapisan tanah tempat berpijaknya bangunan dan fasilitas lainnya saat menerima goncangan dari rambatan energi gempa, diasumsikan berperilaku seperti pegas yang bervibrasi dalam arah 3D. Kekuatan gempa, kedekatan terhadap sumber, durasi vibrasi lapisan permukaan, jenis lapisan permukaan dan rancang bangun gedung menjadi variabel yang akan mempengaruhi kemampuan gedung dapat bertahan atau roboh (**Gambar 8.5**).



Gambar 8.5. Gempabumi mampu menguraikan lapisan tanah dan gedung di atasnya.

Peristiwa gempabumi tidak dapat dicegah dan diprediksi dimana, kapan dan berapa besarnya. Upaya aktif yang dapat dilakukan adalah mitigasi terhadap dampak yang dapat terjadi. Hal ini dapat dilakukan dengan membuat zonasi karakter tanah (*site effect*) yang memicu penyebab kerusakan struktur bangunan disertai rekayasa sipil yang dapat dilakukan.

Dengan adanya zonasi karakter tanah (*site effect*), akan memberikan informasi kepada pemangku kepentingan dalam melakukan pengembangan infrastruktur di wilayah tersebut agar frekuensi alamiah dari struktur tidak di bawah frekuensi alamiah tanah pada

saat terjadi gempa. Sehingga dapat diusahakan semaksimal mungkin menghasilkan infrastruktur yang aman dari gempa.

Kondisi geologi Kota Baru yang masih dipengaruhi Sumatera Fault System dan aktivitas tektonik subduksi lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia menyebabkan wilayah ini tidak terlepas dari bahaya gempa yang ditimbulkan oleh kedua fenomena geologi tersebut. Untuk itu perlu mengantisipasi segala bentuk yang ditimbulkan oleh gempa tersebut. Dan tentunya harus ada perencanaan dan penataan agar pembangunan gedung di lokasi ini aman terhadap bahaya gempabumi yang datangnya tidak terduga. Latar belakang inilah yang menjadi dasar disusunnya proposal Penelitian Unggulan Universitas Lampung.

Upaya mitigasi pada daerah rawan gempabumi, dapat dilakukan melalui rekayasa teknis bangunan sesuai mekanika tanah. Kajian daya dukung tanah dan standar bangunan pada daerah rawan gempa menjadi faktor penting berkaitan dengan kewaspadaan menghadapi bahaya gempabumi. Kerugian materi akibat hancurnya fasilitas penting dan banyaknya korban jiwa akibat tertimpa runtuh bangunan merupakan resiko dari kelalaian menyikapi karakter tanah/ batuan sedimen.

Berdasarkan kebutuhan tersebut perlu dilakukan penelitian untuk;

1. Menganalisis karakter tanah pada aspek frekuensi alamiah vibrasi tanah/batuan sedimen.
2. Menganalisis dan membuat zonasi amplifikasi tanah.
3. Menentukan nilai soliditas/ kompaksi tanah berdasar variabel kelistrikan.
4. Membuat Pemetaan zona resiko gempabumi berbasis sistem informasi geografis (SIG).

Upaya untuk mitigasi adalah dengan mengkaji karakteristik tanah dan rekayasa teknik untuk mereduksi dampak yang dapat terjadi. Hasil kajian ini memberikan masukan penting bagi perencanaan;

1. Pengembangan tata wilayah pemukiman dan kepentingan lainnya di kota satelit.

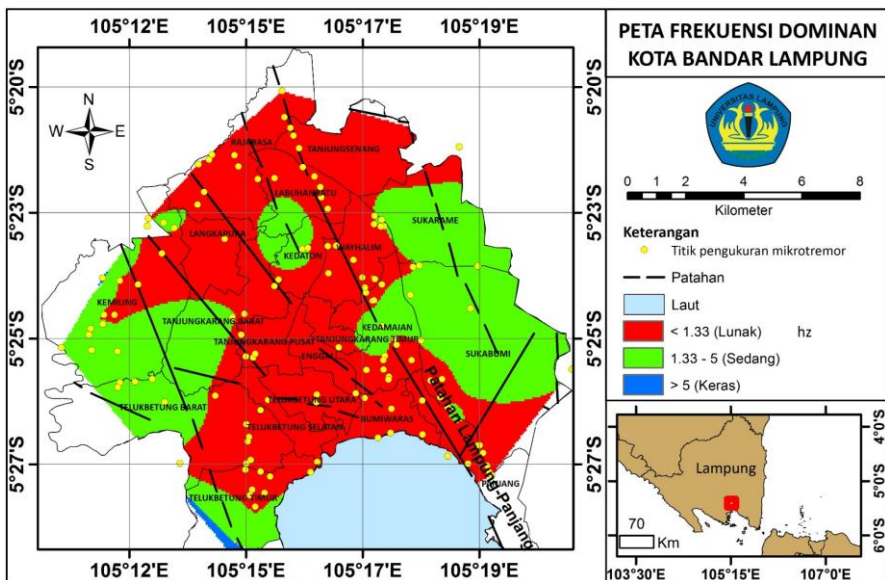
2. Standar teknis bangunan pada daerah rawan yang berkaitan dengan karakteristik tanah.
3. Perencanaan tersebut tentunya akan bermanfaat untuk rekayasa dalam rangka melunakkan akibat yang ditimbulkan gempa bumi (mitigasi) di masa mendatang.

Untuk penelitian awal difokuskan pada (1) pemetaan dan pemodelan kondisi geologi permukaan, (2) Pemetaan topografi dari Peta citra satelit ASTER DEM (3) pemetaan frekuensi vibrasi alamiah tanah, nilai cepat rambat gelombang pada tanah sampai kedalaman 30 m (V_{s30}), percepatan tanah maksimum serta amplifikasinya terhadap gempa yang mungkin datang. fokus bagian ketiga ini akan terjawab melalui pengukuran mikrotremor dengan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr). Parameter HVSr yang dihasilkan berupa frekuensi natural dan amplifikasi mampu mengidentifikasi wilayah rawan atau aman terhadap gempa bumi melalui luaran berupa peta frekuensi, amplifikasi, ketebalan dan kerentanan seismik. Data hasil pengukuran kemudian dianalisis. Selanjutnya, hasil analisis diterjemahkan dalam bentuk peta zonasi rawan gempa.

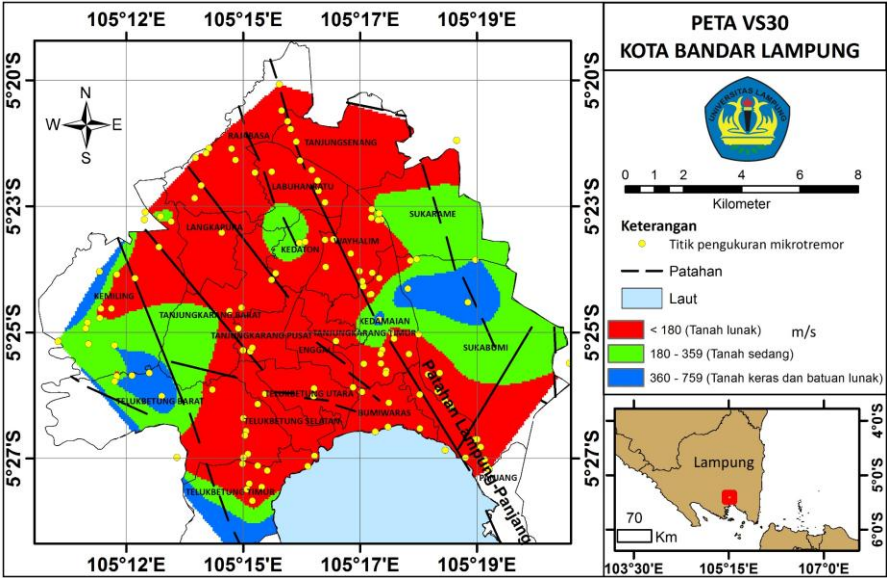
8.2 Hasil Pengukuran Mikrotremor di Kota Bandar Lampung

Pengukuran mikrotremor dilakukan di Kota Bandar Lampung sebanyak 135 titik pengukuran. Pengolahan data mikrotremor menggunakan metode HVSr (*Horizontal to Vertical Spectra Ratio*). Setiap titik dilakukan pengukuran selama 15 hingga 20 menit., kemudian raw data diolah dengan Program *Command Prompt* untuk di konversi ke format **sac*, setelah di konversi dilanjutkan pengolahan menggunakan *Software Geopsy versi 2.9.1*. Metode yang digunakan adalah metode HVSr yaitu metode yang membandingkan antara spektrum gelombang komponen horizontal dengan komponen vertikal. Pengolahan data dilakukan dengan menggunakan lebar *window* 20–25 sekon sesuai dengan keberadaan noise yang ada. Proses penghalusan data (*smoothing*) dilakukan dengan metode Konno & Omachi dengan konstanta penghalusan 40.

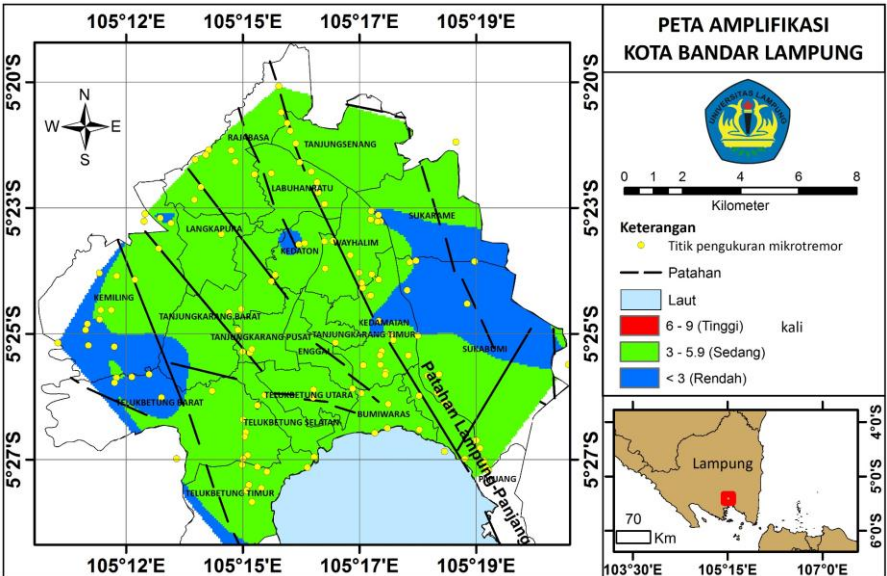
Hasil dari penelitian ini yaitu berupa peta kontur dengan batasan Kota Bandar Lampung. Peta-peta kontur ini terdiri dari hasil *Horizontal to Vertical Spectra Ratiol* mikrotremor. Untuk hasil HVSR terdiri dari peta sebaran nilai frekuensi dominan, Vs_{30} , dan amplifikasi. Peta-peta yang dihasilkan ini merupakan data dan informasi dasar dalam rekomendasi umum dalam kegiatan mitigasi bencana gempa bumi, serta dapat juga menjadi rekomendasi dalam perencanaan pembangunan wilayah di Kota Bandar Lampung. Berikut ini merupakan peta penzonasian yang diperoleh:



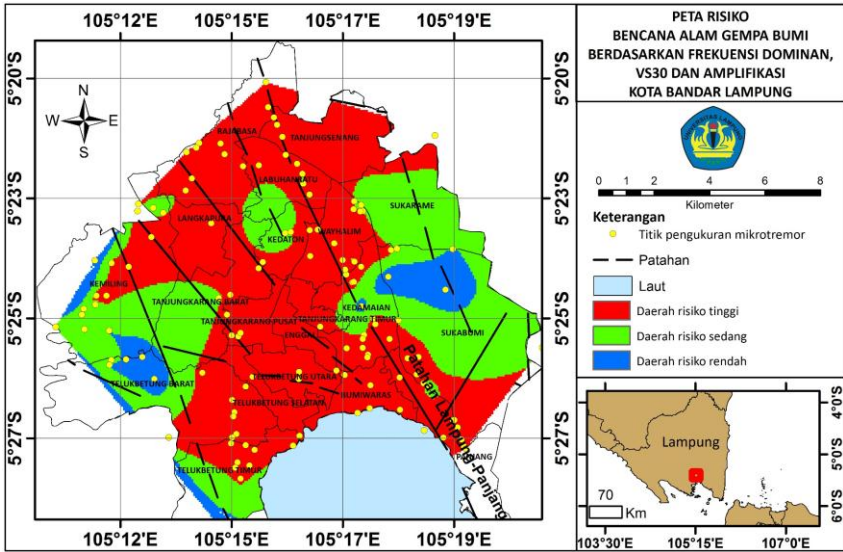
Gambar 8.6 Peta persebaran nilai frekuensi dominan di kota bandar lampung



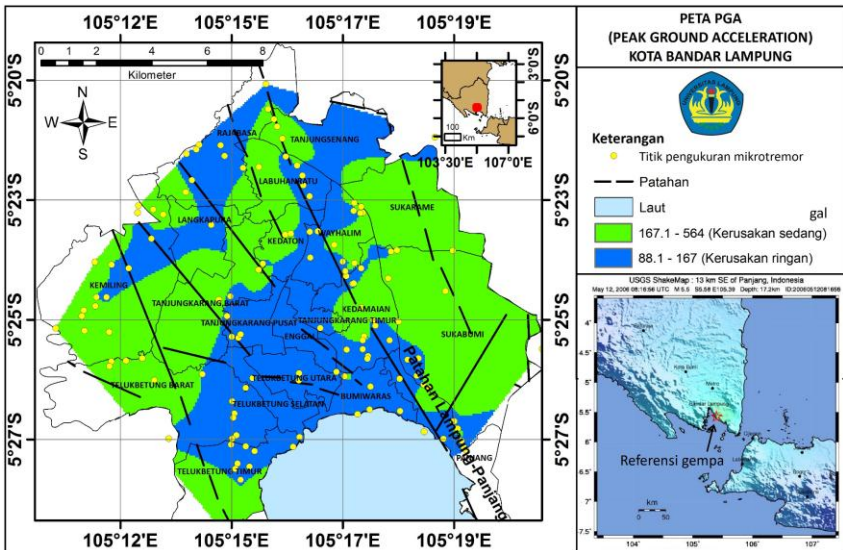
Gambar 8.7. Peta persebaran nilai VS30 di Kota Bandar Lampung.



Gambar 8.8. Peta persebaran nilai amplifikasi di Kota Bandar Lampung



Gambar 8.9. Peta risiko bencana alam gempa bumi di Kota Bandar Lampung.



Gambar 8.10. Peta persebaran nilai PGA di Kota Bandar Lampung.

Pembahasan

Kekuatan guncangan yang dapat di rasakan oleh pergerakan tanah atau yang sering disebut dengan gempabumi yang terjadi pada suatu daerah dipengaruhi oleh beberapa aspek. Aspek yang dapat berpengaruh terhadap kekuatan dari guncangan yaitu besar dari nilai magnitudo dan jarak gempa dengan daerah penelitian yang terdampak akibat gempabumi, selain itu terdapat aspek lain yang mempengaruhi tingkat kekuatan guncangan suatu daerah yaitu keadaan geologi daerah tersebut. Permukaan yang memiliki jenis batuan sedimen(endapan) dapat memperkuat gelombang seismik sehingga memiliki konsekuensi guncangan yang lebih kuat dibanding lapisan keras yang ada dibawahnya. Kekuatan guncangan setiap tempat memiliki perbedaan karena didukung dari beberapa aspek diatas, sehingga perlu dilakukan kegiatan mikrozonasi.

Kegiatan mikrozonasi ini bertujuan untuk mengetahui perbedaan guncangan yang mungkin akan terjadi dengan menggunakan data rekaman mikrotremor. Mikrozonasi pada daerah penelitian merupakan zona daerah yang rawan terhadap gempa bumi, sehingga dapat digunakan dalam acuan pembangunan untuk gedung-gedung yang tahan terhadap gempabumi. Zona rawan terhadap gempa bumi didasarkan pada analisis sebagai berikut:

a. Analisis Nilai Frekuensi Dominan

Frekuensi natural adalah nilai frekuensi yang kerap muncul sehingga diakui sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan di daerah tersebut. Nilai frekuensi dominan dapat menunjukkan jenis dan karakteristik batuan di suatu daerah, nilai frekuensi dominan berkaitan dengan kedalaman bidang pantul bagi gelombang di bawah permukaan, dimana bidang pantul tersebut merupakan batas antara sedimen lepas dengan batuan keras, sehingga semakin kecil frekuensi yang terbentuk dari pemantulan gelombang tersebut menunjukkan bahwa semakin tebal sedimennya atau semakin dalam bidang pantul gelombang tersebut. Jika tanah/batuan di suatu daerah mengalami guncangan atau gempa bumi yang memiliki

frekuensi yang sama atau mendekati nilai frekuensi natural di daerah tersebut, maka akan terjadi resonansi antara tanah dan bangunan dengan gelombang seismik gempa bumi yang dapat mengakibatkan amplifikasi (penguatan) gelombang seismik gempa bumi. Sehingga akan mengakibatkan kerusakan yang parah di daerah tersebut.

Bedasarkan peta sebaran nilai frekuensi dominan pada **Gambar 8.6** dapat diinterpretasikan bahwa di Kota Bandar Lampung, memiliki nilai frekuensi dominan berkisar antara 0,59 – 8,01 Hz. Klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan mikrotremor menurut Kanai dibagi menjadi 3 jenis yaitu jenis I dengan nilai frekuensi yaitu $f_0 > 5$ Hz yang mengindikasikan ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis dan didominasi oleh batuan keras, jenis II dengan nilai frekuensi yaitu $1,33 < f_0 < 5$ Hz mengindikasikan ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori menengah 5 – 10 meter, jenis III dengan nilai frekuensi yaitu $f_0 < 1,33$ Hz mengindikasikan ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori tebal 10 – 30.

Persebaran nilai frekuensi dominan ($f_0 < 1,33$) menyebar hampir di bagian tengah Kota Bandar Lampung, serta nilai frekuensi dominan ini tersebar di sepanjang sesar panjang, apabila di hubungkan dengan lembar geologi tanjung karang frekuensi rendah merupakan endapan alluvium. Endapan alluvium ini ditemukan dengan karakteristik material rombakan berukuran lempung, berwarna coklat kemerah-merahan yang dijumpai pada saat akuisisi data mikrotremor. Frekuensi ini menyebar di hampir semua kecamatan yang ada di Bandar Lampung yaitu diantaranya Kecamatan Panjang, Bumiwaras, Telukbetung Utara, Teluk Betung Selatan, Telukbetung Timur, Tanjungkarang Pusat, Tanjungkarang Barat, Rajabasa, Enggal, Langkapura, Kedamaian, Wayhalim, dan Kedaton. Daerah tersebut merupakan daerah dengan klasifikasi jenis 3 menurut Kanai dengan indikasi ketebalan sedimen yaitu 10-30 meter.

Persebaran nilai frekuensi dominan $1,33 < f_0 < 5$ Hz menyebar di sebelah barat dan timur kota Bandar Lampung, apabila ditinjau dari satuan morfologi daerah Bandar Lampung meliputi 3 satuan

morfologi yaitu diantaranya adalah satuan morfologi dataran rendah, perbukitan bergelombang, dan pegunungan. Berdasarkan nilai frekuensi dominan dengan nilai $1,33 < f_0 < 5$ Hz tersebar di daerah perbukitan bergelombang serta di daerah lereng pegunungan. Frekuensi dominan $1,33 < f_0 < 5$ Hz ini tersebar di beberapa kecamatan antara lain yaitu Kecamatan Sukarame, Sukabumi, Teluk Betung Barat, Kemiling dan bagian Utara Kedaton. Daerah tersebut merupakan daerah dengan klasifikasi jenis 2 menurut Kanai dengan indikasi ketebalan sedimen yaitu 5-10 meter.

Persebaran nilai frekuensi dominan dengan nilai $f_0 > 5$ Hz tersebar di daerah perbukitan yang ada di daerah lereng bukit berbatuan di Kecamatan kemiling serta daerah lereng bukit berbatuan yang ada di teluk betung timur yang merupakan daerah tambang batu, sehingga menghasilkan nilai frekuensi dominan yang tinggi sehingga daerah tersebut merupakan daerah dengan klasifikasi jenis 1 menurut Kanai dengan indikasi ketebalan sedimen yaitu kurang dari 5 meter.

b. Analisis Peta VS₃₀

VS₃₀ Merupakan nilai rata-rata kecepatan nilai gelombang geser hingga kedalaman 30 meter. Nilai VS₃₀ ini dapat digunakan untuk klasifikasi batuan berdasarkan kekuatan getaran gempa bumi akibat efek lokal serta dapat digunakan untuk keperluan dan perancangan bangunan tahan gempa. Menurut Wangsadinata (2006) diperkirakan bahwa lapisan-lapisan hingga kedalaman 30 meter saja yang menentukan perbesaran gelombang. Klasifikasi jenis batuan berdasarkan *National Earthquake Hazard Reduction Program* (NEHRP) menunjukkan bahwa lapisan memiliki kecepatan gelombang geser yaitu 71-961 m/s. Pada peta persebaran nilai Vs30 yang ditunjukkan **Gambar 8.7** di hubungkan dengan nilai frekuensi dominan, untuk membuat *site class* pada nilai Vs mengikuti nilai frekuensi dominan. Nilai Vs 30 yang dihubungkan dengan nilai frekuensi dominan didapatkan dengan menggunakan persamaan

$$V_{s30} = f \cdot 4h$$

Kota Bandar Lampung didominasi dengan kelas tanah E ($V_{s30} < 180$ m/s), kelas tanah D ($180 \text{ m/s} < V_{s30} < 360$ m/s) dan tanah C ($360 \text{ m/s} < V_{s30} < 760$ m/s) menurut klasifikasi NEHRP (2000).

V_{s30} dengan kelas tanah E ($V_{s30} < 180$ m/s) ini menyebar di hampir semua kecamatan yang ada di Bandar Lampung yaitu diantaranya Kecamatan Panjang, Bumiwaras, Telukbetung Utara, Teluk Betung Selatan, Telukbetung Timur, Tanjungkarang Pusat, Tanjungkarang Barat, Rajabasa, Enggal, Langkapura, Kedamaian, Wayhalim, dan Kedaton.

V_{s30} dengan kelas tanah D ($180 \text{ m/s} < V_{s30} < 360$ m/s) dengan karakteristik tanah sedang ini ini tersebar di beberapa kecamatan antara lain yaitu Kecamatan Sukarame, Sukabumi, Teluk Betung Barat, Kemiling dan bagian Utara Kedaton.

V_{s30} dengan kelas tanah C ($360 \text{ m/s} < V_{s30} < 760$ m/s) dengan karakteristik tanah keras dan batuan luak tersebar di daerah beberapa titik yang ada pada Kecamatan Sukabumi bagian Tengah, Bagian Utara Teluk Betung Utara, dan Bagian Barat Laut Kemiling.

c. Analisis Nilai Amplifikasi

Amplifikasi merupakan perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat adanya perbedaan yang signifikan antar lapisan, dengan kata lain gelombang seismik akan mengalami perbesaran, jika merambat pada suatu medium ke medium lain yang lebih lunak dibandingkan dengan medium awal yang dilaluinya. Semakin besar perbedaan itu, maka perbesaran yang dialami gelombang tersebut akan semakin besar. Nilai faktor penguatan (amplifikasi) tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan di bawahnya. Berdasarkan **Gambar 8.8.** menunjukkan nilai amplifikasi 0,66-6,15 kali penguatan.

