

**ANALISIS MIKROTREMOR UNTUK MIKROZONASI INDEKS
KERENTANAN SEISMIK DI KAWASAN JALUR SESAR SUNGAI OYO
YOGYAKARTA**

SKRIPSI

**Diajukan kepada Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas
Negeri Yogyakarta untuk Memenuhi Sebagian Persyaratan guna Memperoleh
Gelar Sarjana Sains**



Oleh :

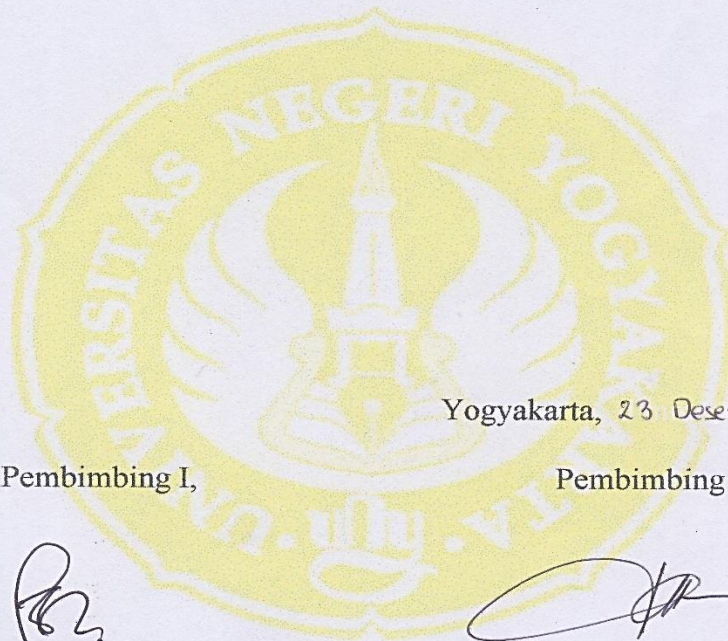
**IKA KURNIAWATI
NIM 12306144015**

**PROGRAM STUDI FISIKA
JURUSAN PENDIDIKAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS NEGERI YOGYAKARTA**

2016

PERSETUJUAN

Skripsi yang berjudul “Analisis Mikrotremor Untuk Mikrozonasi Indeks Kerentanan Seismik di Kawasan Jalur Sesar Sungai Oyo Yogyakarta” yang disusun oleh Ika Kurniawati, NIM. 12306144015 ini telah disetujui oleh pembimbing untuk diujikan.



Yogyakarta, 23 Desember 2016

Pembimbing I,

Pembimbing II,

Nugroho Budi Wibowo, M. Si.

NIP. 19840223 200801 1 011



Denny Darmawan, M. Sc.

NIP. 19791202 200312 1 002

PENGESAHAN

Skripsi yang berjudul “Analisis Mikrotremor untuk Mikrozonasi Indeks Kerentanan Seismik di Kawasan Jalur Sesar Sungai Oyo Yogyakarta” yang disusun oleh Ika Kurniawati, NIM. 12306144015 ini telah dipertahankan didepan Dewan Penguji pada tanggal 30 Desember 2016 dan dinyatakan lulus.

DEWAN PENGUJI

No	Nama	Jabatan	Tanda Tangan	Tanggal
1	<u>Nugroho Budi Wibowo, M.Si</u> NIP 198402232008011011	Ketua Penguji		13-01-2017
2	<u>Denny Darmawan, M.Sc</u> NIP. 197912022003121002	Sekretaris Penguji		10-01-2017
3	<u>Laila Katriani, M.Si</u> NIP. 198504152012122001	Penguji Utama		9-01-2017
4	-	Penguji Pendamping	-	-

Yogyakarta, 16 Januari 2017

Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Universitas Negeri Yogyakarta
Dekan



Dr. Hartono

NIP. 19620329 198702 1 002

SURAT PERNYATAAN

Yang bertanda tangan di bawah ini

Nama : Ika Kurniawati
NIM : 12306144015
Program Studi : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Judul Skripsi : Analisis Mikrotremor untuk Mikrozonasi Indeks Kerentanan Seismik di Kawasan Jalur Sesar Sungai Oyo Yogyakarta

menyatakan bahwa karya tulis ini merupakan hasil karya saya sendiri. Sepanjang pengetahuan saya tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan orang lain kecuali sebagai acuan atau kutipan dengan mengikuti tata penulisan karya ilmiah yang telah lazim. Apabila terbukti pernyataan saya tidak benar, sepenuhnya merupakan tanggung jawab saya.