Zona amplifikasi tanah menurut Marjiyono (2010) dapat terbag menjadi 4 keterangan resiko yaitu dengan kategori resiko rendah yaitu dengan resiko rendah dengan amplifikasi ($0 < A_0 < 3$ kali), resiko sedang dengan amplifikasi ($3 < A_0 < 6$ kali), dan resiko tinggi dengan amplifikasi ($6 < A_0 < 9$ kali).

Persebaran nilai amplifikasi ($0 < A_0 < 3$ kali) dengan resiko rendah diantaranya berada pada Kecamatan Sukabumi, Bagian Selatan Sukarame, bagian barat Teluk Betung Barat, dan Baguan Barat Laut Kemiling, kemudian dengan Persebaran nilai amplifikasi ($3 < A_0 < 6$ kali) dengan resiko sedang berada di kecamatan Kecamatan Panjang, Bumiwaras, Telukbetung Utara, Teluk Betung Selatan, Telukbetung Timur, Tanjungkarang Pusat, Tanjungkarang Barat, Rajabasa, Enggal, Langkapura, Kedamaian, Wayhalim, dan Kedaton.

d. Analisis Nilai Peak Ground Acceleration (PGA)

Percepatan getaran tanah puncak adalah nilai percepatan getaran tanah yang terbesar yang pernah terjadi di suatu tempat yang diakibatkan oleh gempa bumi. Semakin besar nilai PGA yang pernah terjadi di suatu tempat, semakin besar bahaya dan risiko gempa bumi yang mungkin terjadi. Efek primer gempa bumi adalah kerusakan struktur bangunan baik yang berupa gedung perumahan rakyat, gedung bertingkat, fasilitas umum, monumen, jembatan dan infrastruktur struktur lainnya, yang diakibatkan oleh getaran yang ditimbulkannya.

Metode Kanai merupakan salah satu metode pendekatan empiris yang dapat digunakan untuk menghitung nilai percepatan getaran tanah puncak. Metode ini memperhitungkan input parameter gempabumi seperti episenter, kedalaman dan magnitudo, serta periode dominan tanah sebagai input parameter hasil analisis mikrotremor.

Hal ini menunjukkan nilai percepatan puncak tanah (PGA) berkaitan dengan kondisi tanah setempat, dalam hal ini periode dominan tanah disamping besar magnitudo dan jarak sumber gempa. Nilai PGA Kanai berbanding lurus dengan frekuensi dominan

tanah atau berbanding terbalik dengan dengan nilai periode dominan tanahnya. Daerah dengan frekuensi dominan tinggi akan memberikan respon nilai PGA Kanai yang lebih tinggi, demikian sebaliknya daerah dengan periode dominan rendah akan memberikan nilai PGA Kanai tinggi.

Berdasarkan perhitungan PGA dengan skala gempa bumi BMKG menggunakan referensi gempa bumi yang terjadi pada tanggal 12 Mei 2006 berlokasi di Panjang koordinat S5.58 E105.39 magnitudo 5.5 SR kedalaman gempa 17.2 km maka titik pengukuran yang berada di Kota Bandar Lampung terbagi menjadi 2 zona, diantaranya berupa zona kerusakan ringan dan kerusakan sedang dapat dilihat pada **Gambar 8.10**.

Zona kerusakan ringan memiliki nilai PGA antara 88.1 – 167 gal, skala MMI VI. Zona ini tersebar di beberapa kecamatan diantaranya Bumiwaras, Telukbetung Utara, Teluk Betung Selatan, Enggal, Tanjungkarang pusat, hampir seluruh Tanjungkarang Timur, Telukbetung Timur bagian utara, Teluk Betung barat bagian timur, Tanjungkarang Barat bagian timur, Kedaton bagian timur dan selatan, hampir sebagian Way Halim, sebagian Kedamaian bagian selatan dan barat laut, Labuhanratu bagian timur, hampir sebagian Tanjungseneang, hampir sebagian Rajabasa, sebagian Langkapura bagian tengah dan Kemiling bagian timur laut

Zona kerusakan sedang memiliki nilai PGA antara 167.1 – 564 gal, dengan skala MMI VII - VIII. Zona ini tersebar di beberapa kecamatan diantaranya Sukabumi, Sukarame, Telukbetung Timur bagian selatan, Telukbetung barat bagian barat, hampir sebagian Tanjungkarang Barat, Kedaton bagian barat, Way Halim bagian timur, Kedamaian bagian timur, Labuhanratu bagian barat, sebagian Tanjungseneang bagian barat laut dan tenggara, Rajabasa sebagian selatan dan timur, sebagian pinggiran Langkapura dan hampir sebagian Kemiling.

e. Analisis Nilai Frekuensi Dominan, Vs30, dan Amplifikasi

Berdasarkan hasil dari ketiga nilai dari pengukuran mikrotremor diantaranya frekuensi dominan, Vs30 dan amplifikasi maka Kota Bandar Lampung terbagi menjadi 3 zona risiko bencana alam gempa bumi, diantaranya zona risiko rendah, sedang dan tinggi dapat dilihat pada **Gambar 8.9**.

Zona risiko rendah ini didasarkan pada nilai frekuensi dominan daerah tersebut cenderung tinggi, nilai Vs30 cenderung tinggi dan nilai amplifikasi cenderung rendah. Zona ini tersebar di beberapa kecamatan diantaranya sebagian Sukabumi, sebagian Kedamaian, sebagian Kemiling, sebagian Telukbetung Timur, sebagian Telukbetung Barat.

Zona risiko sedang ini didasarkan pada nilai frekuensi dominan daerah tersebut cenderung sedang, nilai Vs30 cenderung sedang dan nilai amplifikasi cenderung sedang. Zona ini tersebar di beberapa kecamatan diantaranya sebagian Sukabumi, sebagian Sukarame, sebagian Kedamaian, sebagian Kedaton, sebagian Tanjungkarang Barat, sebagian Labuhanratu, sebagian Kemiling, sebagian Tanjungkarang Barat, sebagian Telukbetung Barat dan sebagian Telukbetung Timur.

Zona risiko tinggi ini didasarkan pada nilai frekuensi dominan daerah tersebut cenderung rendah, nilai Vs30 cenderung rendah dan nilai amplifikasi cenderung tinggi. Zona ini tersebar di beberapa kecamatan diantaranya Bumiwaras, Telukbetung Utara, Telukbetung Selatan, Enggal, Tanjungkarang Pusat, Wayhalim, Langkapura, Tanjungsenang, Rajabasa sebagian Sukabumi, sebagian Kedamaian, sebagian Sukarame, sebagian Telukbetung Timur, sebagian Telukbetung Barat, sebagian Tanjungkarang Barat, sebagian Tanjungkarang Timur, sebagian Kemiling, sebagian Kedaton dan sebagian Labuhanratu.

8.3 Hasil Pengukuran Mikrotremor Di Kota Baru Lampung Selatan

Berdasarkan penelitian mikrozonasi yang dilakukan di Kotabaru, Kecamatan Jatiagung Kabupaten Lampung Selatan dengan titik pengukuran sebanyak 41 titik. Berdasarkan peta geologi lembar Tanjung Karang, daerah penelitian terletak pada formasi lampung (QTI). Setiap titik dilakukan pengukuran selama 15 hingga 20 menit., kemudian Raw Data diolah dengan Program *Command Prompt* untuk di konversi ke format **sac*, setelah di konversi dilanjutkan pengolahan menggunakan *Software Geopsy versi 2.9.1*. Metode yang digunakan adalah metode HVSR yaitu metode yang membandingkan antara spektrum gelombang komponen horizontal dengan komponen vertikal. Pengolahan data dilakukan dengan menggunakan lebar *window* 10 sekon sesuai dengan keberadaan *noise* yang ada. Proses penghalusan data (*smoothing*) dilakukan dengan metode Konno & Omachi dengan konstanta penghalusan 40. Hasil dari metode HVSR berupa kurva HVSR yang terdiri dari amplitudo dan frekuensi. Informasi yang didapatkan dari kurva tersebut adalah frekuensi dominan (f_0) titik pengukuran. Kurva yang ditampilkan merupakan hasil FFT spektrum amplitudo H/V, setelah itu dilakukan perhitungan manual untuk memperoleh nilai V_{S30} , dan nilai amplifikasi.

Pada zonasi yang diperoleh dari pengolahan data rekaman mikrotremor ini kemudian dianalisis dengan nilai frekuensi, nilai V_{S30} , nilai amplifikasi, dengan cara pembuatan peta berupa peta frekuensi dominan, peta periode dominan, peta V_{S30} , dan peta amplifikasi yang dihasilkan dari pengolahan menggunakan *software surfer 12* hasil pengolahan yaitu sebagai berikut:

Analisis Data Mikrotremor

Kekuatan guncangan yang dapat di rasakan oleh pergerakan tanah atau yang sering disebut dengan gempa bumi yang terjadi pada suatu daerah dipengaruhi oleh beberapa aspek. Aspek yang dapat berpengaruh terhadap kekuatan dari guncangan yaitu besar dari nilai magnitudo dan jarak gempa dengan daerah penelitian yang

terdampak akibat gempa bumi, selain itu terdapat aspek lain yang mempengaruhi tingkat kekuatan guncangan suatu daerah yaitu keadaan geologi daerah tersebut. Permukaan yang memiliki jenis batuan sedimen (endapan) dapat memperkuat gelombang seismik sehingga memiliki konsekuensi guncangan yang lebih kuat dibanding lapisan keras yang ada dibawahnya. Kekuatan guncangan setiap tempat memiliki perbedaan karena didukung dari beberapa aspek diatas, sehingga perlu dilakukan kegiatan mikrozonasi.

Kegiatan mikrozonasi ini bertujuan untuk mengetahui perbedaan guncangan yang mungkin akan terjadi dengan menggunakan data rekaman mikrotremor. Mikrozonasi pada daerah penelitian merupakan zona daerah yang rawan terhadap gempa bumi, sehingga dapat digunakan dalam acuan pembangunan untuk gedung-gedung yang tahan terhadap gempa bumi.

Analisis Nilai Frekuensi Dominan

Frekuensi natural adalah nilai frekuensi yang kerap muncul sehingga diakui sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan di daerah tersebut. Nilai frekuensi dapat menunjukkan jenis dan karakteristik batuan di suatu daerah. Jika tanah/batuan di suatu daerah mengalami guncangan/gempa bumi yang memiliki frekuensi yang sama atau mendekati nilai frekuensi natural di daerah tersebut, maka akan terjadi resonansi antara tanah dan bangunan dengan gelombang seismik gempa bumi yang dapat mengakibatkan amplifikasi (penguatan) gelombang seismik gempa bumi. Sehingga akan mengakibatkan kerusakan yang parah di daerah tersebut.

Pada daerah penelitian di daerah Kotabaru, Jati Agung, Lampung Selatan diperoleh nilai frekuensi dominan 0.63-1.18 Hz. (**Gambar 8.11**). Menunjukkan penyebaran nilai frekuensi dominan daerah Kotabaru. Berdasarkan klasifikasi tanah nilai frekuensi dominan mikrotremor oleh Kanai (1983), daerah penelitian menunjukkan kurang dari 1.33 Hz yang diindikasikan merupakan batuan alluvium yang terbentuk dari sedimentasi delta, top soil. Dengan kedalaman 30 m sehingga memiliki karakteristik yang lunak, dengan

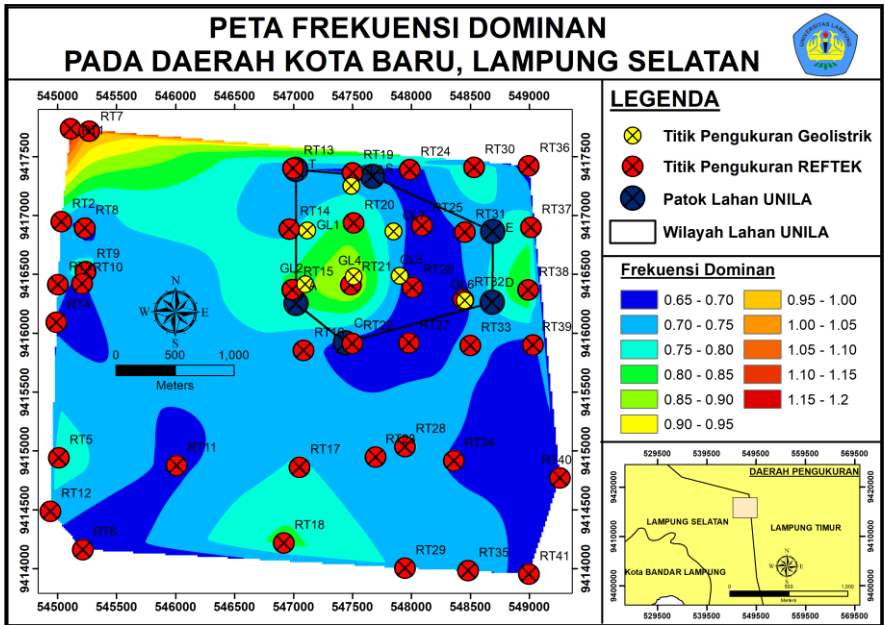
karakteristik ketebalan sedimen sangatlah tebal. Nilai frekuensi dominan suatu daerah sangat penting untuk diketahui karena nilai frekuensi dominan ini biasanya dianggap sebagai nilai natural dari medium tersebut. Nilai frekuensi dominan sangat berpengaruh terhadap ketebalan sedimen, apabila memiliki ketebalan sedimen yang tinggi maka didapat nilai frekuensi dominan yang rendah, sehingga daerah penelitian merupakan daerah yang rentan terhadap gempa bumi.

Nilai periode merupakan waktu yang dibutuhkan gelombang untuk merambat melewati lapisan endapan sedimen permukaan atau mengalami satu kali pemantulan terhadap bidang pantulnya ke permukaan. Nilai periode ini berbanding terbalik dengan frekuensi natural, yang mana jika frekuensi rendah maka periode akan tinggi dan sebaliknya jika frekuensi tinggi maka periode rendah. Untuk mengetahui daerah yang rentan dan tidak rentan terhadap gelombang gempa bumi yaitu daerah yang memiliki nilai periode tinggi akan rentan terhadap gempa bumi. Daerah yang memiliki nilai periode rendah akan aman terhadap gempa bumi. Berdasarkan peta persebaran nilai periode (Gambar 4.3) tersebut dapat diinterpretasikan bahwa peta tersebut didominasi oleh periode yang bernilai rendah yaitu berkisar antara 0.85-1.55 s. Dari peta persebaran nilai periode tersebut dapat disimpulkan bahwa daerah penelitian tersebut rentan terhadap gempa bumi karena didominasi oleh nilai periode yang tinggi dikarenakan periode dominan memiliki keterkaitan yang sangat dekat dengan kedalaman lapisan sedimen (Nakamura, 2008). Periode dominan yang tinggi menunjukkan jenis lapisan sedimen dengan struktur yang lunak dan tebal.

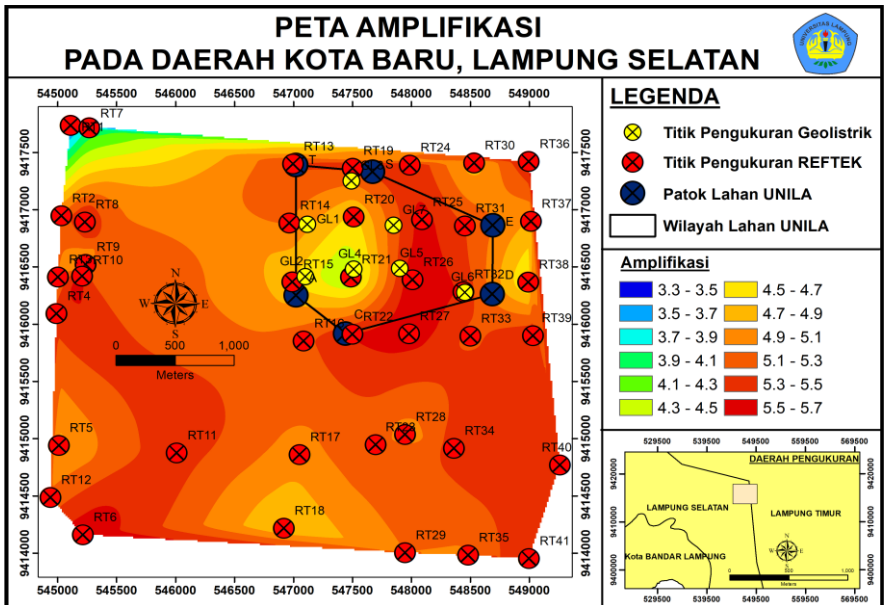
Analisis Nilai Amplifikasi

Amplifikasi merupakan perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat adanya perbedaan yang signifikan antar lapisan, dengan kata lain gelombang seismik akan mengalami perbesaran, jika merambat pada suatu medium ke medium lain yang lebih lunak dibandingkan dengan medium awal yang dilaluinya.

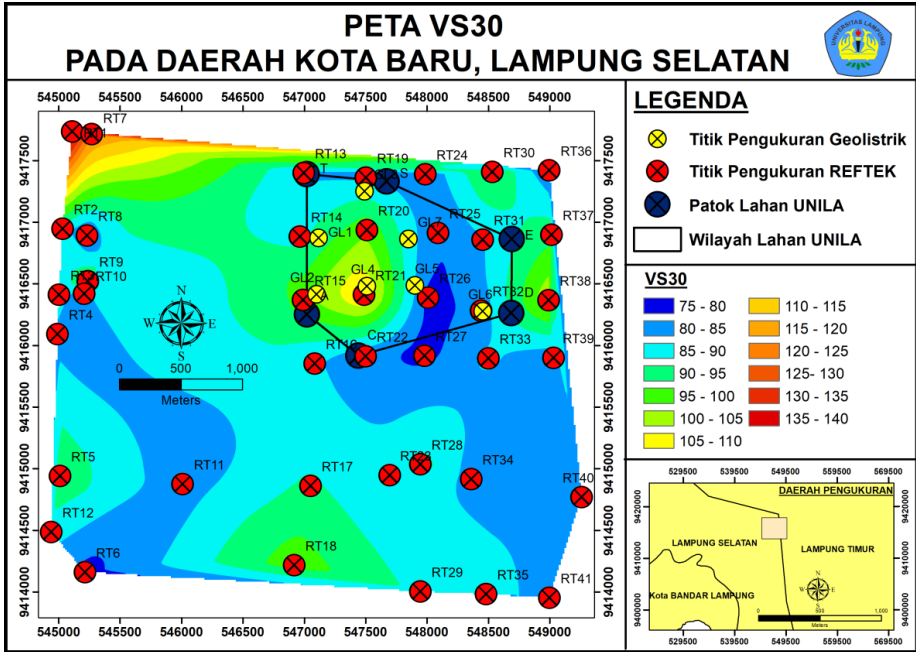
Semakin besar perbedaan itu, maka perbesaran yang dialami gelombang tersebut akan semakin besar. Nilai faktor penguatan (amplifikasi) tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan di bawahnya. Berdasarkan **Gambar 8.12.** menunjukkan nilai amplifikasi 3.4-5.7 kali penguatan, sehingga dapat diindikasikan bahwa daerah ini merupakan daerah yang memiliki resiko kerusakan yang tinggi apabila terjadi gempa bumi, karena tersusun oleh tanah lunak yang diperkirakan memiliki lapisan sedimen yang tebal sehingga gelombang yang menjalar saat terjadi gempa bumi mengalami penguatan gelombang yang besar sehingga menyebabkan kerusakan yang parah apabila terjadi gempa bumi.



Gambar 8.11. Peta frekuensi dominan di Kota Baru



Gambar 8.12. Peta persebaran Amplifikasi di Kota Baru



Gambar 8.13. Peta persebaran Vs30 di Kota Baru

Analisis Peta VS₃₀

VS₃₀ Merupakan nilai rata-rata kecepatan nilai gelombang geser hingga kedalaman 30 meter. Nilai VS₃₀ ini dapat digunakan untuk klasifikasi batuan berdasarkan kekuatan getaran gempa bumi akibat efek lokal serta dapat digunakan untuk keperluan dan perancangan bangunan tahan gempa. Menurut Wangsadinata (2006) diperkirakan bahwa lapisan-lapisan hingga kedalaman 30 meter saja yang menentukan perbesaran gelombang. Klasifikasi jenis batuan berdasarkan *National Earthquake Hazard Reduction Program* (NEHRP) menunjukkan bahwa lapisan memiliki kecepatan gelombang geser yaitu 75-145 m/s dapat dilihat pada **Gambar 8.13** sehingga di indikasikan bahwa lapisan tersebut merupakan lapisan yang lunak, hal ini menyebabkan pembesaran gelombang pada lapisan tersebut sehingga zona ini sangat beresiko tinggi apabila terjadi bencana gempa bumi.

8.4 Studi Kasus pengukuran Mikrotremor di Yogyakarta

Yogyakarta adalah daerah aktif akan bencana gempabumi baik gempabumi yang berasal dari sesar Opak maupun dari zona subduksi. Gempabumi yang bersumber dari kedua lokasi utama tersebut bisa menimbulkan dampak yang berbahaya terhadap wilayah Yogyakarta. Salah satu kejadian gempabumi besar yaitu pada tahun 2006 yang telah menyebabkan lebih dari 5700 orang meninggal dan kerugian mencapai 29,1 Triliun, dengan magnitudo momen 6,3. Tulisan ini memberikan hasil pengukuran nilai rata-rata Vs30, pengolahan dan Interpretasi untuk daerah Yogyakarta khususnya wilayah Kabupaten Bantul dan Sleman. Validasi hasil pengukuran Vs30 dilakukan dengan cara membandingkan peta Geologi Yogyakarta dan hasil perhitungan Vs30 menggunakan rumusan empiris. Selain wilayah ini, Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG) telah melakukan pengukuran yang sama di beberapa kota besar lainnya di wilayah Indonesia. Pengukuran dilakukan dengan memberikan sumber aktif dan direkam oleh 24 *geophone*.

Pengolahan data dilakukan dengan metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW). Hasil pengukuran dan pengolahan data digambarkan berupa peta kontur. Kontur ini memberikan informasi dan dapat digunakan untuk interpretasi risiko gempabumi pada setiap wilayah. Kontur Vs30 dapat menjadi salah satu parameter atau bagian dari peta mikrozonasi untuk wilayah Yogyakarta, khususnya Kabupaten Bantul dan Sleman.

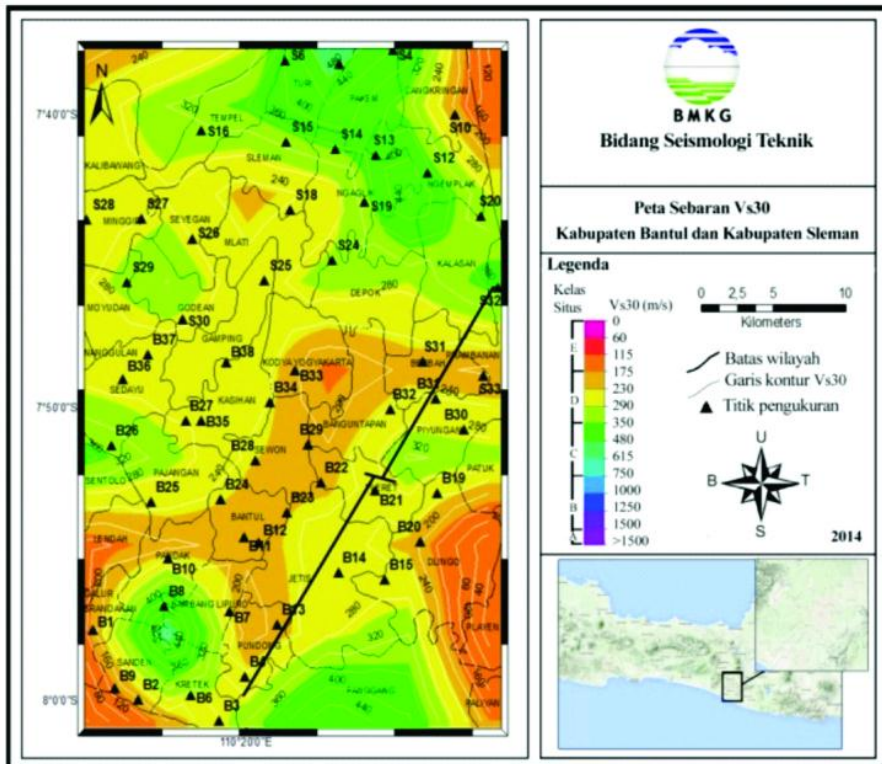
Hasil penelitian ini diharapkan dapat dijadikan sebagai salah satu rujukan untuk pertimbangan pembuatan konstruksi bangunan tahan gempa. Pusat kota yaitu Kotamadya Yogyakarta memiliki risiko amplifikasi gelombang yang relatif besar dan nilai rata-rata Vs30 yang relatif rendah berkisar antara 115-175 m/s. Berdasarkan nilai Vs30 tersebut dapat diinterpretasikan bahwa wilayah ini memiliki jenis tanah yang lunak. Sedangkan wilayah Kecamatan Kretek, Sanden, Pandak dan Bambanglipuro, juga wilayah utara yaitu Kecamatan Turi dan Pakem memiliki tanah permukaan klasifikasi padat dengan nilai rata-rata Vs30 antara 350-480 m/s. Pada wilayah

sekitar sesar Opak nilai rata-rata Vs30 berkisar 175-350 m/s. Nilai tersebut menunjukkan bahwa pada wilayah ini klasifikasi tanahnya tergolong dalam jenis tanah sedang. Merujuk pada hasil studi Marsyelina dkk.

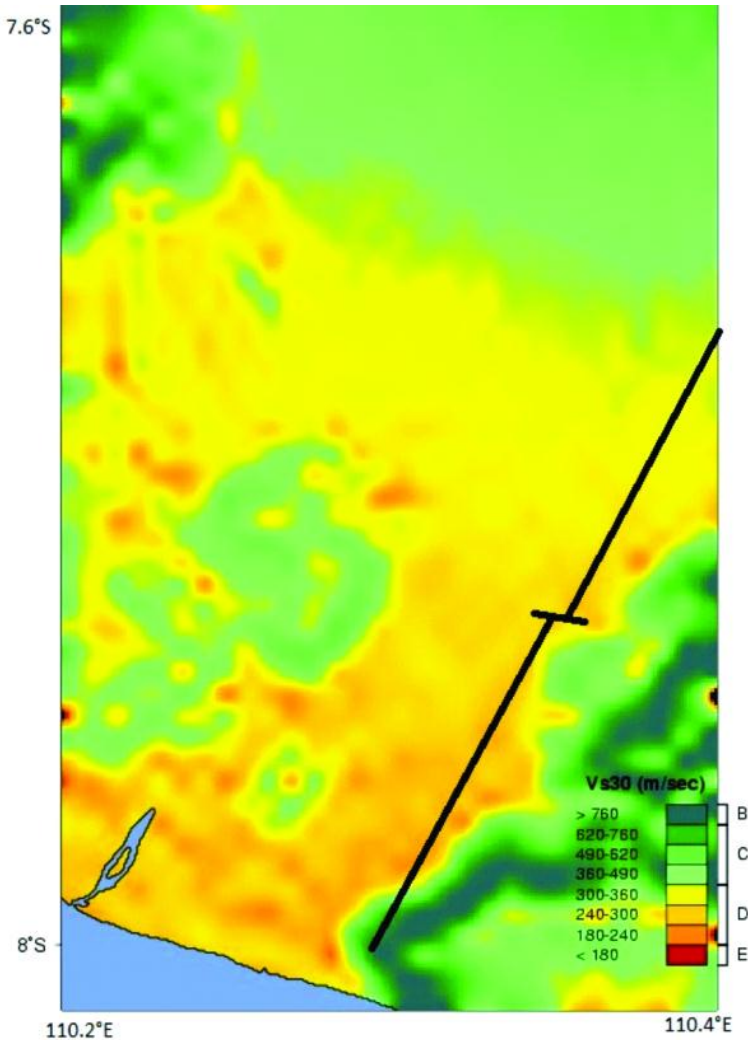
Nilai faktor amplifikasi pada sekitar wilayah sesar Opak adalah 2.2-7. Hasil pengukuran terhadap wilayah Pakem dan Turi sesuai dengan keadaan topografi, wilayah dengan dataran tinggi pada umumnya memiliki nilai rata-rata Vs30 relatif lebih tinggi. Pada wilayah selatan seperti Kecamatan Dungo, Playen, Panggang dan Paliyan, hasil kontur tidak representatif karena tidak terdapat titik pengukuran dan hanya merupakan hasil interpolasi, begitu juga dengan wilayah Kecamatan Kalibawang. Seperti dapat dilihat dalam **Gambar 8.14**, struktur geologi permukaan kota Yogyakarta dan sekitarnya (Kabupaten Bantul dan Sleman) didominasi oleh gabungan lapisan endapan gunung api Merapi muda (Qml) berupa tufa dan breksi hasil pengendapan leleran lava, lapisan aluvial (Qa) berupa pasir, formasi Sentolo (Tmps) berupa batugamping dan batupasir, lanau dan lempung hasil pengendapan sungai, dan formasi Nglanggeran (Tmn) berupa breksi gunung api dan tufa. Di sebelah utara, susunan struktur geologi lapisan seragam berupa formasi Qml. Sedangkan di sebelah selatan, formasi struktur geologi bervariasi antara Qml, Qa, Tmps, dan Tmn. Mengikuti topografi serta aliran sungai, dibandingkan dengan struktur yang ada di utara yang lebih dekat dengan gunung Nglanggeran formasi struktur geologi di selatan belum terpadatkan sempurna dan lebih lunak.

Pada wilayah di sekitar sesar Opak studi yang lain menunjukkan bahwa wilayah tersebut memiliki sedimen dengan ketebalan sampai 50 meter. Menjauh dari sesar Opak ke arah timur kedalaman sedimen bahkan mencapai 100 meter. Kondisi ini membuat wilayah Yogyakarta memiliki potensi untuk relatif berisiko terhadap bahaya yang ditimbulkan akibat gempa bumi. Dengan struktur batuan lunak tersebut, khususnya pada bagian selatan, maka kemungkinan dapat terjadi amplifikasi gelombang sehingga berbahaya untuk bangunan. Perhitungan nilai Vs30 pada dasarnya dapat juga dilakukan dengan rumusan empiris. Salah satu hasil perhitungan nilai Vs30 dengan

menggunakan rumusan empiris adalah sebagaimana yang ditunjukkan dalam **Gambar 8.15**. Peta kontur Vs30 tersebut dapat dibuat dengan menggunakan aplikasi pada website USGS. Nilai Vs30 didapatkan dari fungsi topografi.



Gambar 8.14. Peta kontur vs30 kabupaten bantul dan sleman, yogyakarta hasil pengukuran dalam studi ini. garis hitam menunjukkan lokasi sesar opak.



Gambar 8.15. Peta kontur vs30 kabupaten bantul dan sleman, yogyakarta berdasarkan model rumusan empiris dari usgs. garis hitam menunjukkan lokasi sesar opak.

Tentu saja hasil perhitungan nilai Vs30 melalui pengukuran dilapangan seharusnya memiliki tingkat akurasi yang lebih tinggi dibandingkan dengan hasil perhitungan menggunakan rumusan empiris. Meskipun demikian, karena tampilan hasil pengukuran dibuat dalam bentuk peta kontur, maka tingkat akurasi juga sangat ditentukan oleh kepadatan titik pengukuran. Disamping itu hasil

nilai rata-rata V_{s30} ditentukan juga oleh metode dan tingkat ketelitian atau akurasi pada proses pengolahan data hasil pengukuran di lapangan.

Jika kita bandingkan hasil kedua peta kontur di atas, baik yang pengukuran dan hasil rumusan empiris maka keduanya menunjukkan pola yang sama. Pada wilayah di sekitar sesar Opak yang juga merupakan wilayah aliran sungai, memiliki tanah permukaan yang lunak. Tanah permukaan lunak tersebut pada umumnya berasal dari endapan gunung Merapi. Nilai V_{s30} hasil pengukuran ataupun empiris pada wilayah tersebut relatif lebih rendah dibandingkan wilayah yang lain.

BAB IX.

STUDI KASUS APLIKASI 3M DALAM PANAS BUMI

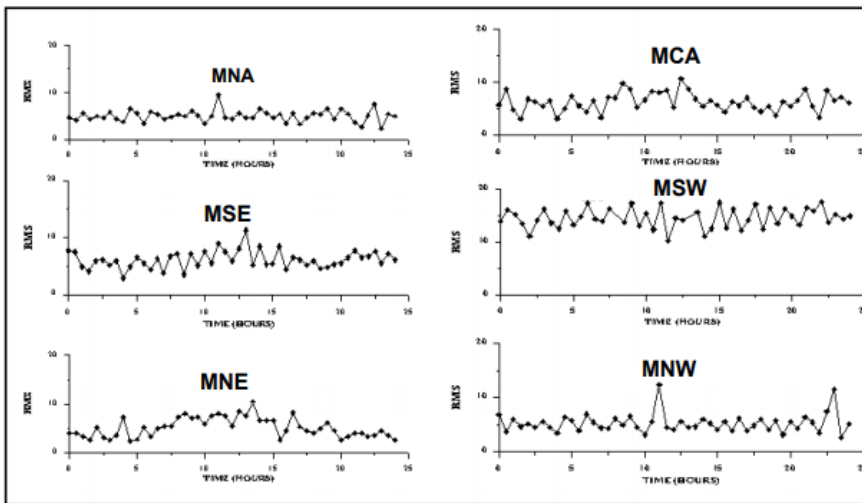
9.1. Studi Pengukuran Di Area Vulkanik Menengai

a. Pemantauan Noise (*Noise Monitoring*)

Telah lama diakui bahwa proses hidrotermal seperti perubahan fasa dalam reservoir panas bumi memancarkan energi seismik [Whiteford, 1975]. *Ground noise* yang tinggi telah terdeteksi di banyak lokasi panas bumi dan beberapa bukti disajikan untuk keberadaan sumber radiasi di beberapa kedalaman, contohnya: Long valley, California [Iyer dan Hitchcock, 1976] dan Grass valley, Nevada [Liew and McEvilly, 1979].

Ground Noise direkam di lapangan sebagai fungsi waktu lebih dari 24 jam di mana instrumen diprogram dengan jendela perekaman 5 detik yang dipicu setiap 30 menit untuk memantau variasi amplitudo kecepatan gerak. Kuadrat akar (RMS) dari kecepatan gerak (Amplitudo) kemudian dihitung melalui jendela 5 detik dalam mikron/detik. Misalnya di Menengai, level noise beresilasi di sekitar rata-rata seperti yang ditunjukkan dalam plot representatif RMS sebagai fungsi waktu (**Gambar 9.1**). Menengai South West [MSW], Menengai South East [MSE], Menengai North East [MNE], Menengai Caldera Area [MCA], Menengai North West [MNW] dan Menengai North Area [MNA] masing-masing memiliki nilai rata-rata 2.5, 2.1,1.5,2.1,1.5 dan 0.5.

Interpretasi amplitudo *ground velocity* menunjukkan nilai tertinggi di wilayah MSW dan MSE, disebabkan oleh gangguan *cultural noise* akibat aktivitas di kota Nakuru dan lalu lintas di sepanjang jalan raya Nairobi-Nakuru-Eldoret. Wilayah MNE menunjukkan level *noise* yang sangat rendah pada malam hari dan meningkat ke level yang sama dengan MSW pada tengah hari karena banyak gerakan di sepanjang jalan dan kota. Area MCA memiliki level *noise* rata-rata yang tinggi dengan standar deviasi yang sangat besar terutama karena kemungkinan kegiatan panas bumi. MCA memiliki aktivitas budaya yang sangat terbatas dengan kebisingan yang secara alami berlawanan dengan MSW dan MSE. Ini ditafsirkan sebagai sumber radiasi terkait *hydrothermal* yang mungkin (Simiyu, 2003).



Gambar 9.1. Noise seismik di area Menengai: MNA, MSE, MNE, MCA, MSW dan MNW.

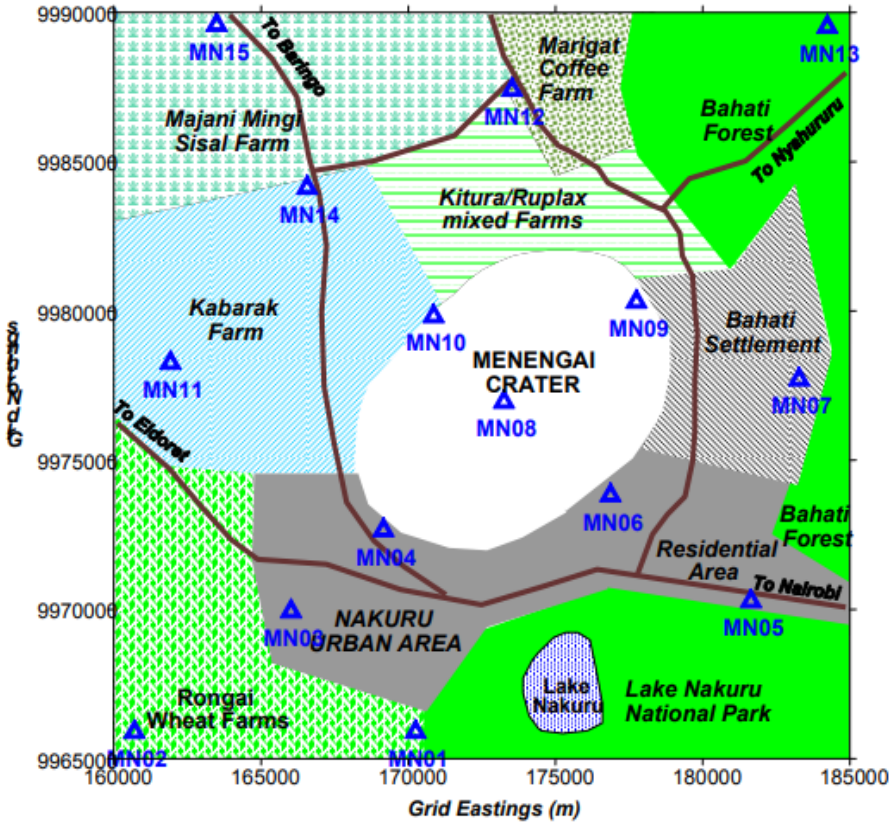
b. Pemantauan Mikroseismik

Pemantauan seismik menggunakan instrumen sebanyak 5 - 200 dilakukan secara terus-menerus selama berbulan-bulan, biasanya diletakkan dalam jaringan untuk menentukan lokasi dan sifat gempa bumi dalam area prospek tertentu seperti yang ditunjukkan di area Vulkanik Menengai (**Gambar 9.2**). Jaringan area yang lebih luas juga dapat digunakan berpusat pada prospek utama yang diminati

dengan raypath yang diperkirakan akan melintasi pusat-pusat gunung berapi. Jaringan yang lebih luas biasanya bertujuan untuk menentukan variasi dalam parameter fisik yang terkait dengan sumber panas, perpindahan panas dan aliran fluida.

Prospek dari jaringan seismograf yang ideal terdiri dari stasiun dengan perekam yang dilengkapi dengan sensor tiga komponen jangka pendek (1-2 Hz) dan sistem waktu GPS digital. Awalnya sensor broadband dikerahkan dalam persegi panjang di sekitar lapangan dalam jaringan area yang lebih luas dengan satu instrumen di tengah poligon. Penempatan yang lebih awal ini telah digunakan untuk menilai kesesuaian metode selanjutnya yang digunakan dengan menganalisis respons instrumen, efek sumber, dan efek situs.

Jaringan proyek utama dirancang untuk mencakup area panas bumi yang potensial dengan lokasi instrumen yang cukup dekat untuk mendeteksi peristiwa dengan magnitudo rendah. Jaringan ini biasanya dirancang untuk mencakup area luas sekitar 20 km yang berpusat pada prospek utama. Jadi, untuk gempa dangkal (kedalaman <5 km) stasiun luar akan merekam gelombang yang dibiarkan melalui batuan dasar dan stasiun dalam akan merekam gelombang langsung yang bergerak melalui lapisan dangkal.



Gambar 9.2. Peta area menengai yang menunjukkan stasiun rekaman seismik, jalan, area perkotaan dan perumahan serta aktivitas pertanian.

Seismometer dipasang sedekat mungkin dengan batuan singkapan untuk menghindari kondisi noise dan redaman tinggi yang terkait dengan formasi kecepatan rendah seperti tufa, tanah dan sedimen. Lubang digali sedalam 2-3 meter untuk ditanamkan seismometer melalui penutup lepas ke material atau batuan dasar yang lebih terkonsolidasi jika memungkinkan. Basis beton yang datar kemudian dibangun dengan ballast dan semen yang dipasangkan ke batuan dasar. Untuk mikroseismik, instrumen diprogram untuk sampel dengan kecepatan 250-500 sampel/detik pada aliran data yang juga dapat pada mode trigger.

1. Pengolahan Data

a. Picking Data

Data diambil untuk waktu tiba (*arrival time*). Ketika waktu tiba P atau S telah diambil, operator menetapkan bahwa *pick* kualitas antara 0 (baik, eror <0,015 detik) dan 3 (buruk, eror besar-0,05 detik). Error waktu tiba gempa diberikan sebagai:

$$\varepsilon_T = [\alpha^2 + \beta^2]^{0.5}$$

dimana, ε_T merupakan eror pembacaan/waktu tiba; α merupakan *picking error*; dan β merupakan eror waktu instrumen.

b. Koreksi Elevasi

Lokasi event mengasumsikan bahwa stasiun perekam terletak pada permukaan horizontal di atas model kecepatan bidang lapisan. Untuk memperbaikinya, penundaan waktu berdasarkan kecepatan yang ditentukan dari bahan dangkal dalam perbedaan topografi wilayah survei ditentukan untuk setiap stasiun dan ini ditambahkan ke setiap set waktu tiba. Level referensi diambil sebagai stasiun terendah ketinggian dalam wilayah survei. Dengan asumsi dekat sudut kejadian vertikal, perbedaan ketinggian antara setiap stasiun dan tingkat referensi adalah perbedaan jalur perjalanan yang harus diperhitungkan. Untuk mengubah perbedaan ketinggian menjadi penundaan waktu, ketinggian dibagi dengan kecepatan material yang membuat topografi di atas datum. Kecepatan yang ditentukan untuk lapisan atas tergantung pada geologi di stasiun. Level referensi ketinggian, ketebalan maksimum dan kecepatan yang ditentukan untuk material di atas datum harus ditentukan dan digunakan untuk koreksi di setiap stasiun.

c. Lokasi Magnitudo dan Event

Waktu tiba P dan S untuk menentukan lokasi episentrum dan hiposenter awal. Data dianalisis, peristiwa diidentifikasi dan kemudian ditemukan. Di area baru, model kecepatan gelombang-P 1D awalnya dibuat untuk seluruh area yang terdiri dari sejumlah

lapisan homogen datar yang bagian bawahnya merupakan setengah ruang dan digunakan untuk memberikan lokasi awal peristiwa. Di Kenya misalnya, model kecepatan awal dari daerah vulkanik celah didasarkan pada data refraksi seismik regional dan digunakan di lokasi kejadian. Model yang dihasilkan diuji dengan peristiwa yang ditempatkan dengan baik dan akhirnya dimodifikasi untuk membuat kecepatan yang diamati dan dihitung setuju. Model tersebut kemudian digunakan untuk mendapatkan lokasi acara awal untuk area tersebut.

Langkah selanjutnya adalah membuat model kecepatan kerak gelombang P dan S gabungan untuk seluruh area. Dapat dilakukann dengan lapisan homogen datar dan gradien kecepatan linier vertikal. Untuk menyempurnakan lokasi event dengan menggunakan gelombang P dan S, perlu untuk mengembangkan model kecepatan yang menggabungkan kecepatan gelombang P dan S. Pertama, rasio rata-rata V_p/V_s untuk seluruh area diperkirakan menggunakan plot Wadati. Gempa bumi dengan pilihan waktu kedatangan dengan kualitas 0 dan 1 digunakan dan untuk menghindari dapat menuju zona yang lebih aktif, gempa bumi yang dipilih harus didistribusikan secara merata di seluruh area. Plot waktu tempuh terhadap jarak dibangun dan kecepatan rata-rata untuk gelombang P dan S diperoleh dengan linear kuadrat terkecil (dengan pertimbangan kedalaman fokus dalam perhitungan jarak pusat gempa). V_p yang ditentukan kemudian dibagi dengan V_s untuk mendapatkan rasio.

Untuk mengoreksi hasilnya, travel time gelombang-S diplot terhadap waktu perjalanan gelombang-P untuk sejumlah gempa bumi dan kemiringan dari kesesuaian kuadrat linear paling rendah memberikan rasio V_p/V_s yang sama. Kedua pendekatan ini harus memberikan hasil yang sebanding. Dalam kebanyakan kasus, waktu kedatangan-S yang paling awal diambil; karenanya hasil analisis dalam banyak kasus bias terhadap kecepatan gelombang S yang lebih cepat. Model baru yang menggabungkan gelombang P dan S kemudian digunakan untuk memindahkan kejadian dan kemudian dibandingkan dengan lokasi awal menggunakan model kecepatan hanya P.

Menggunakan gabungan model kecepatan gelombang P dan gelombang S alih-alih model kecepatan gelombang P saja dapat mengurangi kesalahan lokasi dengan 12-23% horisontal dan 13-28% vertikal. Biasanya eror yang terendah untuk *event-event* dari pusat jaringan dan tertinggi untuk *event* di luar. Klasifikasi berdasarkan perbedaan waktu tiba terdiri dari:

1. *Local Events* ($T_s - T_p < 5$ detik);
2. *Regional Events* ($5 < T_s - T_p < 40$ detik);
3. *Tele-seismic Events* ($T_s - T_p > 40$ detik).

Biasanya menggunakan formula yang diberikan oleh Lee, dkk., (1972) untuk mengevaluasi durasi magnitudo.

$$M_c = 2 \log(C) + 0.00325d - 0.97$$

dimana, d merupakan jarak episenter (km) dan C merupakan durasi gempabumi (detik). Magnitudo gempabumi kebanyakan tercatat pada area *Geothermal* umumnya antara $M_c=1.5$ dan $M_c=3.0$.

Banyak penelitian di bidang panas bumi telah menunjukkan bahwa struktur kecepatan di sebagian besar pusat vulkanik heterogen dari permukaan hingga 4 km. Oleh karena itu satu model kecepatan yang tidak memungkinkan untuk variasi kecepatan lateral tidak memadai untuk menentukan lokasi gempa bumi yang menjangkau 2 wilayah. Untuk mengurangi masalah heterogenitas dalam kasus seperti itu, setiap peristiwa dapat ditemukan menggunakan model kecepatan wilayah asal dan stasiun dalam wilayah tersebut. Stasiun-stasiun yang dekat dengan acara diberi bobot lebih. Selama proyeksi belakang, kecepatan lateral yang homogen diasumsikan. Variasi lateral yang kuat di zona atas (kedalaman 1-4 km) tidak akan secara signifikan mempengaruhi proyeksi belakang jika sinar yang digunakan memiliki hiposenter lebih dalam daripada misalnya 4 km. Heterogenitas akibat anomali lokal dapat mempengaruhi jalur *ray* lebih signifikan seperti refraksi lateral di sekitar daerah lambat anomali, yang akan menghasilkan gambar anomali yang lebih kecil.