Yogyakarta, 23 Desember 2016

Yang Menyatakan,



Ika Kurniawati

NIM. 12306144015

MOTTO

“Semua tentang diri kita cukup kita sendiri yang tau, karena orang yang menyukai kita tak butuh itu dan orang yang membenci kita tak percaya itu.” (wulantiwi)

“Melangkahlah di jalan yang kamu inginkan meskipun akan selalu ada bayangan ketakutan yang mengiringi. Maka tetaplah berusaha berada di jalan-Nya”

PERSEMBAHAN

- ❖ Dengan cinta kasih kupersembahkan karya ini untuk kedua orangtuaku, Bapak Slamet dan Ibu Khulaila yang selalu berdo'a untuk kesuksesanku dan memberi dukungan untuk setiap langkahku.
- ❖ Terkhusus untuk Mbah Ngatin dan alm. Mbah Khusairi yang telah mengajarkanku untuk senantiasa bersyukur dan meminta pertolongan kepada Allah SWT.
- ❖ Adikku, Ainul Laila yang selalu menjadi kawan maupun lawan. Terimakasih atas dukungan dan semangatnya.
- ❖ Almamaterku, Universitas Negeri Yogyakarta.

**ANALISIS MIKROTREMOR UNTUK MIKROZONASI INDEKS
KERENTANAN SEISMIK DI KAWASAN JALUR SESAR SUNGAI OYO
YOGYAKARTA**

Oleh :

IKA KURNIAWATI
NIM 12306144015

ABSTRAK

Penelitian ini bertujuan untuk menentukan karakteristik mikrotremor, mengetahui nilai dan mikrozonasi ketebalan lapisan sedimen (H), serta mengetahui nilai dan mikrozonasi indeks kerentanan seismik (K_g) di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo. Data penelitian diperoleh melalui pengukuran sinyal mikrotremor di 25 titik lokasi dengan spasi 2 km. Data mikrotremor dianalisis menggunakan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr) untuk mendapatkan frekuensi dominan dan faktor amplifikasi di setiap titik penelitian. Hasil dari analisis mikrotremor digunakan untuk menentukan nilai ketebalan lapisan sedimen (H) dan nilai indeks kerentanan seismik (K_g).

Hasil penelitian ini menyatakan bahwa nilai frekuensi dominan (f_g) berkisar 0,6–13,5 Hz, faktor amplifikasi (A) berkisar 0,6–5,8, kecepatan gelombang geser di permukaan tanah (V_s) berkisar 320–760 m/s, dan kecepatan gelombang geser di bawah permukaan tanah (V_b) berkisar 319–2455 m/s. Nilai ketebalan lapisan sedimen (H) berkisar 9–155 m, berdasarkan mikrozonasi nilai tertinggi berada pada formasi Wonosari yang menyebar dari Kecamatan Panggang bagian Barat Laut, Kecamatan Playen bagian Barat Daya, hingga beberapa lokasi di Kecamatan Imogiri bagian Tenggara, dan satu lokasi di Kecamatan Dlingo bagian Selatan. Sedangkan mikrozonasi ketebalan lapisan sedimen dengan nilai rendah berada pada formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu yang menyebar dari Kecamatan Imogiri bagian Timur, Kecamatan Dlingo bagian Barat, hingga Kecamatan Playen bagian Barat. Nilai indeks kerentanan seismik (K_g) berkisar $0,1 \times 10^{-6}$ – $18,1 \times 10^{-6}$ s²/cm. Mikrozonasi indeks kerentanan seismik dengan nilai tinggi berada pada formasi Wonosari yang menyebar di Kecamatan Panggang bagian Barat Laut, Kecamatan Playen bagian Barat Daya, dan Kecamatan Dlingo bagian Selatan. Sedangkan mikrozonasi indeks kerentanan seismik dengan nilai rendah berada pada formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu yang menyebar di Kecamatan Playen bagian Barat, Kecamatan Imogiri bagian Timur dan Kecamatan Dlingo bagian Barat.