Langkah selanjutnya dalam pendekatan ini adalah memecah data menjadi kelompok stasiun hiposenter yang lebih kecil yang terdiri dari gempa bumi yang berasal dari satu bagian lapangan (milik kelompok yang sama). Telah ditemukan di banyak bidang bahwa pola seismisitas bervariasi dari satu bidang ke bidang lainnya. Dengan demikian, bidang seperti itu dapat dibagi menjadi beberapa area. Telah ditemukan di banyak daerah bahwa sebaran sangat mengurangi dengan standar deviasi 0.011-0.04.

d. Analisis Error

Program analisis menghitung matriks 4x4 kovariansi penuh dari solusi, dan berasal darinya error ellipsoid dan horizontal serta vertikal. Penghitungan error memerlukan estimasi varians dalam data waktu tiba, diberikan sebagai:

$$\omega^2 = \varepsilon_r^2 + \varepsilon_f * rms^2$$

dimana, ω^2 merupakan variansi (error standar kuadrat) data waktu tiba; ε_r merupakan perkiraan pembacaan error; dan ε_f merupakan faktor pembobotan untuk memasukkan efek dari solusi yang buruk. Error rata-rata lokasi yang dihitung menggunakan gabungan model kecepatan gelombang P dan S untuk bidang yang berbeda di Kenya rata-rata biasanya; error horizontal 0.3 km dan error vertikal 0.6 km.

e. Penentuan Variasi Rasio Vp/Vs Terperinci

1. Menggunakan Plot Wadati

Pendekatannya adalah memecah data menjadi blok stasiun hiposenter kecil 1x1 km. Blok-blok ini dibuat sedemikian rupa sehingga terdiri dari peristiwa-peristiwa yang berasal dari blok lapangan yang sama (milik kelompok atau kelompok yang sama yang berjarak kurang dari 1 km). Nilai-nilai Vp/Vs kemudian ditentukan untuk setiap blok yang dibagi menggunakan plot Wadati. Plot Wadati adalah metode statistik yang didasarkan pada pendekatan

kuadrat yang cocok. Pendekatan dengan analisis rasio kecepatan ini pada daerah prospek Menengai adalah untuk menentukan

1. Rata-rata keseluruhan rasio V_p/V_s pada seluruh area Menengai untuk digunakan dalam *software Hypo71*.
2. Variasi spasial dari rasio V_p/V_s yang diukur di seluruh wilayah studi.

Untuk menghindari bias ke zona yang lebih aktif, gempa yang dipilih didistribusikan secara merata di seluruh wilayah. Plot sederhana waktu tiba gelombang P dan S terhadap jarak untuk set data yang sama dibangun dan kecepatan rata-rata untuk gelombang P dan S diperoleh dengan linear kuadrat-terkecil (dengan pertimbangan kedalaman fokus dalam perhitungan jarak pusat gempa). Ini penting karena beberapa peristiwa berasal di daerah anomali kecepatan lokal.

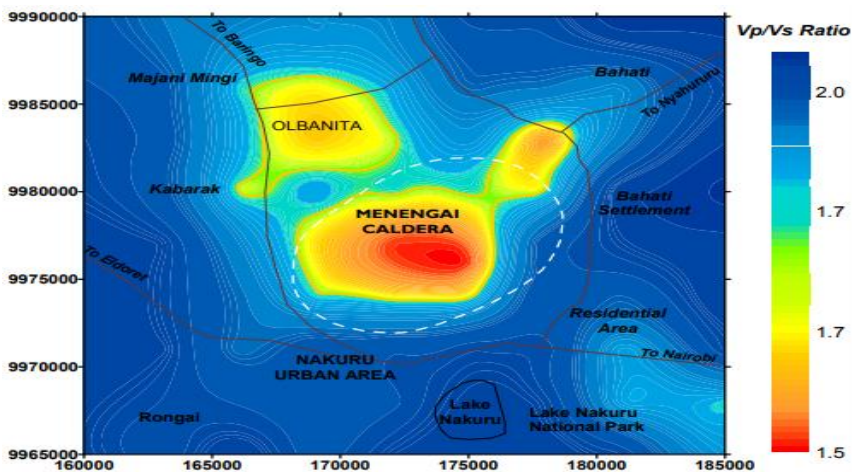
V_p yang ditentukan kemudian dibagi dengan V_s untuk mendapatkan rasio. Untuk mengecek hasilnya, waktu tiba S diplotkan terhadap waktu tiba P untuk sejumlah gempa bumi dan kemiringan linear kuadrat terkecil yang sesuai memberikan rasio V_p/V_s . Menunjukkan hasil bahwa kedua pendekatan ini memberikan hasil yang sebanding. Dalam semua kasus, waktu tiba S yang paling awal diambil sehingga hasil analisis mungkin bias terhadap kecepatan gelombang S yang lebih cepat. Plot-plot ini untuk seluruh area menunjukkan penyebaran yang sangat jelas. Atas dasar rasio ini, model kecepatan dikembangkan untuk daerah Olbanita dan daerah kaldera Menengai.

Rasio V_p/V_s tertinggi terutama untuk gempa di luar jaringan dan sebagian besar untuk gempa dengan NE azimuth. **Gambar 9.4** menunjukkan peta distribusi rata-rata rasio V_p/V_s di seluruh wilayah Menengai. Peta ini menunjukkan bahwa pusat kaldera, tepi kaldera timur laut dan daerah Olbanita memiliki rasio rata-rata terendah. MSW, MSE, MNE dan daerah lain di luar kaldera dan Olbanita memiliki rasio tertinggi.

a). Metode inversi V_p/V_s langsung

Waktu tiba diinversi menggunakan program komputer SIMULPS12 [Evans et al., 1994]. Program ini merupakan modifikasi dari kode asli oleh Thurber [1994] menggunakan raytracing. Program yang dimodifikasi digunakan untuk memecahkan secara bersamaan lokasi gempa dan struktur kerak bumi [V_p dan V_p/V_s] oleh metode kotak (*square method*) iteratif teredam paling sedikit. Pada setiap langkah iterasi, jalur s dan lokasi gempa sepenuhnya diperbarui. Model awal adalah Model 1D yang ditentukan sebelumnya dan digunakan sebagai acuan titik awal untuk inversi. Inisial yang ditentukan rasio V_p/V_s dari 1,71 yang digunakan. Model 3D diturunkan dalam serangkaian inversi yang dimulai dengan inisial grid 100 node pada jarak 5 km. Ini dibuat semakin halus dan final grid memiliki 1.400 node dan jarak 0,5 km dengan model akhir memberikan residu RMS dari 0,03 gelombang P dan 0,067 untuk gelombang S.

Evaluasi resolusi dapat dilakukan dengan menggunakan metode standar yang telah dibahas oleh Foulger et al., (1995) dengan membagi area prospek panas bumi menjadi blok. Hasil analisis menunjukkan bahwa area di sekitar pusat lapangan diselesaikan dengan baik hingga kedalaman 4,5 km. Rasio dan kecepatan yang dikembangkan kemudian digunakan untuk memindahkan event.



Gambar 9.3. Variasi rata-rata V_p/V_s rartion di wilayah studi Menengai

9.2. Gempa Mikro (*Microearthquake*; MEQ) Untuk Panas bumi

Dalam eksplorasi, pengamatan gempa mikro (*microearthquake*) pada eksplorasi panas bumi dilakukan untuk meneliti retakan berpotensi (sesar aktif) yang mempunyai permeabilitas dan porositas tinggi, melokalisir perkiraan daerah prospek panas bumi dan kalau memungkinkan dapat membantu menentukan posisi bor. Sedangkan dalam produksi, berdasarkan pola kejadian gempa mikro (*microearthquake*) yang dipantau dan dilakukan re-injeksi air, dapat diketahui bahwa pengisian reservoir secara keseluruhan dipengaruhi oleh karakteristik pengisian recharge retakan-retakan besar. Karakteristik pengisian kembali reservoir ini penting diketahui untuk melakukan pemeliharaan agar tidak terjadi ketimpangan air dalam reservoir yang pada gilirannya nanti akan mengakibatkan penurunan produksi (Hilyah, 2010).

Meskipun sebagian besar aplikasi pemantauan MEQ adalah untuk menyelidiki kawanan fraktur dari aktivitas produksi dan injeksi (aktif sumber), ada juga kemungkinan menggunakan data MEQ untuk menyelidiki daerah fault dari sumber pasif (tektonik, kesalahan, *fractures*) di bidang eksplorasi. Penelitian ini diperlukan untuk mengidentifikasi daerah seismogenik (seismik aktif) yang menggambarkan eror permeabilitas yang baik atau rekahan dalam wilayah tersebut. Oleh karena itu, diperlukan karakterisasi yang komprehensif dari daerah patahan atau rekahan.

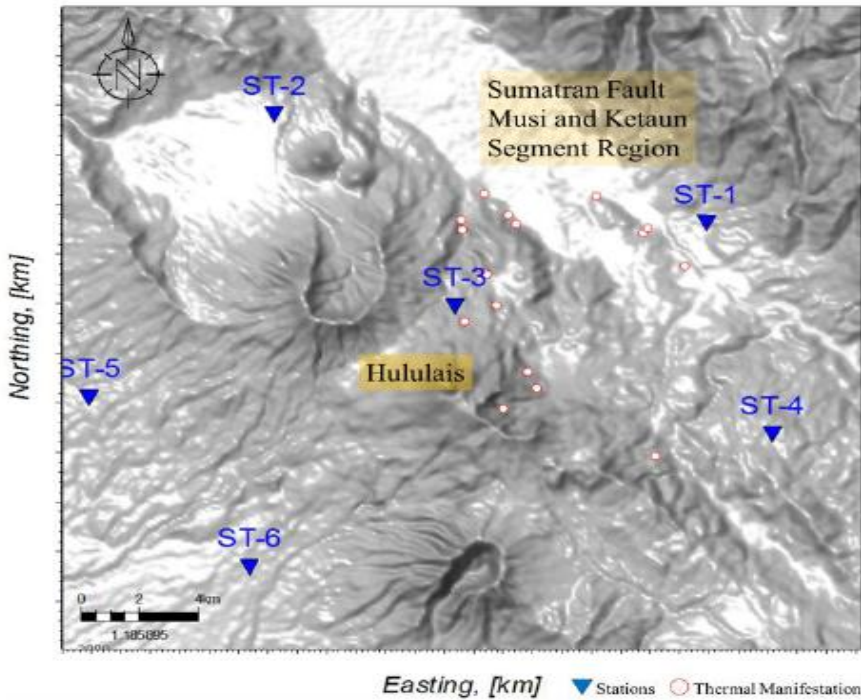
1. Ekspedisi Lapangan *Microearthquake* (MEQ)

a. Konfigurasi Jaringan *Microearthquake*

Ekspedisi Lapangan *Microearthquake* (MEQ) Konfigurasi Jaringan *Microearthquake* Selama April hingga Juli 2012 (120 hari) telah dipasang 6 *geophone* permukaan dengan tiga komponen sensor, frekuensi alami 4.5 Hz dan merekam sinyal dengan menggunakan perekam digitizer seri SMART-24® 24-bit dengan pengambilan sampel pada 200 sampel per detik (sps). 6 sensor ditanamkan pada kedalaman sekitar 2 meter. Jarak antar sensor sekitar 6 km dan

jaringan mencakup seluruh bidang Hulula dan juga daerah sesar Sumatra di sisi timur lapangan (**Gambar 9.4**).

Dengan jangkauan jaringan ini, diharapkan dapat mendeteksi aktivitas seismik alami atau gempa mikro dari patahan Sumatra di sekitar lapangan panas bumi Hululais.

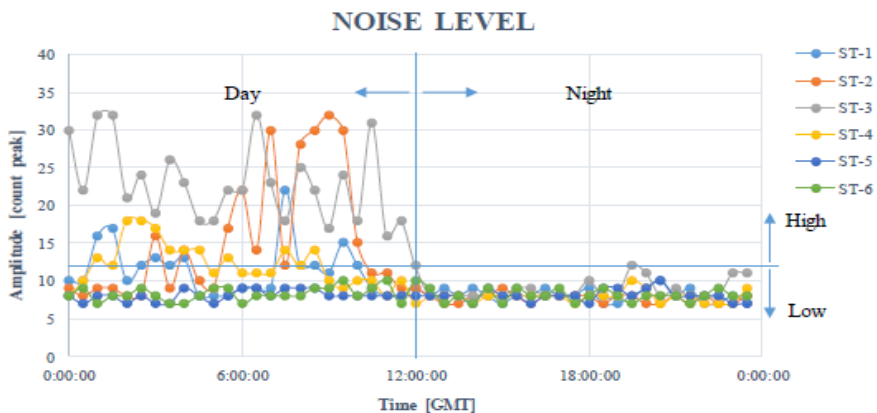


Gambar 9.4. Jaringan MEQ di lapangan panas bumi hululais (Juanda, et.al., 2015).

1). Analisis Tingkat Kebisingan (Noise)

Sebagian besar situs stasiun MEQ (ST) terletak di daerah yang relatif terpencil dan hanya dapat diakses oleh sepeda motor. Berdasarkan hasil pengolahan menggunakan Instrumen SMART-24 ®, dapat didefinisikan bahwa kategori tingkat kebisingan (*noise*) di lokasi sebagai tinggi dan rendah. Ambang amplitudo didefinisikan sebagai 13 count peak. Jika situs yang memiliki amplitudo lebih rendah dari 13 count peak, maka akan didefinisikan sebagai kategori situs dengan *noise* rendah dan sebaliknya. Kategori-kategori ini

menentukan kualitas situs untuk tujuan penyebaran geophone, dimana masing-masing tingkat kebisingan tinggi dan rendah menunjukkan kualitas situs yang buruk dan sangat baik. Grafik pada **Gambar 9.5** menggambarkan sinyal amplitudo (rata-rata) dalam fungsi waktu. Dengan mengambil sampel rekaman 24 jam dari semua 6 stasiun. Berdasarkan grafik, terlihat jelas bahwa umumnya tingkat kebisingan (*noise*) pada siang hari relatif lebih tinggi daripada pada malam hari kecuali pada ST-5 dan ST-6 di mana amplitudo antara siang dan malam adalah serupa



Gambar 9.5. Tingkat kebisingan (*noise*) di lokasi penelitian, menunjukkan tingkat kebisingan (*noise*) selama siang dan malam hari (Juanda, et.al., 2015).

Secara lebih rinci, rata-rata tingkat kebisingan amplitudo pada ST-1 pada siang dan malam hari adalah 10 hitungan puncak. Di situs ST-2, rata-rata amplitudo sekitar 12 hitungan puncak. Situs ST-3 memiliki karakteristik yang sangat berbeda di mana rata-rata amplitudo adalah 17 puncak hitungan. Mirip dengan ST-1, rata-rata amplitudo di situs ST-4 adalah 10 puncak hitungan. Tingkat kebisingan amplitudo terendah, di situs ST-5 dan ST-6, rata-rata sekitar 8 hitungan puncak pada siang hari dan sekitar 8 hitungan puncak pada malam hari. Berdasarkan data ini, kita dapat mendefinisikan bahwa semua situs dikategorikan sebagai situs berkualitas tinggi untuk penyebaran geophone dengan catatan bahwa ST-3 memiliki tingkat

kebisingan yang relatif lebih tinggi. Ini menyiratkan bahwa rasio sinyal terhadap noise (S/N) pada ST-3 lebih rendah daripada situs lain.

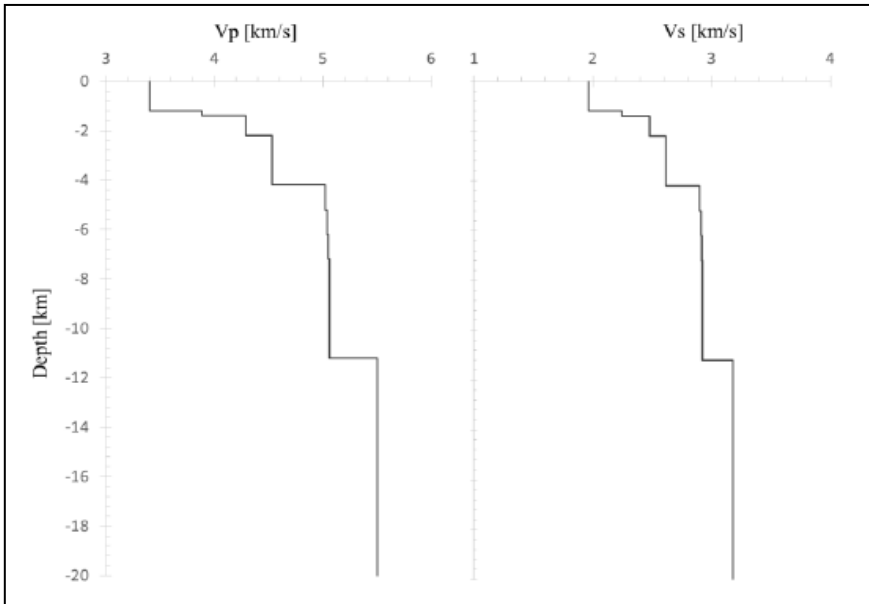
b. Prosedur Pengolahan Data

1). Seleksi Data

Selama 120 hari perekaman, lebih dari 180 peristiwa gempa terdeteksi. Waktu kedatangan gelombang P dan S terdeteksi menggunakan pengambilan otomatis secara rutin berdasarkan pada SAPS seismologis akuisisi data dan sistem pemrosesan yang digunakan dalam program SMARTQuake® (Oncescu, M.C., et al., 1996). Perangkat lunak SMARTQuake® menggunakan program lokasi yang kuat disebut dengan HYPOPLUS (Oncescu, M.C. dan Ruzescu, M., 1997) dimana bekerja dalam mode otomatis. Kemudian menerapkan kriteria pembatasan untuk mendapatkan gempa bumi lokal. Kriteria pemilihan hanya akan memilih gempa bumi yang memiliki perbedaan waktu tiba antara gelombang S dan P kurang dari 3 detik. Untuk tujuan pengambilan, ada batasan tambahan bahwa hanya menggunakan event yang direkam oleh setidaknya 4 stasiun. Kriteria pembatasan ini mengurangi jumlah data menjadi sekitar 53 peristiwa yang mengandung sekitar 960 pengambilan fase waktu kedatangan gelombang P dan S yang diamati.

a). Struktur Kecepatan (Velocity Structure)

Variasi struktur kecepatan lapisan 1-D hanya ditentukan berdasarkan distribusi litologi dari informasi pengeboran sumur. Namun nilai kecepatan gelombang P dan S digeneralisasikan untuk litologi tertentu. Informasi dari stek sumur menggambarkan urutan litologi dari permukaan ke kedalaman total penetrasi sumur (TD). Secara umum, variasi litologi adalah produk vulkanik seperti Breksi, Andesit dan Tuff. Namun untuk bagian yang lebih dalam dari TD, kami mengatur tren kecepatan yang meningkat ke bawah menjadi Moho diskontinuitas. Untuk penelitian ini, kami menggunakan rasio $V_p/V_s = 1,73$. Struktur kecepatan yang kami gunakan dalam penelitian ini diilustrasikan adalah **Gambar 9.6**

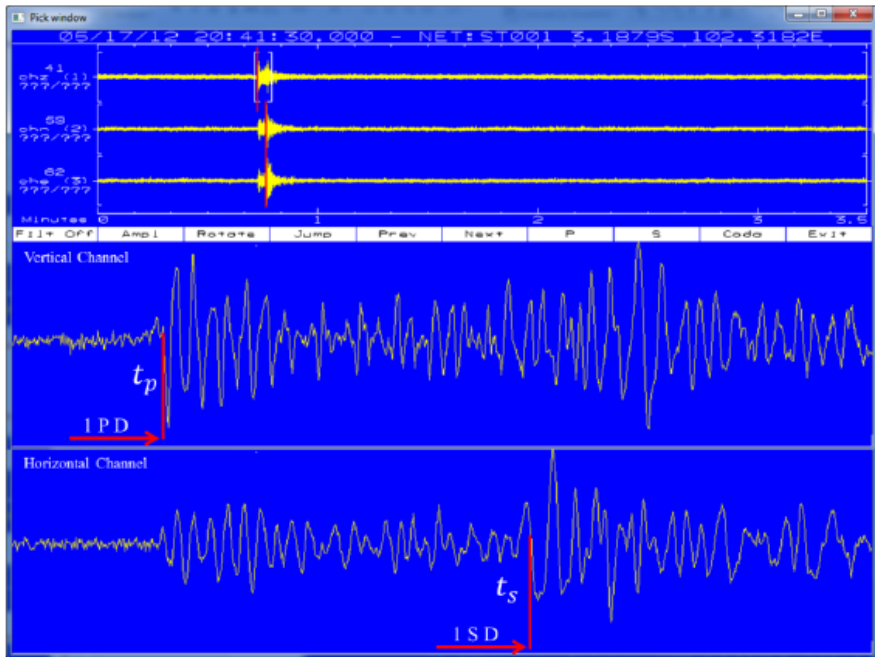


Gambar 9.6. Struktur kecepatan gelombang P dan S yang digunakan pada daerah penelitian panas bumi Hululais dengan rasion $V_p/V_s = 1.73$ (Juanda, et.al., 2015).

a. Picking Fase Manual

Dengan merevisi picking fase secara manual menggunakan perangkat lunak SEISPLUS interaktif. Kualitas bentuk gelombang relatif tinggi seperti yang diilustrasikan pada **Gambar 9.7**. Secara rata-rata, rasio sinyal terhadap noise (S/N) dari semua peristiwa adalah 3.2 sehingga permulaan tiba P dan S sangat jelas. Ketidakpastian picking (timing) ditentukan oleh nilai parameter bobot 0, 1, 2, 3 dan 4 yang sesuai dengan estimasi ketidakpastian pengambilan masing-masing 0 detik, 0,05 detik, 0,1 detik, 0,15 detik, dan 0,2 detik. **Gambar 9.7** menunjukkan proses pengambilan bersama dengan parameter fase seperti P dan S (waktu tiba gelombang bersama dengan polaritas gerak pertama dan penilaian kesalahan. Semua proses pengambilan dalam penelitian ini mengikuti polaritas gerak pertama dan penilaian kesalahan

berdasarkan penelitian ini). Dapat dilihat bahwa pada saluran vertikal dan horizontal parameter memilih adalah 1 PDI dan 1 SDI yang sesuai dengan nilai parameter bobot (1), jenis fase (P dan S masing-masing adalah gelombang P dan S), jenis polaritas (U dan D atau + dan - masing-masing adalah singkatan dari Atas dan Bawah).



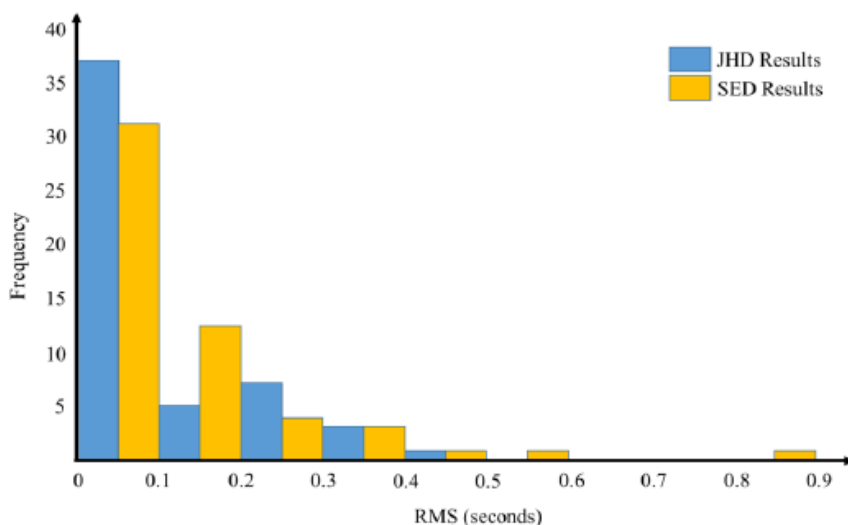
Gambar 9.7. Jendela pengambilan menunjukkan waktu tiba gelombang P (t_p) dan S (t_s). Panel atas menunjukkan peristiwa gempa mikro yang direkam dalam 3 saluran (vertikal dan horizontal) (Juanda, et.al., 2015).

b. Determinasi Hiposenter dan Hasil

Untuk langkah pertama, menentukan lokasi hiposenter dengan menggunakan program HYPOPLUS. Program ini menggunakan metode iteratif Geiger, juga dikenal sebagai teknik Single Event Determination (SED). Hasil dari SED didefinisikan sebagai lokasi hiposenter awal. Setelah itu, merevisi dan memperbarui lokasi hiposenter dengan menggunakan program JHDPLUS (Oncescu, M.C.

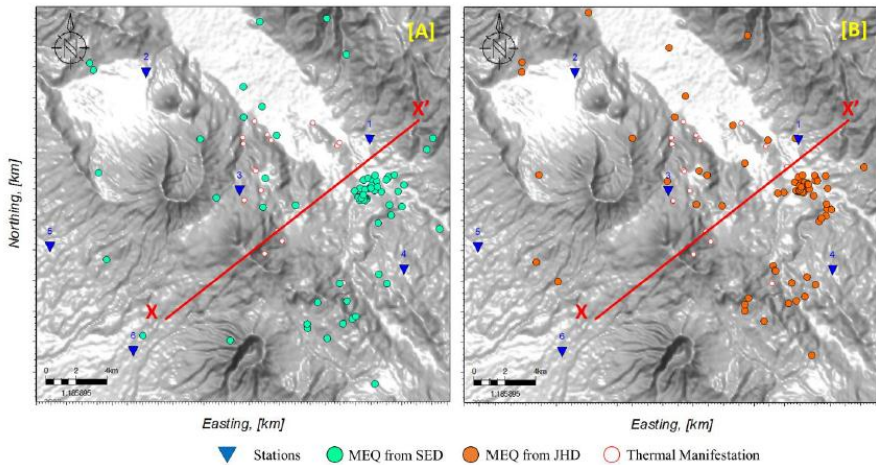
dan Bonjer, K.P., 1997) dengan menerapkan teknik Joint Hypocenter Determination (JHD) (Pujol, J., 2000).

Gambar 9.8 dibawah ini menunjukkan perbandingan nilai error waktu perjalanan (*travel time*) RMS dari teknik SED dan JHD. Rata-rata, teknik SED dan JHD memiliki nilai error RMS masing-masing sebesar 0,15 dan 0,11 detik. Teknik JHD memiliki nilai error RMS yang lebih kecil dibandingkan dengan hasil SED yang berarti bahwa teknik JHD berhasil diterapkan dalam penelitian ini. Nilai error ini menunjukkan kualitas pengambilan antara waktu perjalanan yang diamati dan yang dihitung. Berdasarkan perhitungan ini, teknik JHD telah berhasil diterapkan dan akan digunakan untuk interpretasi lebih lanjut.

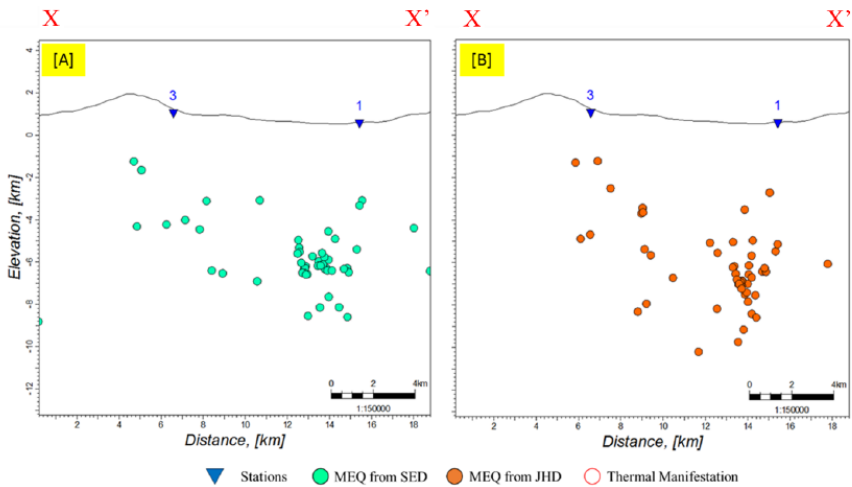


Gambar 9.8. Histogram nilai RMS waktu perjalanan dari hasil SED dan JHD (Juanda, et.al., 2015).

Besarnya *event* MEQ berkisar dari 0,1 hingga 2,3. Penentuan magnitudo gempa bumi lokal (M_L) menggunakan perhitungan magnitudo Wood-Anderson (Ellsworth, W. L., 1991). **Gambar 9.9** dan **Gambar 9.10** menunjukkan perbandingan peta pusat gempa dan distribusi hiposenter berdasarkan hasil dari teknik SED dan JHD.



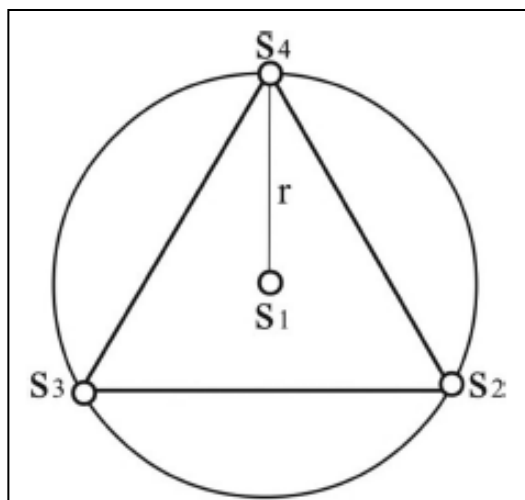
Gambar 9.9. Perbandingan peta pusat gempa menunjukkan hasil dari teknik SED (A) dan JHD (B). Garis merah (X - X') menunjukkan bagian vertikal pada Gambar 10 (Juanda, et.al., 2015).



Gambar 9.10. Perbandingan distribusi hiposenter, menunjukkan hasil dari teknik SED [A] dan JHD [B] (Juanda, et.al., 2015).

9.3. Mikrotremor (*Microtremor*) Untuk Panas bumi

Mikrotremor adalah getaran amplitudo rendah di permukaan bumi, yang biasanya disebabkan oleh perubahan cuaca, tekanan barometrik, gelombang laut, pasang surut, serta aktivitas manusia dan kebisingan yang dihasilkan oleh mesin dalam kehidupan kita sehari-hari. Getaran yang terdeteksi di permukaan bumi biasanya terdiri dari gelombang tubuh (gelombang primer dan sekunder) dan gelombang permukaan (gelombang *Rayleigh* dan *Love*). Diperkirakan bahwa lebih dari 70 persen energi total dalam mikrotremor berasal dari gelombang permukaan (Toksoz & Lacoss 1968). Meskipun bentuk gelombang dan amplitudo dari getaran-getaran lemah ini dapat bervariasi dengan lokasi dan waktu, mereka secara statistik stabil selama periode waktu dan ruang tertentu. Oleh karena itu, proses random yang seimbang dapat digunakan untuk menggambarkan perilaku mereka (Aki, 1957). Berdasarkan prinsip-prinsip proses random yang seimbang, MSM (*Microtremor Survey Method*) membangun kurva dispersi untuk gelombang permukaan (gelombang *Rayleigh*), dimana kemudian dapat menginversi struktur kecepatan gelombang geser.



Gambar 9.11. Ilustrasi susunan pengamatan satu lingkaran untuk metode SPAC. Lingkaran kecil pada segitiga mewakili titik stasiun mikrotremor.

Kurva dispersi dari gelombang permukaan dapat diekstraksi dari komponen vertikal mikrotremor menggunakan metode Autokorelasi Spasial (*Spatial Autocorrelation*; SPAC) (Aki 1957; Ling 1994; Okada 2006). Koefisien korelasi silang spasial sebagai fungsi frekuensi untuk jarak interstasi tertentu; r , dan frekuensi sudut; ω , $\rho(r, \omega)$, dirata-rata pada banyak *azimuth* yang berbeda; τ , dapat ditulis sebagai:

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi\varphi(r=0, \omega)} \int_0^{2\pi} \varphi(r, \theta, \omega) d\theta = J_0\left(\frac{r\omega}{c}\right) \quad (1)$$

dimana $\varphi(r=0, \omega)$ adalah fungsi autokorelasi rata-rata di pusat *array*; $\varphi(r, \theta, \omega)$ adalah fungsi korelasi silang antara merekam di *site* pada koordinat (r, θ) dan perekaman yang diperoleh pada stasiun asal; c adalah kecepatan fase di *site*; dan J_0 adalah fungsi Bessel dari jenis pertama dan urutan nol. Satu-satunya yang tidak diketahui dalam persamaan sebelumnya adalah kecepatan fase untuk setiap frekuensi, yang dapat diperoleh dari inversi koefisien korelasi yang diamati.

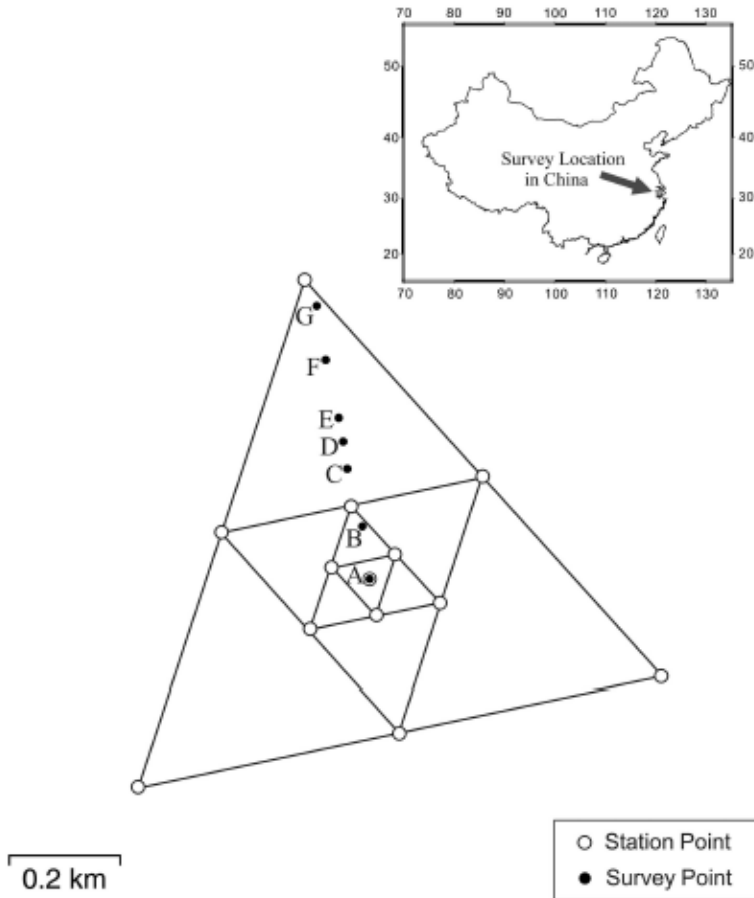
Metode SPAC membutuhkan *array* pengamatan melingkar dimana sensor mikrotremor ditempatkan di dalam lingkaran. **Gambar 9.11** menunjukkan *array* pengamatan lingkaran khas (*array* satu lingkaran) untuk akuisisi data SPAC. Terdiri dari empat stasiun, salah satunya ditempatkan di pusat (S1), tiga lainnya (S2-S4) sama-sama berjarak pada keliling lingkaran dengan jari-jari r , membentuk segitiga sama sisi. Di sini r disebut radius pengamatan. Untuk menghindari kebingungan, lokasi sensor dapat disebut sebagai titik stasiun. Berdasarkan hasil simulasi numerik, panjang gelombang yang terdeteksi oleh metode SPAC bisa lebih dari 8,7 kali dari radius pengamatan (Miyakoshi et al. 1996). Ketika gelombang permukaan mendekati stasiun dalam tiga arah atau lebih berbeda, metode SPAC dapat mendeteksi panjang gelombang hingga 10 kali dari radius pengamatan. Namun, dari data pengamatan mikrotremor aktual, panjang gelombang yang dapat dideteksi sering tiga hingga empat kali radius pengamatan r dengan metode SPAC. Oleh karena itu,

kedalaman deteksi array pengamatan untuk metode SPAC tergantung pada jari-jarinya.

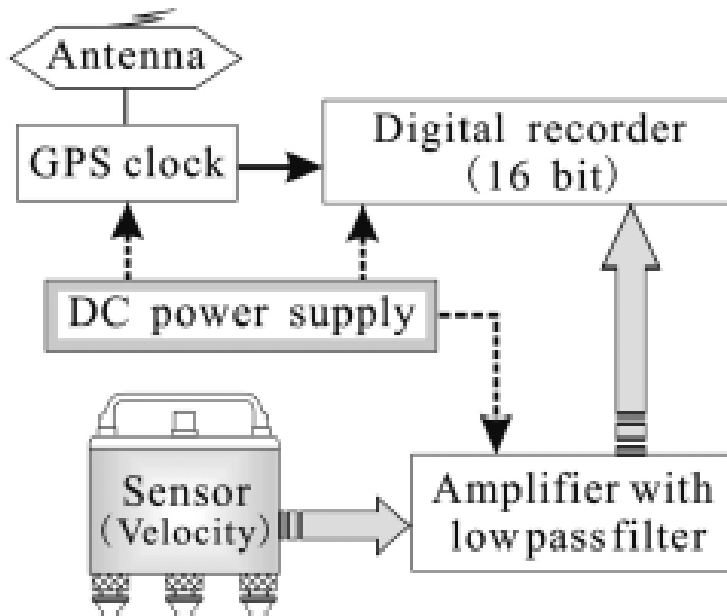
Secara umum, kedalaman deteksi adalah sekitar 3 hingga 5 kali radius pengamatan (Okada 2003). Untuk memiliki kedalaman deteksi yang memadai, array pengamatan aktual dapat terdiri dari banyak array melingkar dengan jari-jari yang berbeda. Untuk mendapatkan bagian 2-D yang menunjukkan struktur geologis (misalnya *fault*), metode yang dijelaskan sebelumnya akan dilakukan titik demi titik sepanjang garis pengamatan 2-D yang telah ditentukan. Kita menyebut titik di mana survei mikrotremor yang dilakukan sebagai titik survei.

1. Akuisisi Data

Proyek prospeksi panas bumi yang dilakukan pada daerah penelitian adalah di Kota Wujiang, Jiangsu Selatan, sebagai contoh untuk menunjukkan cara kerja MSM. Sumur geotermal terletak di daerah pesisir Danau Tai kota. Bagian seismik 2-D dan bagian CSAMT yang diperoleh dan diproses sebelum pekerjaan ini terintegrasi dalam interpretasi. anomali resistivitas rendah dalam data CSAMT menunjukkan kemungkinan zona retak diisi dengan air asin. Seperti yang ditunjukkan pada Gambar 9.13, total tujuh titik survei mikrotremor (A–G) diatur sepanjang garis 2-D. Jarak antara dua titik yang berdekatan adalah: AB = 106.5 m, BC = 105 m, CD = 52.5 m, DE = 43.5 m, EF = 105 m, FG = 104 m. Di setiap titik survei, kami menggunakan beberapa array lingkaran dengan empat lingkaran observasi. Radius pengamatan yang sesuai adalah 600, 300, 150, dan 75 m, masing-masing. Total 13 stasiun sensor diperlukan untuk sistem pengamatan dengan 4 array sirkular (**Gambar 9.12**).

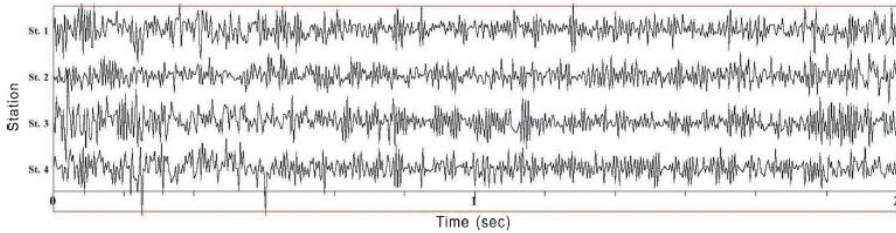


Gambar 9.12. Lokasi survei (kanan atas) dan tata letak (tengah) dari situs pengamatan mikrotremor. Lingkaran terbuka kecil pada segitiga dan pusatnya mewakili titik stasiun mikrotremor dari titik survei A. *Layout* pengamatan serupa untuk sisa titik survei tidak ditampilkan di sini.



Gambar 9.13. Diagram blok dari sistim peralatan pengamatan. Sensor-sensornya adalah jenis kecepatan dengan frekuensi alami 1 Hz, yang direduksi menjadi 0,2 Hz menggunakan rangkaian ekstensi.

Gambar 9.13 menunjukkan diagram blok peralatan yang dibutuhkan di setiap stasiun. Kami menggunakan sensor tipe kecepatan komponen tunggal (komponen vertikal) dengan frekuensi alami 1 Hz. Namun, penggunaan rangkaian ekstensi mengurangi frekuensi alami menjadi 0,2 Hz. Ini sangat penting karena frekuensi alami yang lebih rendah berarti kedalaman deteksi yang lebih dalam. Total 30 menit data direkam secara bersamaan di tujuh lokasi untuk setiap ukuran array menggunakan 16 bit perekam digital. Catatan disinkronkan dengan kode lambat yang dihasilkan oleh jam *Global Positioning System* (GPS). Laju pengambilan sampel 100 Hz dan filter *low-pass* dengan frekuensi *cut-off* tinggi 10 Hz diadopsi. **Gambar 9.14** adalah contoh dari mikroseisme yang direkam.

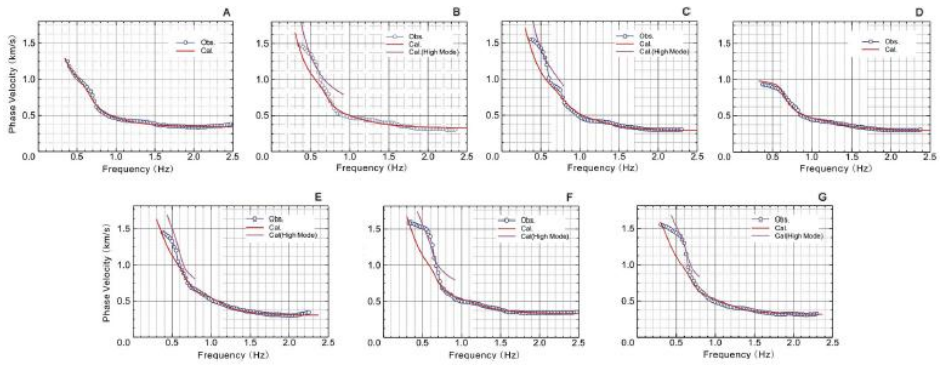


Gambar 9.14. Contoh mikrotremor mencatat pada titik survei B (Array dengan jari-jari pengamatan lingkaran 75 m). Setiap jejak mewakili komponen vertikal gerakan partikel permukaan di lokasi masing-masing sensor.

Akibatnya, dengan memperoleh 7 set data dari 7 titik survei. Set data ini berisi data 30 menit. Karena data yang direkam kadang-kadang terkontaminasi oleh kebisingan yang disebabkan oleh manusia, seperti getaran dari kendaraan, pabrik, dan sebagainya, memilih beberapa bagian berkualitas baik dari setiap set data untuk analisis. Panjang masing-masing bagian adalah 40.96 s.

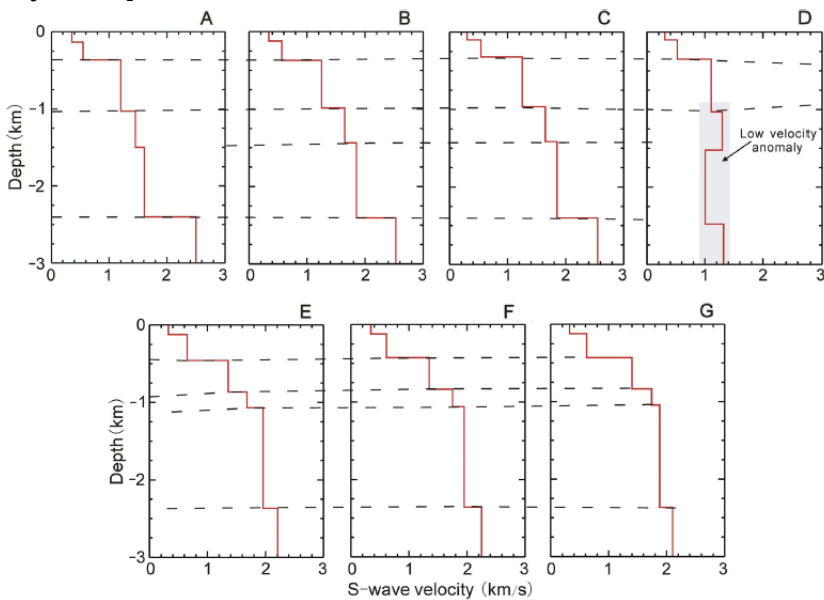
2. Pengolahan Data

Kami memperkirakan kecepatan fase gelombang *Rayleigh* dari komponen vertikal menggunakan metode SPAC (Aki 1957). Estimasi dilakukan menggunakan data pada titik survei A dan D untuk menghitung kecepatan fase mode fundamental gelombang *Rayleigh*. Data dari 5 stasiun lainnya juga digunakan untuk menghitung kecepatan fase gelombang *Rayleigh* dari mode yang lebih tinggi, selain mode fundamentalnya. **Gambar 9.14** adalah kurva dispersi kecepatan fase gelombang *Rayleigh* dari setiap titik survei.



Gambar 9.15. kurva dispersi yang dihitung pada tujuh titik survei.

Model kecepatan gelombang geser 1-D ke kedalaman sekitar 3 km diperkirakan dengan pemasangan kecepatan fase teoretis yang diamati melalui inversi non-linear menggunakan algoritma genetika (GA; Cho et al. 1999). Perkiraan model kecepatan gelombang geser ditunjukkan pada **Gambar 9.16**.