Kata kunci: *Indeks kerentanan seismik, ketebalan lapisan sedimen, mikrotremor, Horizontal to Vertical Spectral Ratio*

MICROTREMOR ANALYSIS FOR SEISMIC VULNERABILITY INDEX MICROZONATION AROUND OYO RIVER FAULT, YOGYAKARTA

By :
IKA KURNIAWATI
NIM 12306144015

ABSTRACT

The aims of this research were to determine the characteristic values of microtremor, to determine the value and microzonation of sediment layer thickness (H), and to determine the value and microzonation of seismic vulnerability index (K_g) around Oyo River fault. Data were obtained by microtremor measurement at 25 locations with 2 km spacing. The microtremor data were analyzed using Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR) method to obtain the predominant frequency and amplification factor at each measurement point. The result of microtremor analysis were used to determine the value of sediment layer thickness and to determine the value of seismic vulnerability index (K_g).

The results showed that the predominant frequency values (f_g) were around 0,6–13,5 Hz, amplification factors (A) were around 0,6–5,8, the surface shear wave velocity (V_s) was around 320–760 m/s, and velocity of basement shift (V_b) was around 319–2455 m/s. The sediment layer thickness values were around 9–155 m. Based on microzonation results, the highest sediment layer thickness values was on Wonosari formation that spread across the Northwestern part of Panggang sub district, the Southwestern part of Playen sub district, some locations in Southern part of Imogiri sub district, and a location in Southern part of Dlingo sub district. Meanwhile, the low sediment layer thickness values was on Nglanggran formation and Sambipitu formation that spread across the Eastern part of Imogiri sub district, the Western part of Dlingo sub district, and the Western part of Playen sub district. Seismic vulnerability index (K_g) was around $0,1 \times 10^{-6}$ - $18,1 \times 10^{-6}$ s²/cm. Based on microzonation results, the highest seismic vulnerability index was on Wonosari formation that spread across the Northwestern part of Panggang sub district, the Southwestern part of Playen sub district, and the Southern part of Dlingo sub district. Meanwhile, the low seismic vulnerability index was on Nglanggran formation and Sambipitu formation that spread across the Western part of Playen sub district, the Eastern part of Imogiri sub district, and some locations in the Western part of Dlingo sub district.

Keywords: *seismic vulnerability index, sediment layer thickness, microtremor, Horizontal to Vertical Spectral Ratio*

KATA PENGANTAR

Assalamu'alaikum Wr. Wb,

Puji syukur kehadiran Allah SWT atas segala rahmat dan hidayah-Nya yang telah memberikan kekuatan dan kemudahan sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul “Analisis Pengaruh Ketebalan Sedimen Terhadap Indeks Kerentanan Seismik Di Kawasan Jalur Sesar Sungai Oyo” untuk memenuhi persyaratan guna memperoleh gelar Sarjana Sains dalam program studi Fisika ini dapat terselesaikan dengan baik.

Dalam proses penyusunan skripsi ini tidak terlepas dari pihak-pihak yang telah membantu penulis. Sehubungan dari itu, penulis ingin mengucapkan banyak terima kasih kepada :

1. Bapak Nugroho Budi Wibowo, M.Si. dan Bapak Denny Darmawan, M.Sc. selaku pembimbing yang telah menyediakan waktu, fasilitas, bimbingan, arahan serta kesabaran sehingga skripsi ini bisa terselesaikan dengan baik. Terimakasih untuk semua pelajaran berharga yang tak ternilai harganya.
2. Bapak Yusman Wiyatmo, M.Si selaku Ketua Jurusan Pendidikan Fisika dan Bapak Nur Kadarisman, M.Si selaku Ketua Program Studi Fisika UNY yang telah membantu dalam hal administrasi skripsi ini.
3. Bapak Dr. Hartono selaku Dekan FMIPA UNY yang telah mengesahkan skripsi ini.

4. Seluruh Dosen Jurusan Pendidikan Fisika FMIPA UNY yang senantiasa memberikan ilmu pengetahuan yang bermanfaat.
5. Semua staff dan laboran Jurusan Pendidikan Fisika FMIPA UNY yang selalu ikhlas membantu dan menyediakan fasilitas
6. Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika yang telah mengizinkan untuk melakukan penelitian.
7. Keluarga tercinta (Orang tua dan Keluarga besar) yang selalu memberi kasih sayang, dukungan, motivasi dan doa yang selalu menyertai dalam penulisan skripsi.
8. Diri saya sendiri (Ikaa Kurniawati) yang senantiasa kuat rohani dan jasmani menjalani rintangan selama penelitian hingga penyelesaian skripsi.
9. Teman–teman seperjuangan penelitian (Meita Aulia Sari dan Heningtyas) yang telah berjuang dan berusaha keras menjalani proses penelitian hingga penyelesaian skripsi.
10. Teman–teman tangguh (Meita Aulia Sari, Heningtyas, Yustina Dewi A.P, Danang M. Yuri, Dien Almas. R, Akbar, Mas Khafidh, Bu Nana, Pak Agus) yang telah membantu dan meluangkan waktunya untuk proses pengambilan data.
11. Teman-teman Physics E 2012 dan teman–teman dekat yang saling mendukung dan menyemangati dalam perkuliahan hingga penyelesaian skripsi.
12. Serta semua pihak yang tidak bisa disebutkan satu per satu yang telah membantu penyusunan tugas akhir baik secara langsung maupun tak langsung.

Dengan segala kerendahan hati penulis menyadari bahwa dalam penulisan skripsi ini masih jauh dari sempurna, oleh karena itu penulis mengharapkan masukan berupa saran dan kritik yang bersifat membangun guna kesempurnaan skripsi ini.

Akhir kata penulis mengharapkan semoga skripsi ini dapat berguna serta memberikan manfaat bagi kita semua.

Yogyakarta, *23 Desember* 2016

Yang Menyatakan,



Ika Kurniawati

NIM. 12306144015

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL.....	i
HALAMAN PERSETUJUAN.....	ii
HALAMAN PENGESAHAN.....	iii
HALAMAN PERNYATAAN	iv
MOTTO	v
PERSEMBAHAN.....	vi
ABSTRAK	vii
ABSTRACT.....	viii
KATA PENGANTAR	ix
DAFTAR ISI.....	xii
DAFTAR TABEL.....	xv
DAFTAR GAMBAR	xvi
DAFTAR LAMPIRAN.....	xix
BAB I. PENDAHULUAN.....	1
A. Latar Belakang.....	1
B. Identifikasi Masalah.....	7
C. Batasan Masalah	8
D. Rumusan Masalah	9
E. Tujuan Penelitian.....	9
F. Manfaat Penelitian.....	9
BAB II DASAR TEORI.....	11
A. Gempabumi	11

B. Gelombang Seismik.....	13
C. Mikrotremor.....	22
D. Seismograf.....	23
E. <i>Horizontal to Vertical Spectral Ratio</i> (HVSR).....	24
F. Transformasi Fourier, DFT, dan FFT.....	27
G. Frekuensi Predominan.....	34
H. Faktor Amplifikasi.....	35
I. Ketebalan Sedimen (H).....	37
J. Indeks Kerentanan Seismik (K_g).....	38
K. Mikrozonasi.....	40
L. Daerah penelitian.....	41
BAB III METODE PENELITIAN.....	46
A. Waktu dan Tempat Penelitian.....	46
B. Variabel Penelitian.....	46
C. Instrumen Penelitian.....	47
D. Teknik Pengambilan Data.....	48
E. Teknik Analisis Data.....	52
F. Diagram Alir Penelitian.....	56
BAB IV HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN.....	57
1. Frekuensi Predominan.....	57
2. Faktor Amplifikasi.....	61
3. Ketebalan Sedimen (H).....	67
4. Indeks Kerentanan Seismik (K_g).....	71
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN.....	76