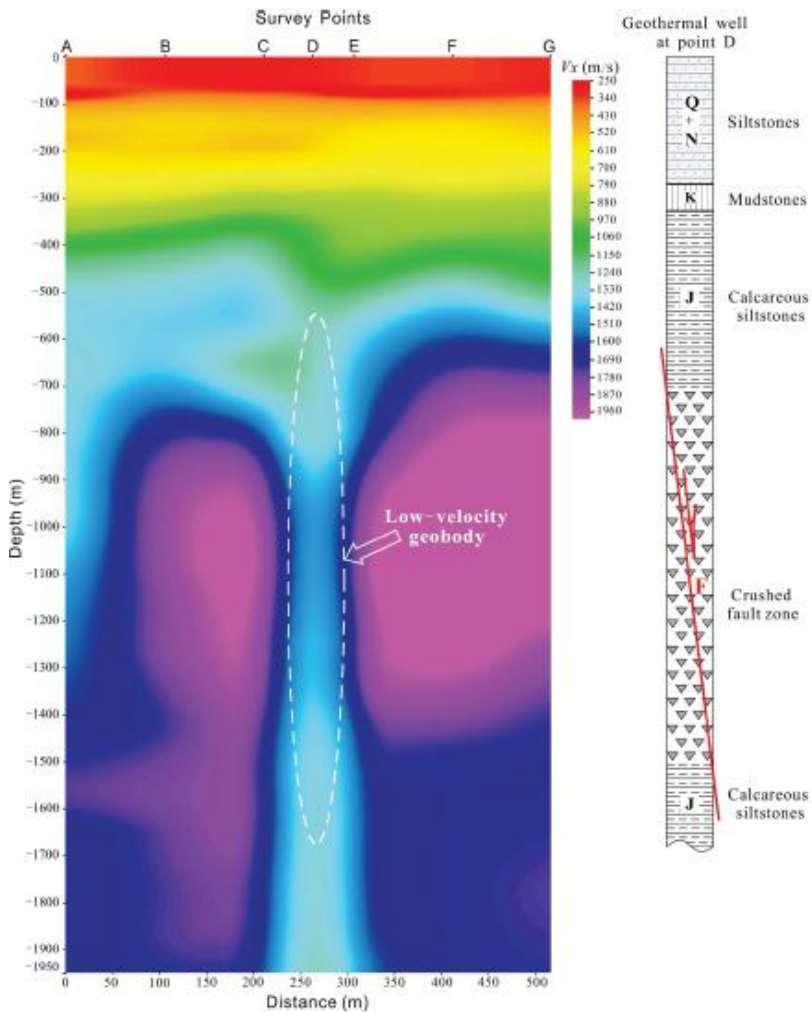


Gambar 9.16. Struktur kecepatan gelombang-s terbalik. perhatikan anomali kecepatan rendah pada titik survei D.

Perubahan relatif dalam kecepatan gelombang S biasanya cukup baik untuk secara visual menunjukkan tubuh geologis yang tidak normal, tanpa mengetahui nilai absolut dari nilai kecepatan gelombang S terbalik. Persamaan berikut sering digunakan untuk mengubah kurva dispersi ($V_r \sim f$, V_r menunjukkan kecepatan fase gelombang Rayleigh, f adalah frekuensi) ke profil kecepatan gelombang S yang jelas ($V_x \sim H$, V_x adalah kecepatan gelombang S yang semu, H mewakili kedalaman; Ling & Miwa 2006), memberikan gambar yang jelas tentang variasi lateral dalam sifat batuan:

$$V_{xi} = \left(\frac{t_i V_{ri}^4 - t_{i-1} V_{r(i-1)}^4}{t_i - t_{i-1}} \right)^{1/4} \quad (2)$$

dimana t_i adalah titik. Subskrip i menunjukkan titik ke- i . V_x adalah kecepatan gelombang S yang jelas yang memiliki dimensi kecepatan. Profil kecepatan gelombang-S yang kontinu secara lateral kemudian dapat diperoleh melalui interpolasi data lateral. Hasil akhir yang diperoleh akan digunakan untuk menafsirkan perubahan lateral relatif dalam litologi dan struktur geologi. **Gambar 9.17** adalah profil kecepatan gelombang-S yang jelas (profil- V_x).



Gambar 9.17. Microtremor V_x penampang. Kolom geologi dari sumur yang dibor kemudian pada titik survei D ditampilkan di sebelah kanan untuk perbandingan. Anomali kecepatan rendah terkait patahan/patahan ditunjukkan dengan menggunakan garis putus-putus putih.

Gambar 9.16 dan **9.17** menunjukkan *geobody* kecepatan rendah yang anomali (seperti yang ditunjukkan oleh garis putus-putus putih pada **Gambar 9.17**) di bawah titik survei D. Kecepatan gelombang geser pada kedalaman dangkal dari 0 hingga 300 m berperilaku normal

dan lateral kontinu. Ada perbedaan kecepatan yang lemah antara *geobody* kecepatan rendah dan batuan sekitarnya pada kedalaman 300 hingga 700 m. Namun, perbedaan kecepatan menjadi lebih besar secara signifikan pada kedalaman dari 700 hingga 1400 m. Pada titik survei yang berdekatan C dan E, kecepatan geser berada pada tren normal. Perkiraan lebar untuk *geobody* kecepatan rendah adalah sekitar 50 m, yang sedikit meningkat dengan kedalaman ke bawah. *Geobody* resistivitas rendah selebar 100 m di bawah D, memanjang dari permukaan hingga sekitar 1500 m, juga diamati dari bagian CSAMT. Anomali kecepatan rendah dan resistivitas rendah ditafsirkan sebagai hasil dari zona yang sangat retak (rusak) di wilayah tersebut, menunjukkan lokasi yang ideal untuk pengeboran sumur panas bumi.

Berdasarkan hasil MSM dan CSAMT yang terintegrasi, sumur panas bumi dibor di lokasi D, mencapai kedalaman total 1680 m. Hasil pengeboran menunjukkan lapisan sekitar 275 m deposit endapan Kenozoikum di atas. Strata Jurassic dari 275 hingga 1680 pada dasarnya terdiri dari batupasir berkapur, breksi vulkanik, dan tuf. Hasil pengeboran juga menunjukkan zona sangat retak antara 700 dan 1500 m (ditunjukkan pada **Gambar 9.17**), yang mengkonfirmasi interpretasi kami. Sumur berhasil menghasilkan 383 m³/d air panas dengan suhu ~46°C.

BAB 10.

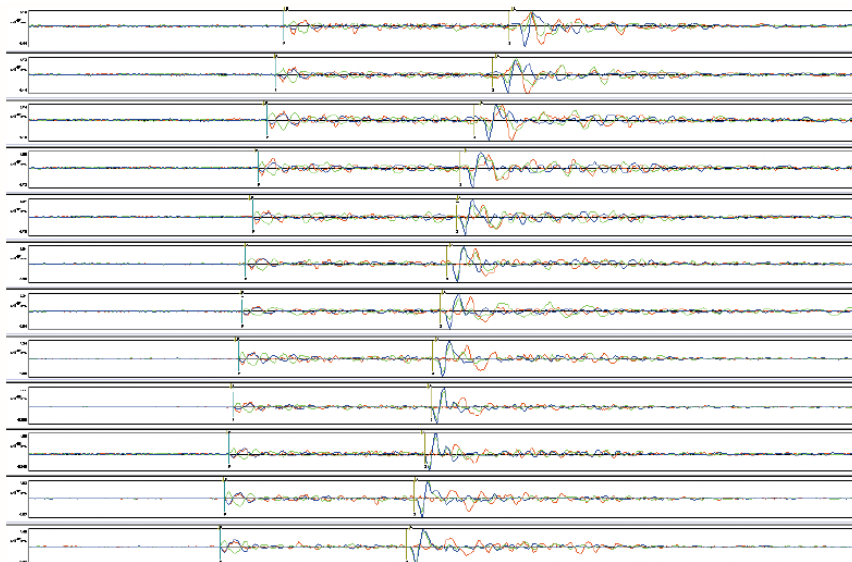
MIKROSEISMIK, MIKROTREMOR, DAN MICROEARTHQUAKE PANAS BUMI

10.1. Mikroseismik Panas Bumi

Mikroseismik adalah metode dalam geofisika yang masuk dalam metode seismik pasif yang dilakukan untuk mendeteksi adanya sumber peristiwa kompaksi yang disebabkan oleh *overburden* di bawah permukaan. Metode seismik pasif menggunakan gelombang seismik yang dihasilkan oleh alam dengan frekuensi yang rendah, dan digunakan dalam pertambangan, minyak dan gas serta panas bumi untuk mendeteksi peristiwa adanya *overburden* di bawah permukaan. Selain itu, untuk pemantauan sesar aktif. Metode seismik pasif digunakan juga sebagai mitigasi bencana gempa bumi, perkiraan adanya bencana gempabumi, pemantauan aktivitas gunung api, dan untuk pemantauan sistem panas bumi.

Sinyal mikroseismik secara umum terekam dan terproses hampir sama dengan sinyal pada gempa tektonik. Namun, pada analisa sinyal gempa tektonik magnitude berada diatas 5 Mw, sedangkan pada analisa gempa mikro di area geotermal berada pada magnitude kurang dari 3 Mw (Julian dan Foulger, 2009). Sinyal mikroseismik umumnya direkam dan diproses dengan cara yang sama seperti sinyal gempa. Pertama, sinyal kontinu dianalisis dengan algoritma deteksi gempa untuk menentukan kapan sumber energi impulsif telah terjadi. Seismogram kemudian diarsipkan, termasuk beberapa jendela waktu *pre-trigger* untuk menangkap data sebelum sinyal terdeteksi. Seismogram dari sinyal mikroseismik identik dengan gempa kecil lokal dengan fase gelombang P dan S (**Gambar 10.1**).

Namun, amplitudo relatif gelombang P dan S tergantung pada mekanisme deformasi dan pola radiasi yang terkait. Tergantung pada sifat dari situs rekaman, kebisingan budaya dapat menjadi masalah termasuk gelombang tabung ketika sensor berada dikerahkan dilubang bor.



Gambar 10.1. Seismogram dari peristiwa mikroseismik yang diinduksi selama stimulasi hidrolik.

Peristiwa mikroseismik dapat diidentifikasi berdasarkan karakteristik sinyal. Pemrosesan dasar data seismik pasif dimulai dengan menempatkan peristiwa (lokasi hipokentral 3-D dan waktu asal). Dalam aplikasi lubang bor, sensor triaksial digunakan untuk menentukan fase insiden dari fase insiden. Model kecepatan terperinci dapat dibangun dari *log sonic*, dan lokasi acara dihitung pada titik di ruang yang cocok dengan fase yang diamati dari berbagai fase dan orientasi jalur sinar. Basis data lokasi acara kemudian tersedia untuk gambar lokasi memproses secara *real-time*. Atribut seismik tambahan juga bisa pelepasan *stress*, luas, dan frekuensi seismogram: seperti besarnya peristiwa, pelepasan energi, dan perpindahan *slip*. Atribut tambahan ini dapat berguna ketika menafsirkan sifat deformasi seismik, dan juga dapat dihitung secara

otomatis. Studi desain biasanya diperlukan untuk mengoptimalkan jumlah dan lokasi sensor untuk memaksimalkan akurasi parameter yang dihitung ini. Di luar atribut seismik "standar" ini, pola radiasi juga dapat dianalisis untuk menentukan tensor momen seismik terkait dengan perubahan gaya pada sumber selama seismik deformasi. Tensor momen dapat diinterpretasikan dalam bentuk geser versus dilasi atau sifat tekan deformasi, atau dengan kata lain apakah fraktur membuka atau menutup. Salah satu masalah yang paling umum adalah analisis pada bidang patahan gempa (atau "bola pantai"). Ini bisa digunakan untuk menentukan orientasi kesalahan dan perkiraan arah tegangan utama. Namun, menganalisis pola radiasi memerlukan sejumlah sensor yang mengelilingi sumber. Pada sebagian besar aplikasi perminyakan, distribusi sensor tidak optimal untuk secara unik dan akurat menentukan tensor deformasi. Namun, masa depan *Array* ladang minyak yang diinstrumentasi mungkin memiliki kepadatan sensor seismik yang memadai untuk analisis lanjutan ini. Data mikroseismik dapat pula digunakan untuk tomografi gempa lokal. Ini berpotensi berupa tomografi waktu kedatangan hingga variasi kecepatan gambar, atau inversi bentuk gelombang penuh. Sekali lagi, kecuali kepadatan yang cukup dari sensor seismik permanen digunakan, ketahanan analisis akan terbatas pada geometri *array* sensor terbatas. Namun, aspek dari teknologi pasif ini membuatnya lebih dekat dengan seismik aktif (Maxwell dan Urbancic, 2001).

Pada penggunaan data mikroseismik fungsi pertamanya adalah pada pemantauan sumur tua yaitu injeksi fluida (uap atau air), yang menyebabkan penambahan tekanan pada sumur yang melawan formasi batuan yang menciptakan *hydraulic fracturing* sehingga dapat mengakibatkan timbulnya gempa kecil (*microearthquake*) yang melepaskan gelombang seismik (Phillips et al, 2001). Tidak hanya *hydraulic fracturing*, patahan alami yang aktif karena adanya *hydraulic fracturing* juga memainkan peran penting di dalam pengembangan dan produksi pada panas bumi. Dari data gelombang seismik yang dihasilkan karena hal tersebut dapat digunakan untuk menggambarkan orientasi, tinggi, lebar, kompleksitas, dan

pertumbuhan temporal dari patahan yang diinduksi. Pada saat injeksi, aktivitas perekaman *event* data mikroseismik juga dapat digunakan sebagai pengukuran langsung patahan secara dimensi dan juga secara geometri. Animasi waktu pada data mikroseismik dapat pula dimanfaatkan sebagai informasi untuk menjelaskan mengenai pertumbuhan patahan dari waktu ke waktu. Data mikroseismik yang diperoleh atau dihasilkan oleh *hydraulic fracture*, dapat pula dikalibrasikan dengan data patahan alami untuk menyediakan basis peningkatan desain patahan, tes analisis sumur, dan perkiraan produksi.

Estimasi volume reservoir melalui suatu lokasi sinyal mikroseismik sangat berguna untuk melakukan perkiraan efektivitas dari *hydraulic fracturing* dan performa potensial dari sumur. Data mikroseismik yang telah diperoleh, kemudian akan diolah lebih lanjut dalam bentuk pemetaan dan pengawasan mengenai suatu sistem panas bumi. *Hydraulic fracturing* adalah salah satu faktor yang bisa menyebabkan biaya pengeluaran dari pengembangan suatu industri panas bumi menjadi sangat besar dan dapat mencapai dua kali biaya produksi dari pengeboran. Pada penelitian yang dilakukan di Horn River Basin, dengan meneliti karakteristik mengenai perilaku dari *hydraulic fracture* menggunakan data mikroseismik karena injeksi *hydraulic* berasosiasi pada mekanisme sumber *non shear*. Data dari hasil pengawasan ini, dimanfaatkan untuk mengetahui suatu hubungan antara *hydraulic fracture* yang berisi informasi penting *compensated linear vector dipole* (CLVD) dan nilai *b-value* yang bernilai 2.

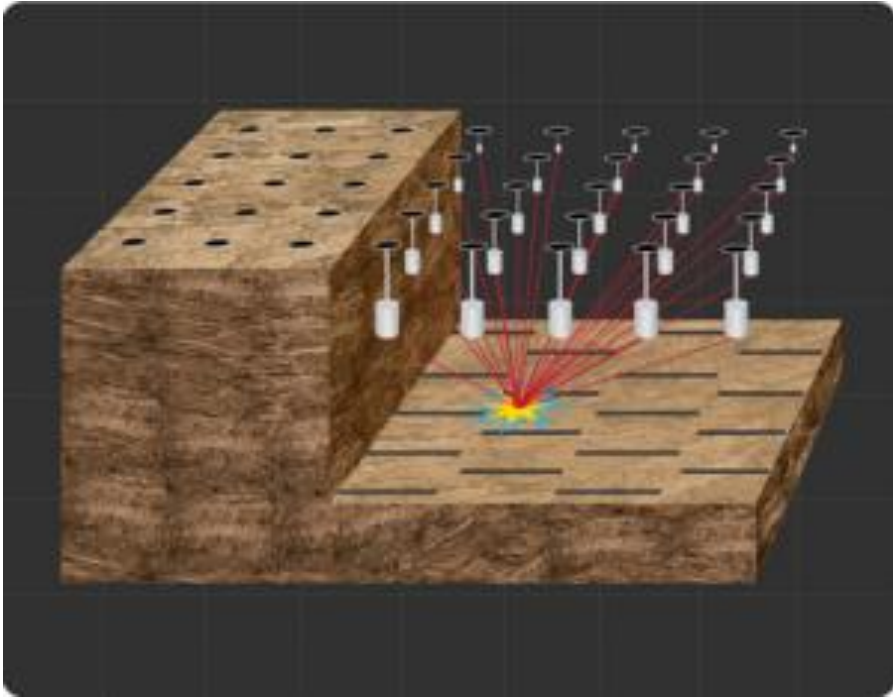
Selain itu, data mikroseismik dimanfaatkan untuk memonitor pergerakan massa suatu batuan akibat proses deformasi batuan, dan untuk mengetahui ketebalan suatu lapisan lapuk yang bias menyebabkan pemasangan sumur pada kegiatan eksploitasi menjadi gagal. Pengaplikasian dari fungsi data mikroseismik pernah dilakukan di Valhall dan Cold Lake Field, dengan tujuan untuk mengidentifikasi aktivitas mikroseismik yang disebabkan oleh deformasi yang berada pada wilayah potensial dari panas bumi, nantinya dapat dipetakan daerah mana yang tepat untuk

pemasangan pipa sumur pada kegiatan eksplorasi, dan digunakan untuk pemasangan *casing* demi keamanan operasional. Adapun fungsi lain dalam pengaplikasian dari metode mikroseismik yaitu untuk identifikasi suatu struktur batuan yang berada di bawah permukaan bumi dengan menggunakan parameter-parameter agar dapat menyelesaikan masalah geomekanik demi menjaga kelangsungan hidup dari reservoir. Pergerakan patahan dapat dideteksi dengan menggunakan pengawasan mikroseismik, contohnya: di Ekofisk Field dilakukan perekaman sinyal mikroseismik dalam waktu 18 hari, hal ini bisa mendeteksi pola patahan yang berisi gas. Keuntungan lainnya, yaitu perekaman sinyal mikroseismik dapat mendeteksi patahan yang kecil yang merupakan suatu patahan mendatar yang tidak bisa dideteksi dengan cara langsung menggunakan seismik refleksi dengan *offset horizons*.

Patahan kecil merupakan penyedia jalur untuk panas bumi mengalir. Selain itu, identifikasi struktur bisa dilakukan ketika injeksi fluida yang mengakibatkan perubahan tekanan formasi batuan, Perubahan tekanan yang berasosiasi bersama pergerakan fluida mengakibatkan sinyal mikroseismik dapat dideteksi secara langsung yang jalur pergerakannya dipengaruhi oleh waktu. Contohnya, injeksi fluida untuk produksi reservoir yang terdeteksi di Kentucky menggunakan pengawasan mikroseismik (Phillips et al, 1998) sehingga pengawasan mikroseismik ini dapat digunakan sebagai time-lapse seismik di lapangan dengan perubahan impedansi yang kecil. Perubahan tekanan berasosiasi dengan injeksi fluida dapat digambarkan dengan data mikroseismik, ini berguna untuk reservoir *engineering*. Contohnya, pada *Basin Paris* di Prancis yang menggunakan data mikroseismik untuk membuat peta pergerakan gas pada sumur cadangan gas (Deflandre et al., 1995). Pada saat terjadi suatu perubahan tekanan maka dapat menyebabkan perubahan temperatur yang berasosiasi dengan injeksi uap, dan ini bisa dideteksi secara langsung menggunakan data mikroseismik. Tetapi, dalam mendeteksi temperatur ini perlu dilakukan studi kasus yang lebih detail dan studi kasus baru pada *industry petroleum*, namun

jika berhasil diaplikasikan di sistem panas bumi maka bisa berguna untuk kalibrasi dan validasi stimulasi dari uap tersebut.

Metode mikroseismik dapat digunakan untuk survei pendahuluan pada zona-zona yang berpotensi panas bumi selain dengan metode *gravity*, metode magnetik, dan IP. Metode ini dapat dimanfaatkan sebagai pemetaan mikrozonasi gempa untuk mengetahui seberapa sering daerah tersebut mengalami gempabumi dan untuk mengetahui percepatan getaran tanah yang disebabkan oleh gempa bumi yang beramplifikasi dengan seismik alam disekitarnya. Manfaat ini bisa digunakan sebagai pertimbangan dalam melakukan eksploitasi di lapangan potensi panas bumi dan bisa dijadikan tolak ukur untuk pemasangan pipa dan *casing* pada sumur tersebut, sehingga bisa menjadi standar keamanan operasional. Pada segi biaya survei dan operasional, metode ini lebih murah dibandingkan dengan metode *well* seismik (berkisar 2-4 juta dolar), karena metode ini menggunakan sumber yang sudah tersedia di alam dan bersifat kontinu, berbeda dengan seismik aktif yang bersifat diskontinu sehingga bisa dipantau terus menerus. Tetapi Metode ini masih perlu penelitian lebih lanjut pada penelitian untuk kasus-kasus tertentu dan perlu dibuktikan dengan teknologi yang dapat mendukung demi meningkatkan kepastian hasil yang diperoleh dari metode ini. Bukan tidak mungkin mikroseismik/seismik pasif ini bisa menjadi alasan tergantikan metode seismik aktif yang sudah menjadi standar di dalam dunia eksplorasi minyak dan gas bumi.



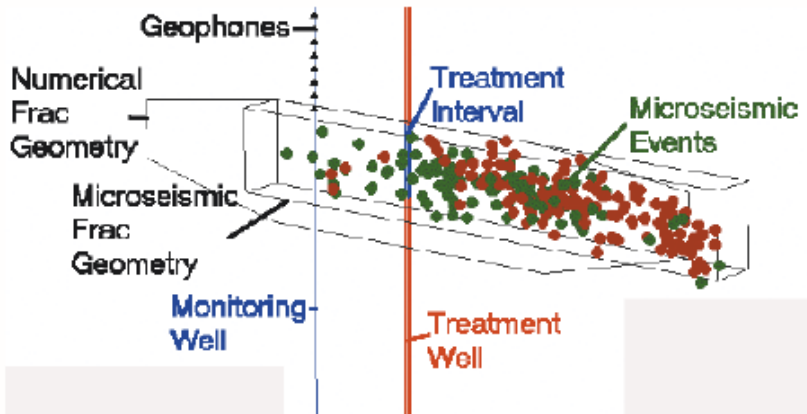
Gambar 10.2. Geophone dalam mikroseismik

PSET® berfungsi mentransmisikan data ke pusat rekaman dan processing, dimana akan dianalisis sifat reservoir serta kondisi geologinya. Teknologi ini juga memberikan kesempatan geologis untuk mengintegrasikan data mikroseismik dengan data permukaan sehingga bisa diperoleh hasil yang lebih akurat. Terdapat 3 fungsi teknologi PSET® yang mulai dikembangkan, pertama yaitu monitoring reservoir. Pada sumur-sumur tua, teknik yang sering digunakan adalah teknik *Enhanced Hydrocarbon Recovery* dengan menginjeksikan fluida, uap, atau CO₂ untuk meningkatkan tekanan reservoir yang berujung pada peningkatan produksi sumur. Injeksi ini bisa menciptakan transien tekanan yang menjadi sumber mikroseismik, sehingga kondisi sumur bisa di pantau.