A. KESIMPULAN.....	76
B. SARAN.....	77
DAFTAR PUSTAKA	78
LAMPIRAN.....	84

DAFTAR TABEL

Tabel 1.	Klasifikasi Tanah Berdasarkan Nilai Frekuensi Predominan Mikrotremor Oleh Kanai	35
Tabel 2.	Klasifikasi jenis tanah oleh BSCC	37
Tabel 3.	Persyaratan teknis survei mikrotremor.....	51
Tabel 4.	Nilai <i>threshold</i> untuk keadaan stabil.....	55

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.	Lempeng-lempeng tektonik aktif kepulauan Indonesia.	2
Gambar 2.	Peta seismisitas Indonesia 1973-2010.....	3
Gambar 3.	Distribusi <i>aftershock</i> gempa Yogyakarta 27 Mei 2006.....	5
Gambar 4.	Jenis-jenis batas lempeng	13
Gambar 5.	Komponen-komponen gaya pada medium kubus.....	14
Gambar 6.	Penjalaran gelombang P.....	19
Gambar 7.	Penjalaran gelombang S.....	20
Gambar 8.	Penjalaran gelombang L.....	21
Gambar 9.	Penjalaran gelombang R	21
Gambar 10.	(a) Tampilan fisik seismometer tipe TDV-23S; (b) Konstruksi.....	23
Gambar 11.	Model cekungan yang berisi material sedimen halus	25
Gambar 12.	(a) <i>Digital Portable Seismograph tipe TDL-303S</i> ; (b). Seismometer tipe TDV-23S; (c). Laptop; (d). Kompas; (e). antena GPS; (f). GPS merk Garmin.....	48
Gambar 13.	Peta lokasi titik sampel pra pengambilan data	49
Gambar 14.	.Data hasil pengukuran yang terekam	52
Gambar 15.	Tampilan data Vs30 dari <i>website</i> USGS	55
Gambar 16.	Diagram alir tahap penelitian.....	56
Gambar 17.	Mikrozonasi frekuensi dominan <i>dioverlay</i> dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo	59
Gambar 18.	Mikrozonasi frekuensi dominan <i>dioverlay</i> dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo	59

Gambar 19. Mikrozonasi faktor amplifikasi <i>dioverlay</i> dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo	64
Gambar 20. Mikrozonasi faktor amplifikasi <i>dioverlay</i> dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo	64
Gambar 21. Mikrozonasi kecepatan gelombang geser pada batuan dasar (V_b) <i>dioverlay</i> dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.....	65
Gambar 22. Mikrozonasi kecepatan gelombang geser pada batuan dasar (V_b) <i>dioverlay</i> dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.....	65
Gambar 23. Mikrozonasi kecepatan gelombang geser pada lapisan sedimen (V_{s30}) <i>dioverlay</i> dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.....	66
Gambar 24. Mikrozonasi kecepatan gelombang geser pada lapisan sedimen (V_{s30}) <i>dioverlay</i> dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.....	66
Gambar 25. Pemodelan mikrozonasi pengaruh nilai frekuensi dominan dan faktor amplifikasi terhadap nilai ketebalan lapisan sedimen	68
Gambar 26. Mikrozonasi ketebalan lapisan sedimen <i>dioverlay</i> dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.....	69
Gambar 27. Mikrozonasi ketebalan lapisan sedimen <i>dioverlay</i> dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo	69
Gambar 28. Mikrozonasi indeks kerentanan seismik <i>dioverlay</i> dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.....	72
Gambar 29. Mikrozonasi indeks kerentanan seismik <i>dioverlay</i> dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo	72

- Gambar 30. Pemodelan mikrozonasi pengaruh nilai frekuensi dominan dan faktor amplifikasi terhadap nilai indeks kerentanan seismik 73
- Gambar 31. Pemodelan mikrozonasi 3-dimensi indeks kerentanan seismik terhadap elevasi area penelitian di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo..... 75