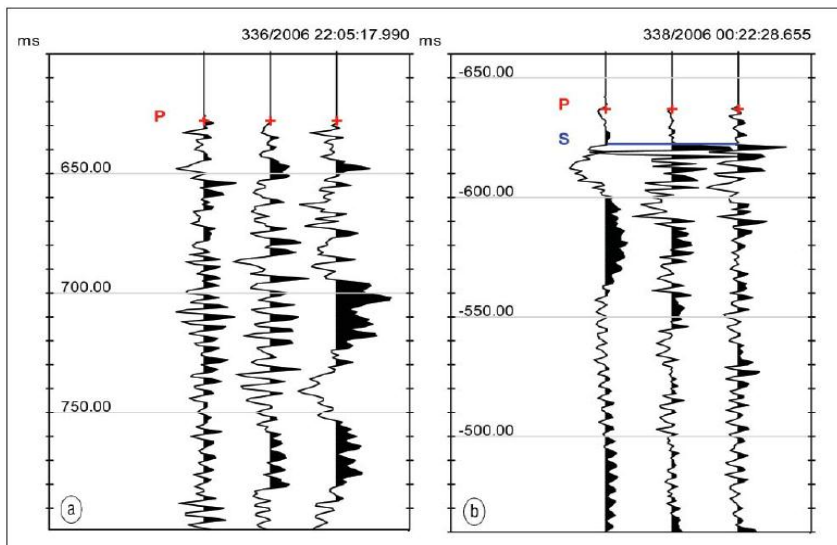
Fungsi kedua adalah monitoring dan mapping untuk *fracture*. Pemantauan kondisi *fracture* sangat berguna untuk monitoring reservoir, apalagi dalam hal metode yang tidak biasa seperti mikroseismik, karena *fracture* lebih sering terjadi akibat adanya

perbedaan tekanan selama injeksi dan produksi. Dengan adanya teknologi PSET®, tidak hanya diperoleh geometri *fracture*, tetapi juga pola aliran fluida serta perkembangan *fracture* mulai dari azimuth, densitas, dan panjangnya. Selain karena injeksi dan kompaksi yang sudah dituliskan, sumber mikroseismik berasal dari peristiwa *fracturing*. Fungsi ketiga adalah mendeteksi adanya sesar. Pada data mikroseismik tidak terjadi pembatasan panjang gelombang sumber seperti yang terjadi pada seismik refleksi konvensional, maka mikroseismik dapat memberikan banyak informasi tambahan, salah satunya yaitu lebih mudah dalam mendeteksi sebuah sesar. Hal ini karena mikroseismik bisa melihat diskontinuitas dan kesalahan akibat adanya aliran fluida. Informasi sesar juga dibutuhkan dalam kinerja reservoir karena bisa mengubah arah migrasi hidrokarbon. Selain fungsi-fungsi tersebut, mikroseismik dapat pula memberikan banyak kelebihan lainnya. Contohnya seperti pada persoalan biaya operasional yang lebih murah. Pada metode seismik konvensional menggunakan *well seismic* dengan biaya yang bisa mencapai 2-4 juta dolar setiap *well*.

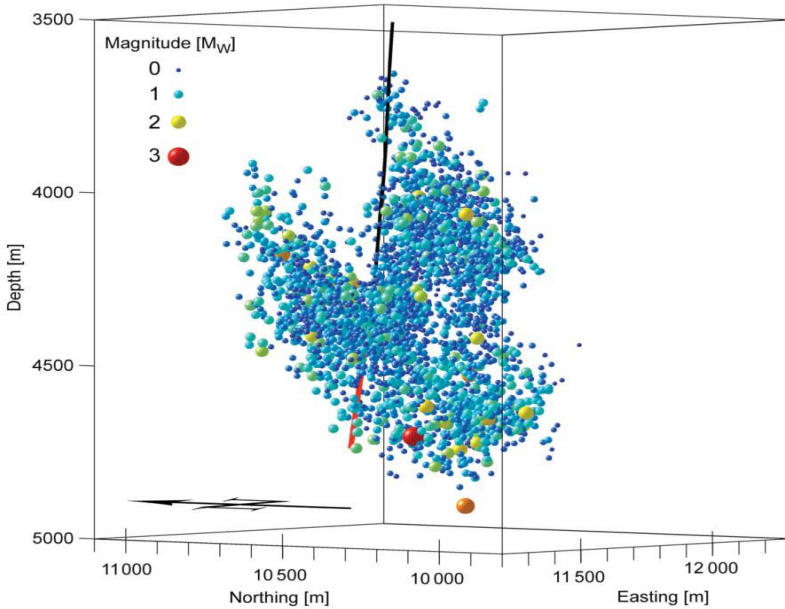
Selain itu, mikroseismik bisa mengurangi pengaruh *noise* karena memakai *subsurface noise* sebagai salah satu sumbernya. Adapun salah satu masalah yang terjadi dalam mikroseismik adalah pemikiran lama, bahwa *geophone* harus berada dekat dengan sumber. Hal ini bisa dipecahkan dengan memasang ratusan sampai dengan ribuan *geophone* demi menciptakan sejenis mikrofon parabola yang bisa mendeteksi secara bersamaan beberapa peristiwa mikroseismik. Rangkaian *geophone* tersebut, dapat pula berfungsi sebagai suatu sistem alarm dini bagi *wellbore* dan casing. Hal ini dikarenakan data mikroseismik bisa menentukan lokasi suatu sumber, yang banyak berasal dari *fracture* atau kompaksi, sehingga bisa diketahui jarak lokasi dengan komponen mikroseismik yang vital.



Gambar 10.3. Tampilan perspektif 3-D kejadian mikroseismik yang diinduksi selama *Hydraulic Fracture*



Gambar 10.4. Dua peristiwa yang direkam oleh geophone dalam urutan vertikal, horizontal 1 dan horizontal 2. Grup di sebelah kiri adalah dari acara pertama yang berlokasi dan tidak memiliki kedatangan gelombang-S yang berbeda. Grup di sebelah kanan, yang direkam sekitar 26 jam kemudian, memiliki kedatangan P dan S yang berbeda.

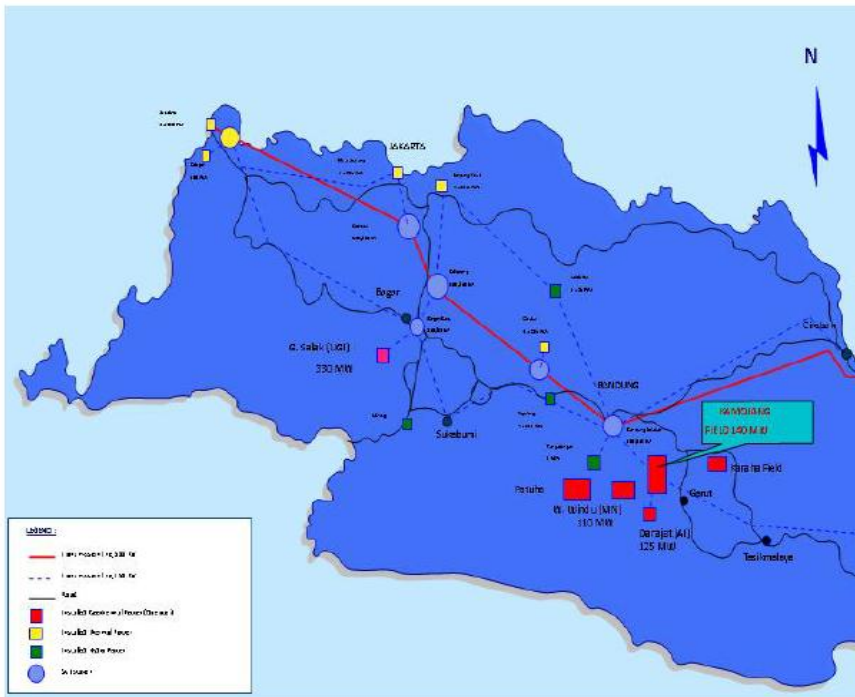


Gambar 10.5. Tampilan 3D peristiwa mikroseismik yang terdeteksi selama stimulasi utama dengan simbol peristiwa diwarnai dan diskalakan sesuai dengan besaran momen.

10.2. Mikrotremor Panas Bumi

Mikrotremor adalah getaran tanah yang sangat kecil dan terus menerus yang bersumber dari jenis getaran seperti lalu lintas, angin, aktivitas manusia dan lainnya (Kanai, 1983). Karakteristik mikrotremor mencerminkan karakteristik batuan di suatu daerah. Penelitian menggunakan mikrotremor tersebut untuk mengetahui keadaan bawah permukaan tanah, karakteristik lapisan tanah berdasarkan parameter periode dominannya dan faktor penguatan gelombangnya (Amplifikasi). Dalam bidang geofisika, mikrotremor panas bumi digunakan untuk mendeteksi rekahan di area panas bumi. Salah satunya yaitu adanya gempa mikro untuk mendeteksi rekahan di area panas bumi di kamojang yang disebabkan karena injeksi fluida akan bisa ditarik kesimpulan mengenai karakteristik pengisian *recharge* retakan- retakan besar yang mempengaruhi pengisian reservoir secara keseluruhan. Karakteristik pengisian

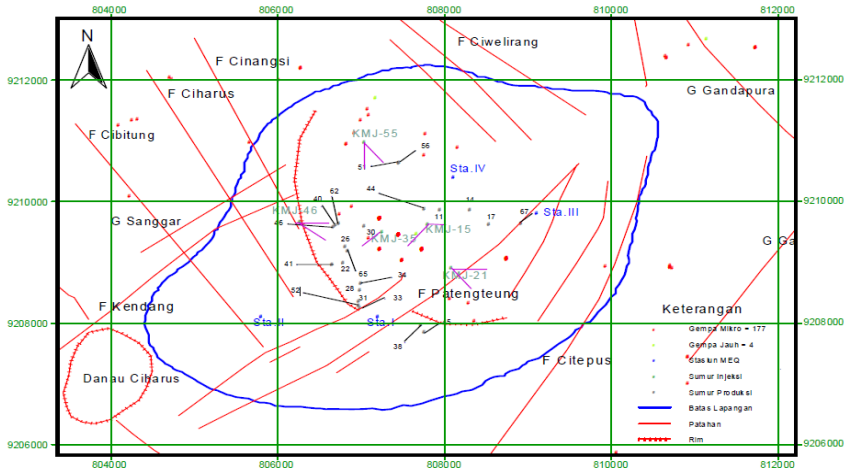
kembali reservoir ini penting diketahui untuk melakukan pemeliharaan sehingga tidak terjadi ketimpangan air dalam reservoir yang pada gilirannya nanti akan mengakibatkan penurunan produksi. Selain itu pengamatan gempa mikro disistem panas bumi melokalisir perkiraan daerah prospek panas bumi memungkinkan dapat membantu menentukan posisi bor.



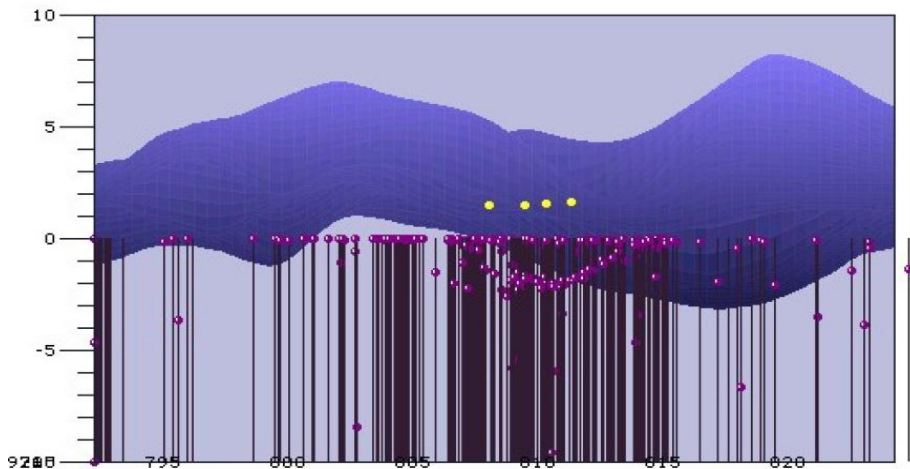
Gambar 10.6. Lokasi Panas bumi Kamojang, Garut.

Contoh kasus mikrotremor panas bumi di Kamojang dengan hasil penyelidikan aktivitas gempa mikro selama 1 tahun, mulai Maret 2004 sampai Februari 2005, menunjukkan tingkat kegempaan di lapangan panas bumi Kamojang dan sekitarnya cukup tinggi, yaitu 390 gempa yang terdiri dari 115 gempa jauh dan 275 gempa mikro. Frekuensi gempa terbanyak terjadi pada Maret 2004 dan Februari 2005 dan paling sedikit pada Januari 2005. Gempa mikro yang terjadi pada area Kamojang disebabkan karena perubahan fase air panas menjadi uap dari fluida injeksi yang terjadi di sepanjang rekahan-rekahan dalam reservoir. Perubahan fase ini kemudian

menyebabkan tekanan pada rekahan-rekahan. Sedangkan diluar area tersebut banyak terjadi gempa jauh karena aspek tektonik (Hilyah, 2010).



Gambar 10.7. Distribusi hiposenter Panas bumi Kamojang selama satu tahun



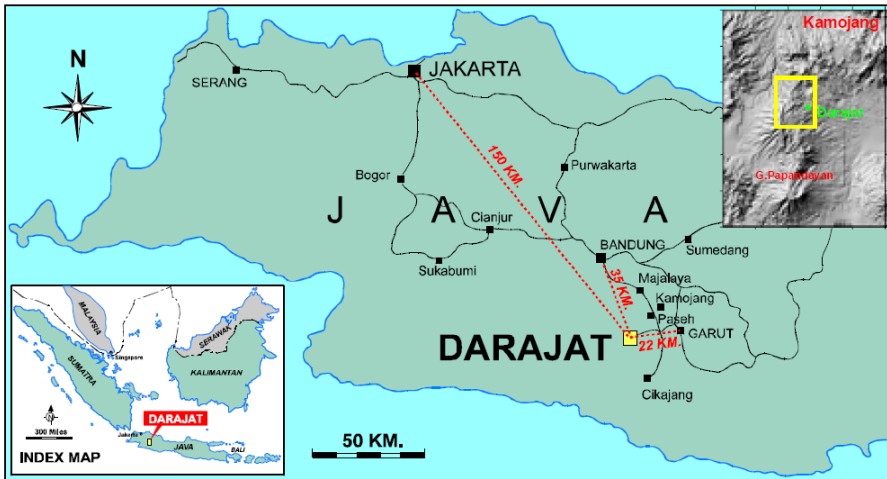
Gambar 10.8. Penampang hiposenter Barat - Timur area Panas Bumi Kamojang & sekitarnya hasil pengolahan dengan MEQ-Soft.

10.3. *Microearthquake* Panas Bumi

Data MEQ secara umum dianggap sebagai salah satu alat untuk menilai struktur permeabilitas di panas bumi waduk, untuk memantau pola migrasi injeksi cairan dan untuk menentukan batas reservoir. Karakteristik MEQ yang diinduksi oleh cairan injeksi dan ekstraksi uap dan penerapannya dalam mendefinisikan struktur permeabilitas (fraktur dan kesalahan) dan pola migrasi cairan injeksi.

Contoh kasus, Data *Microearthquake* (MEQ) dari tiga (3) survei di Darajat menunjukkan karakteristik seismik yang berbeda. Dua survei dijalankan pada tahun 1997 dan survei terakhir pada tahun 2003 survei dilakukan dalam kondisi yang berbeda termasuk durasi survei, jumlah dan lokasi *injector* sumur, laju injeksi berbeda, stimulasi melalui cairan produksi injeksi dan uap, dengan atau tanpa start-up pembangkit listrik dan stasiun seismik tetap versus seluler konfigurasi stasiun seismik. Gempa bumi mikro dari survei pertama, diinduksi oleh injeksi cairan tambahan, menunjukkan korelasi yang baik antara acara dan lokasi injektor, membentuk kawanan terorganisir, dengan jumlah acara yang relatif tinggi per hari, dan distribusi acara konsisten dengan struktur yang diketahui tren. Survei MEQ kedua, tanpa tambahan program injeksi, menghasilkan distribusi acara yang tersebar, jumlah acara yang lebih rendah per hari dan tidak ada kerumunan yang jelas pola. Survei tahun 2003 menunjukkan segerombolan seismik baru dekat lokasi injektor baru dan acara lainnya konsisten dengan tren struktural yang dikenal. Tekanan berlebih di reservoir terkait dengan penutupan pabrik Unit I dihasilkan tajam respon di NW dan bagian tengah lapangan. Sebagai gantinya, pembukaan DRJ-21 (sumur produksi terbesar) di tekanan kepala sumur yang berbeda diinduksi hanya sedikit gempa bumi di dekat sumur. Yang paling efektif Mekanisme pemicu gempa mikro di Darajat terkait untuk peningkatan tekanan pori di reservoir baik melalui injeksi cairan atau generasi *shutdown* pabrik tekanan berlebih. Analisis tensor saat pada kawanan dipilih menunjukkan bahwa modus kegagalan yang dominan adalah slip pemogokan lateral-kiri pada kesalahan sub-vertikal berorientasi N ke NE. Analisis momen tensor (termasuk komponen isotropik dari

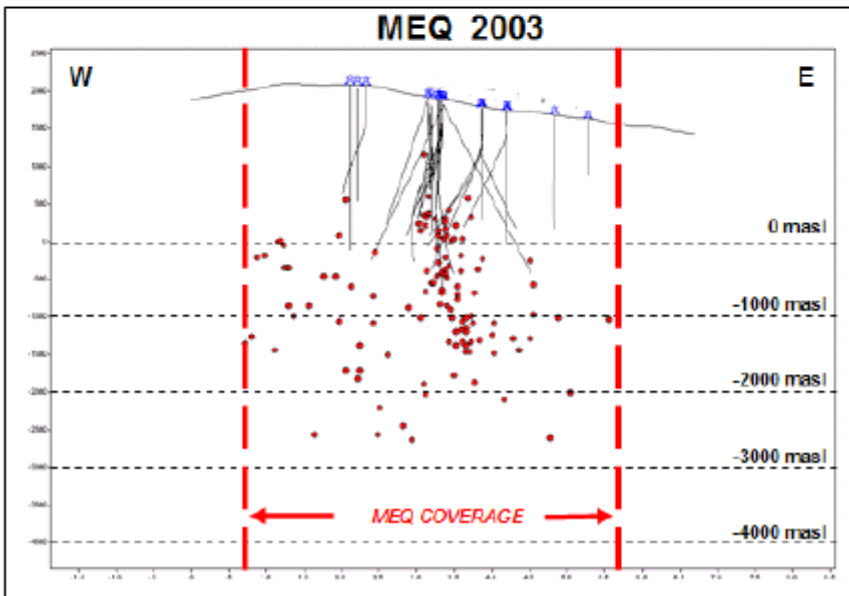
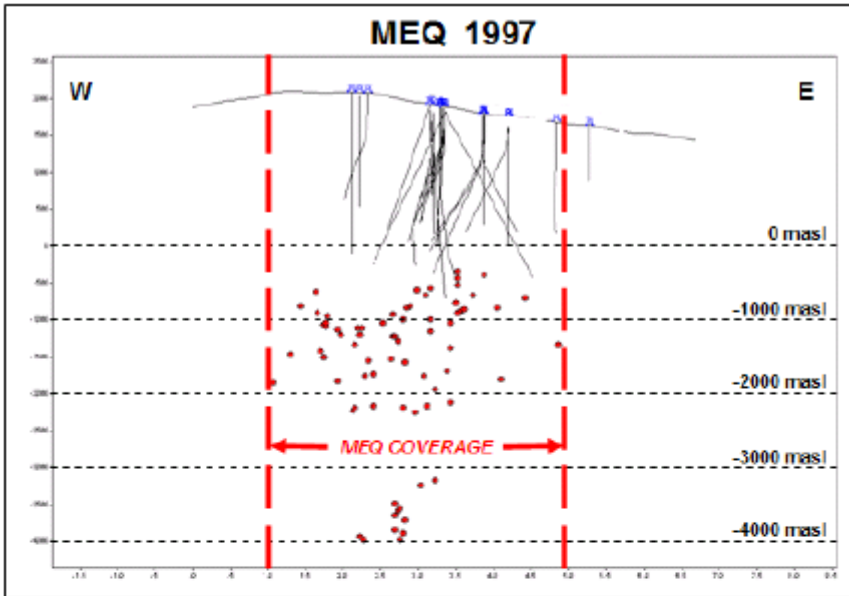
deformasi) menunjukkan dominasi pasangan ganda mekanisme dengan komponen volumetrik minor. Ini adalah konsisten dengan rezim stress tektonik tinggi dan memicu kesalahan aktif. Secara khusus, kurangnya dominan komponen impuls dari tensor momen, tipikal ladang panas bumi yang sangat dieksploitasi, menunjukkan bahwa Darajat mungkin masih kurang dieksploitasi secara signifikan (Pramono, 2005).



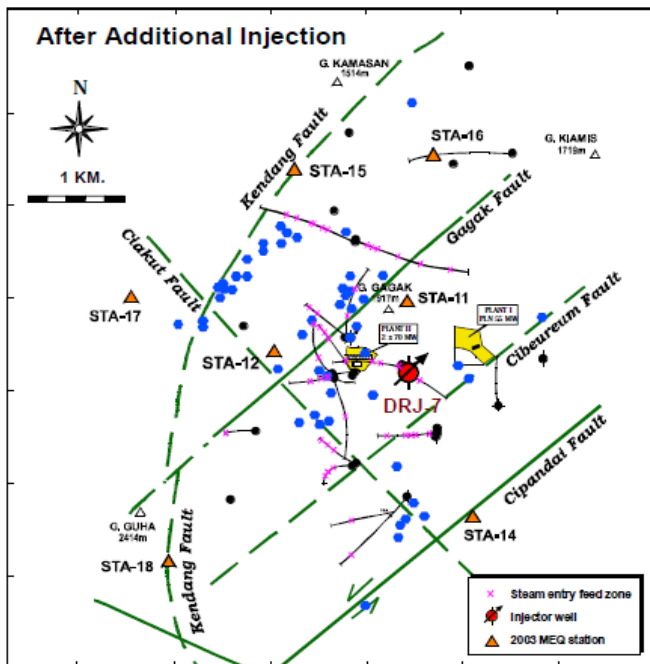
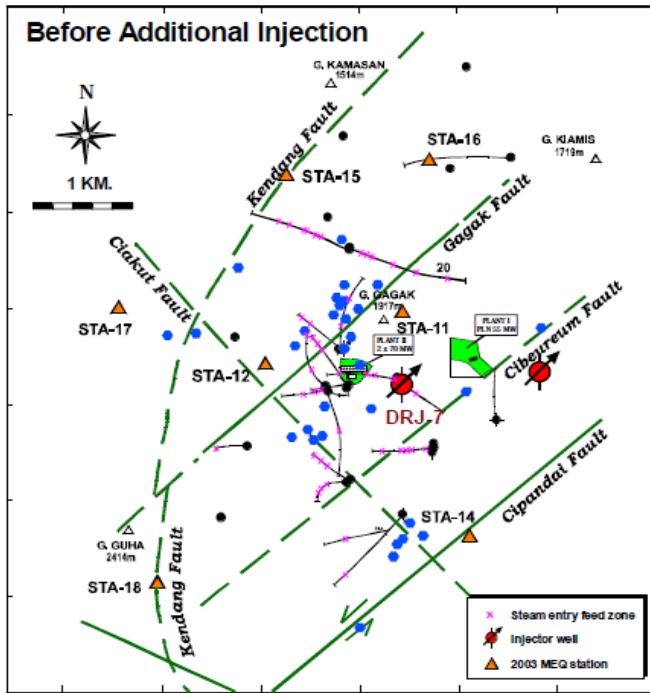
Gambar 10.9. Lokasi Lapangan Darajat

Tabel 10.1. Kondisi berbeda selama survei MEQ di 1997 dan 2003

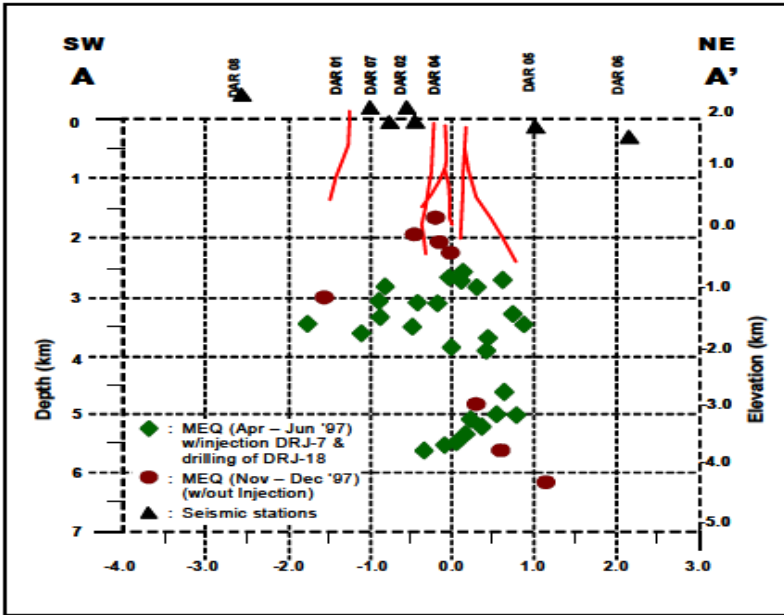
Survey condition	MEQ Survey		
	April-June 1997	November-December 1997	August-October 2003
Duration (days)	56	31	47
Number of stations	7 (all fixed stations)	7 (all fixed stations)	7 (3 of them are mobile stations)
Number of earthquakes	99	37	127
Number of events per day	1.94	0.45	3
Number of injectors	2 (DRJ-1 & DRJ-7)	1 (DRJ-3)	2 (DRJ-3 & 15)
Total fluid injected (litres)	319,218,620	178,671,267	280,377,254
Activities in the field during survey	Production, drilling & additional injection (DRJ 7)	Production, drilling & no additional injection	Production, well testing, shut down of the plant, no additional injection



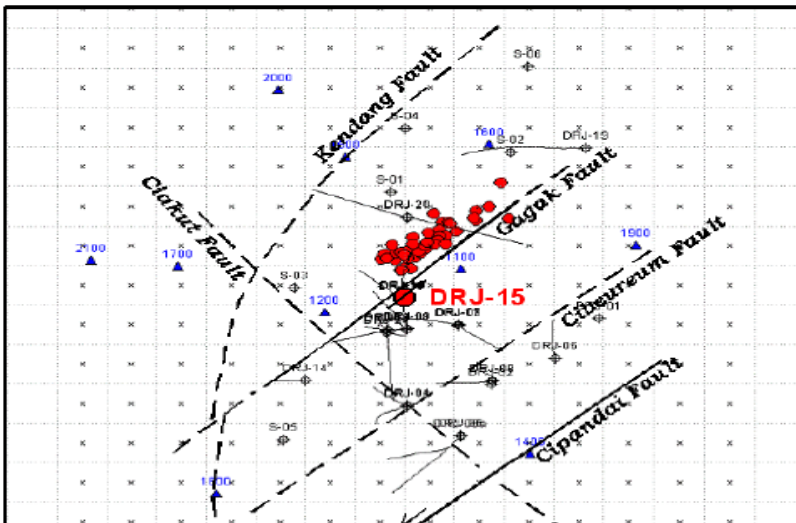
Gambar 10.10. Cakupan MEQ yang berbeda pada tahun 1997 dan 2003 di sepanjang penampang W – E



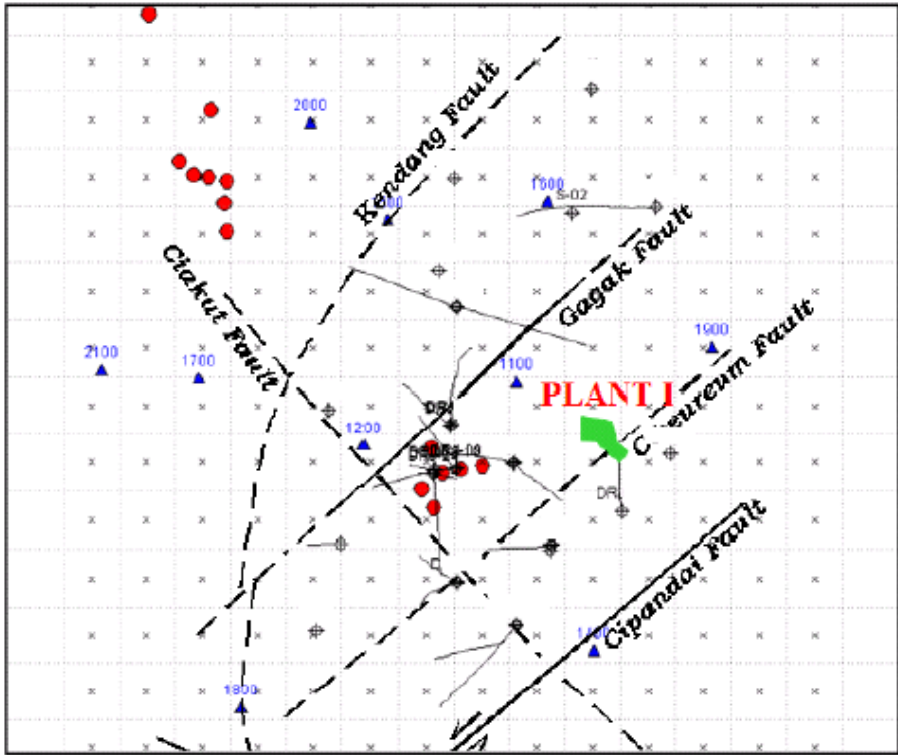
Gambar 10.11. Distribusi MEQ sebelum dan sesudah penambahan injeksi melalui DRJ-7 pada survei 1997



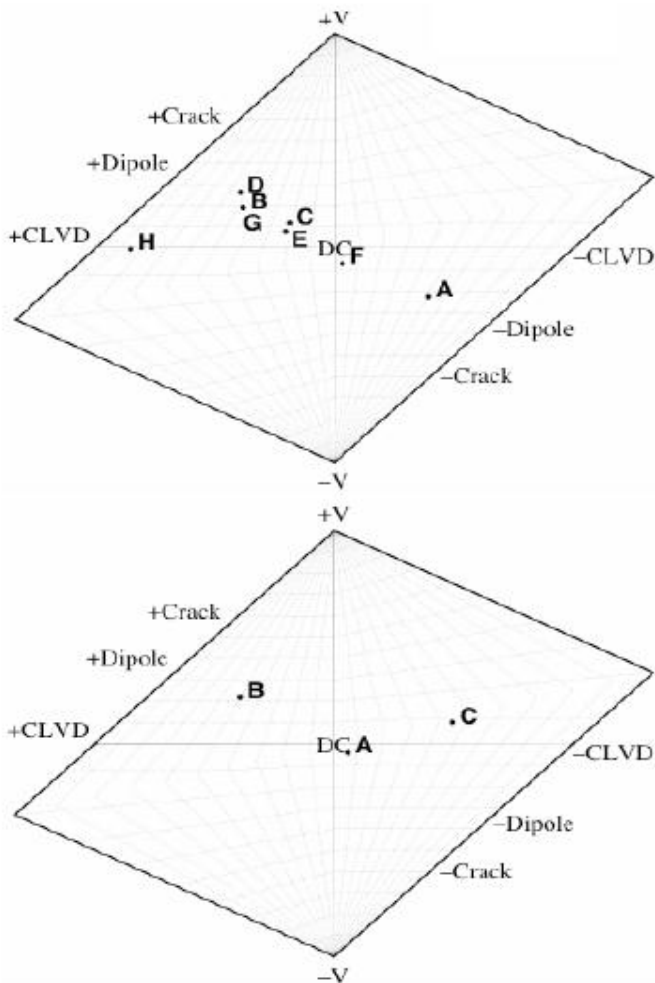
Gambar 10.12. Penampang NW - SE melalui bagian tengah pertunjukan lapangan distribusi MEQ hingga 4 km mbsl pada tahun survey 1997.



Gambar 10.13. MEQ yang disebabkan oleh injeksi DRJ-15 selama survei 2003



Gambar 10.14. MEQ yang disebabkan oleh penutupan pembangkit listrik I



Gambar 10.15. Plot tipe sumber yang menggambarkan tensor momen Gempabumi secara independen dari sumber orientasi (atas: gerombolan seismik yang disebabkan oleh injeksi dalam DRJ-15; bawah: gerombolan yang disebabkan oleh mematikan daya tanaman I).

Kurangnya aktivitas seismik selama survei kedua tahun 1997 dapat mengkonfirmasi hipotesis terkait cairan seismisitas dicatat dalam survei 1997 pertama. Selama ini survei, keberpihakan MEQ yang jelas

diamati di N - NW bagian dari lapangan dan kegiatan ini mungkin telah terkait dengan injeksi tambahan ke dalam sumur DRJ-7, yaitu terletak di tengah lapangan. Seismik yang tersebar aktivitas di pusat juga dapat diartikan sebagai terkait dengan injeksi cairan walaupun tidak mendefinisikan struktur yang jelas. Tidak adanya kegempaan total di wilayah NW selama survei kedua 1997, ketika tidak ada injeksi baru yang signifikan tempat, adalah konfirmasi mekanisme pemicu cairan dari gempa mikro itu. Peristiwa mendalam, yang terjadi di bagian tengah lapangan, dapat juga mengkonfirmasi hipotesis kombinasi alami dan produksi aktivitas seismik yang diinduksi di bagian lapangan ini (Geosystem, Desember 1997). Faktor-faktor lain yang mungkin terpengaruh kejadian dan distribusi peristiwa adalah lokasi injektor, jumlah total cairan yang disuntikkan ke dalam tanah dan gangguan lapangan selama survei (**Tabel 10.1**).

DAFTAR PUSTAKA

- Aditya A. Juanda, Astha D. K. Wardhani, and Imam B. Raharjo, 2015, Microearthquake (MEQ) Investigation Reveals the Sumatran Fault System in Hululais Geothermal Field, Bengkulu, Indonesia, *Proceedings World Geothermal Congress 2015*, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015.
- Afnimar. 2009. *Seismologi*. Bandung: ITB.
- Asten, M. W. 1978. Geological control on the three-component spectral of Rayleigh-wave microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(6), 1623-1636.
- Chen W.F., dan Lui E.M. 2006. *Earthquake engineering for structural design*, 2nd. CRC Press.
- Elnashai A.S., dan Di Sarno L. 2008. *Fundamental of earthquake engineering*. John Willey and Sons.
- Febriana. 2007. *Eksplorasi Seismik*. Unpad. Bandung
- Gazali, I. 2017. Estimasi Kecepatan Gelombang Geser (Vs) Berdasarkan Inversi Mikrotremor *Spectrum Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR)* Studi Kasus : Tanah Longsor Desa Olak Alen, Blitar. *Skripsi*. Departemen Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Sipil dan Perencanaan, Institut Teknologi Sepuluh Nopember.
- Gutenberg, B. 1958. Caustics produced by waves through the Earth's core. *Geophysical Journal International*, 1(3), 238-248.
- Haerudin, N., Rustadi, dan Fitriawan, H., 2019. Earthquake Disaster Mitigation Mapping by Modeling of Land Layer and Site Effect Zone in The Kota Baru of South Lampung. *Jurnal Pendidikan Al Biruni* No. 8. Vol 1 2019.

- Haerudin, N., Rustadi dan Fikri Alami, 2019. Analisis Karakter Tanah Detil Dan Zonasi Rawan Kegempaan Untuk Perencanaan Pembangunan Gedung Dan Infrastruktur Di Daerah Rawan Gempa. Laporan Akhir Penelitian Dasar. RISTEK-DIKTI 2019.
- Hilyah, A. 2010. Studi Gempa Mikro Untuk Mendeteksi Rekahan di Area Panas bumi Kamojang Kabupaten Garut. *Jurnal Fisika dan Aplikasinya*. Vol. 6 No. 2.
- Juanda, A. A., Astha D. K., Wardhani, dan Imam B. R. 2015. Microearthquake (MEQ) Investigation Reveals the Sumatran Fault System in Hululais Geothermal Field, Bengkulu, Indonesia. *Proceedings World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015.
- Kanai K. 1983. *Engineering Seismology*. University of Tokyo Press, Tokyo.
- Kearey P., Klepeis K.A, dan Vine F.J. 2009. *Global tectonic*, John Willey and Sons
- Mangga, S.A., Amirudin, T., Suwarti, S., Gafoer dan Sidarto, 1994, *Peta Geologi Tanjungkarang, Sumatera*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Marjiyono. 2010. *Estimasi Karakteristik Dinamika Tanah Dari Data Mikrotremor Wilayah Bandung*. Thesis ITB. Bandung.
- Maxwell, S.C. dan Urbancic. T.I., 2001. *The Role Of Passive Microseismic Monitoring In The Instrumental Oil Field*. SEG
- William H., Lee K., Kanamori H., Jennings P.C., dan Kisslinger C. 2002. *Earthquake and Seismology engineering*. Academic Press.
- Nakamura, Y., 1989. *A Method For Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface*. Quarterly Reports Of The Railway Technical Research Institute. Tokyo, 30, 25-33.
- Nakamura, Y., 2000. *Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Application*. Tokyo University. Japan.
- Pertiwi, G. D. A. G., Wibowo, N. B., dan Darmawan, D. 2018. Identifikasi Daerah Rawan Longsor Dengan Metode Mikrotremor di

Kecamatan Bagelen Kabupaten Purworejo. *Jurnal Pendidikan Matematika dan Sains, Universitas Negeri Yogyakarta*.

Pramono, B. dan Colombo, D. 2005. *Microearthquake Characteristics in Darajat Geothermal Field, Indonesia. Proceedings World Geothermal Congress, Turkey 24-29 April.*

Rahmat A. 2018. *Manajemen dan mitigasi bencana.*

Simiyu, S. M., 2009, *Application Of Micro-Seismic Methods To Geothermal Exploration: Examples From The Kenya Rift, Course of Exploration for Geothermal Resources, Kenya.*

Sunarjo, Gunawan, M. T., dan Pribadi, S. 2012. *Gempabumi Edisi Populer.* Jakarta: Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sherrif, R. E., dan Keys., D. A. 1976. *Applied Geophysics.* Cambridge University Press.

Toiba, Y., Sili, P. D., dan Maskur, M. Analisis Mikrotremor Kawasan Palu Barat Berdasarkan Metode Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr). *Gravitasi*, 15(1).

Tomecek S.M. 2009. *Palte tectonic.* Infobase Publishing.

Xu, P., Ling, S., Li, C., Du, J., Zhang, D., Xu, X., Dai, K., and Zhang, Z. 2012, Mapping deeply-buried geothermal faults using microtremor array analysis, *Geophys. J. Int.* (2012) 188, 115-122

<https://fiflowers.files.wordpress.com/2012/10/gelombang-permukaan.gif>

https://www.berkeley.edu/news/media/releases/2009/07/09_tremors.shtml

<https://www.exploratorium.edu/faultline/activezone/slides/pswaves-slide.html>

<http://garnero.asu.edu/>

<http://www.lafayette.edu/~malincol/Geol120/earthquaketopics>.

<https://www.scribd.com/doc/283666107/buku-panduan-mikroseismik-pdf>

GLOSARIUM

- Ambient noise* : Noise yang disebabkan oleh segala sesuatu yang tidak disebabkan oleh sumber (*source*).
- Amplifikasi : Perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat adanya perbedaan yang signifikan antar lapisan, dengan kata lain gelombang seismik akan mengalami perbesaran, jika merambat pada suatu medium ke medium lain yang lebih lunak dibandingkan dengan medium awal yang dilaluinya.
- Amplitudo : Jarak/simpangan terjauh dari titik kesetimbangan dalam gelombang sinusoidal yang kita pelajari pada mata pelajaran fisika dan matematika - geometrika. Amplitudo dalam sistem internasional biasa disimbolkan dengan (A) dan memiliki satuan meter (m).
- Arrival time* : Waktu tiba gelombang yang terekam
- Bencana : Peristiwa atau rangkaian peristiwa yang mengancam dan mengganggu kehidupan dan penghidupan masyarakat yang disebabkan, baik oleh faktor alam dan/atau faktor nonalam maupun faktor manusia sehingga mengakibatkan

- timbulnya korban jiwa manusia, kerusakan lingkungan, kerugian harta benda, dan dampak psikologis.
- Body wave* : Gelombang yang merambat melalui bagian dalam bumi
- Deformasi : Perubahan bentuk atau ukuran dari sebuah objek karena sebuah diterapkan gaya (energi deformasi dalam hal ini ditransfer melalui kerja) atau perubahan suhu (energi deformasi dalam hal ini ditransfer melalui panas).
- Densitas : Pengukuran massa setiap satuan volume benda. Semakin tinggi densitas suatu benda, maka semakin besar pula massa setiap volumenya.
- Dip* : Derajat kemiringan yang dibentuk antara bidang planar dan horizontal yang arahnya tegak lurus dari garis strike.
- Episenter* : Titik di permukaan bumi yang berada tepat di atas atau di bawah kejadian lokal yang memengaruhi permukaan bumi.
- Fault* : Rekahan atau zona rekahan pada batuan yang memperlihatkan Pergeseran
- Fluida : Sub himpunan dari fase benda, termasuk cairan, gas, plasma, dan padat plastik.
- Fracture* : Retakan pada batuan.
- Frekuensi : Ukuran jumlah putaran ulang per peristiwa dalam satuan detik dengan satuan Hz.
- Frekuensi dominan : Nilai frekuensi yang kerap muncul sehingga diakui sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan di wilayah tersebut.

- Gelombang : Getaran yang merambat. Bentuk ideal dari suatu gelombang akan mengikuti gerak sinusoidal.
- Gelombang Love : Gelombang geser yang terpolarisasi secara horizontal dan tidak menghasilkan perpindahan vertikal. Pergerakan partikel gelombang Love sejajar dengan permukaan tetapi tegak lurus dengan arah rambatnya
- Gelombang primer : Gelombang longitudinal, di mana arah pergerakan partikel akan searah dengan arah rambat gelombang.
- Gelombang Rayleigh : Gelombang yang lintasan gerak partikelnya menyerupai ellips.
- Gelombang seismik : Rambatan energi yang disebabkan karena adanya gangguan di dalam kerak bumi, misalnya adanya patahan atau adanya ledakan. Energi ini akan merambat ke seluruh bagian bumi dan dapat terekam oleh seismometer.
- Gelombang Sekunder : Gelombang transversal, di mana arah pergerakan partikel akan tegak lurus dengan arah rambat gelombang.
- Gempa bum : Getaran atau getar-getar yang terjadi di permukaan bumi akibat pelepasan energi dari dalam secara tiba-tiba yang menciptakan gelombang seismik.
- Geophone : Perangkat yang mengkonversi gerakan tanah (*displacement*) menjadi tegangan, yang dapat direkam di sebuah stasiun rekaman
- Geothermal : Energi panas yang dihasilkan dari panas bumi.

- Ground Noise* : Terdapat di data seismik darat yang dicirikan dengan amplitudo yang kuat dan frekuensi yang rendah.
- Hiposenter* : Titik di dalam bumi yang menjadi pusat gempa bumi.
- Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr)* : Satu metode yang sangat mudah untuk memperkirakan frekwensi alami dari lapisan sedimen. Metode ini juga dapat digunakan untuk menentukan faktor amplifikasi dari lapisan sedimen.
- Hydraulic Fracturing* : Suatu proses perekahan batuan pada suatu lapisan formasi dengan cara memompakan fluida perekah dengan tekanan tinggi sehingga dapat merekahkan batuan formasi.
- Kontur* : Garis khayal yang menghubungkan titik-titik yang mempunyai ketinggian yang sama.
- Log Sonic* : Log akustik dengan prinsip kerja mengukur waktu tempuh gelombang bunyi pada jarak tertentu didalam lapisan batuan.
- Magnitudo* : Ukuran kekuatan gempa bumi yang dapat menggambarkan besarnya energi yang dilepaskan pada saat gempa bumi terjadi.
- Microearthquake* : Gempa bumi yang memiliki nilai magnitudo kecil (kurang dari 2 SR) dan gempa bumi ini hanya dapat dirasakan oleh orang-orang yang berada dalam radius 8 kilometer.

- Microthremor* : Getaran tanah yang sangat kecil dan terus menerus yang bersumber dari berbagai macam getaran seperti, lalu lintas, angin, aktivitas manusia dan lain-lain.
- Mikroseismik : Salah satu metode eksplorasi geofisika yang termasuk dalam metode seismik pasif, bertujuan untuk mendeteksi adanya sumber peristiwa kompaksi yang diakibatkan adanya *overburden* dibawah permukaan.
- Mikrozonasi : Salah satu teknik untuk membagi suatu zona yang besar menjadi zona-zona kecil dengan kriteria masing-masing zona akan berbeda tergantung tujuan zonasi itu sendiri.
- Mitigasi : Serangkaian upaya untuk mengurangi risiko bencana, baik melalui pembangunan fisik maupun penyadaran dan peningkatan kemampuan menghadapi ancaman bencana
- Noise : Gangguan atau kebisingan atau derau yang harus dihilangkan pada data hasil perekaman.
- Overburden* : Lapisan tanah penutup (lapisan yg menutupi bahan galian) yang biasanya terdiri dari *sop soil*, *sub soil*, lapisan tanah inti (*sand Stone*, *Clay*, dan lain-lain)
- Patahan : Fraktur planar atau diskontinuitas dalam volume batuan, di mana telah ada perpindahan signifikan sebagai akibat dari gerakan massa batuan.

- Peak Ground Acceleration* : Percepatan batuan dasar yang timbul akibat adanya gempa.
- Rehabilitasi : Sebuah kegiatan ataupun proses untuk membantu para penderita yang mempunyai penyakit serius atau cacat yang memerlukan pengobatan medis untuk mencapai kemampuan fisik psikologis, dan sosial yang maksimal
- Rekonstruksi : Pengembalian sesuatu ketempatnya yang semula. Penyusunan atau penggambaran kembali dari bahan-bahan yang ada dan disusun kembali sebagaimana adanya atau kejadian semula
- Reservoir* : Tempat terakumulasinya hidrokarbon dari hasil proses migrasi.
- Resonansi : Peristiwa ikut bergetarnya suatu benda karena pengaruh getaran benda lain.
- Rifting* : Proses di mana kerak benua diperpanjang atau mengalami pemekaran dan menipis, membentuk cekungan sedimen perpanjangan
- Rontgen* : Tindakan menggunakan radiasi untuk mengambil gambar bagian dalam dari tubuh seseorang.
- Seismometer : Alat atau sensor getaran, yang biasanya dipergunakan untuk mendeteksi gempa bumi atau getaran pada permukaan tanah.
- Shadow Zone* : Suatu wilayah dimana gelombang suara tidak dapat merambat atau lemah sehingga hampir tidak dapat merambat dalam suatu medium.

- Stress* : Gaya yang bekerja pada suatu luasan permukaan dari suatu benda.
- Strike* : Arah garis yang dibentuk dari perpotongan bidang planar dengan bidang horizontal ditinjau dari arah utara.
- Subduksi* : Zona yang terdapat pada batas antar lempeng yang bersifat konvergen. Akibat perbedaan massa jenis antara kedua jenis lempeng tersebut, maka lempeng yang lebih besar massa jenisnya menunjam kebawah lempeng lainnya.
- Transform-Faults* : Jenis patahan “*strike-slip faults*” yang khas terjadi pada batas lempeng, dimana dua lempeng saling berpapasan satu dan lainnya secara horizontal.
- Travel time* : Waktu perjalanan gelombang.