DAFTAR LAMPIRAN

LAMPIRAN 1. Data hasil Penelitian.....	84
LAMPIRAN 2. Tahap Pengolahan Data.....	87
LAMPIRAN 3. Analisis Kurva H/V	96
LAMPIRAN 4. Mencari nilai Vs30	103
LAMPIRAN 5. Pemodelan Peta Mikrozonasi	105
LAMPIRAN 6. Program FFT Matlab R2008a radix-64.....	108
LAMPIRAN 7. Tabulasi Lokasi Titik Pengukuran	112
LAMPIRAN 8. Dokumentasi Proses Pengambilan Data.....	120

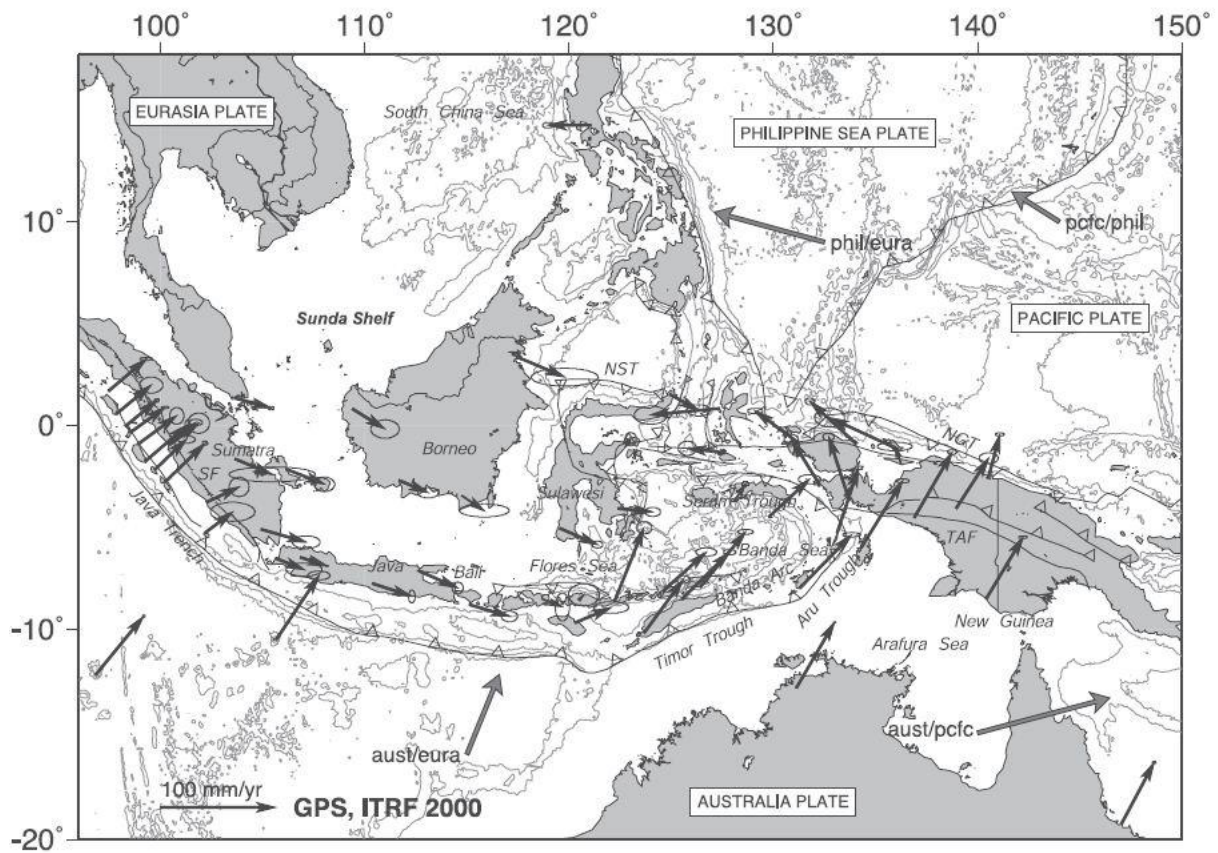
BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

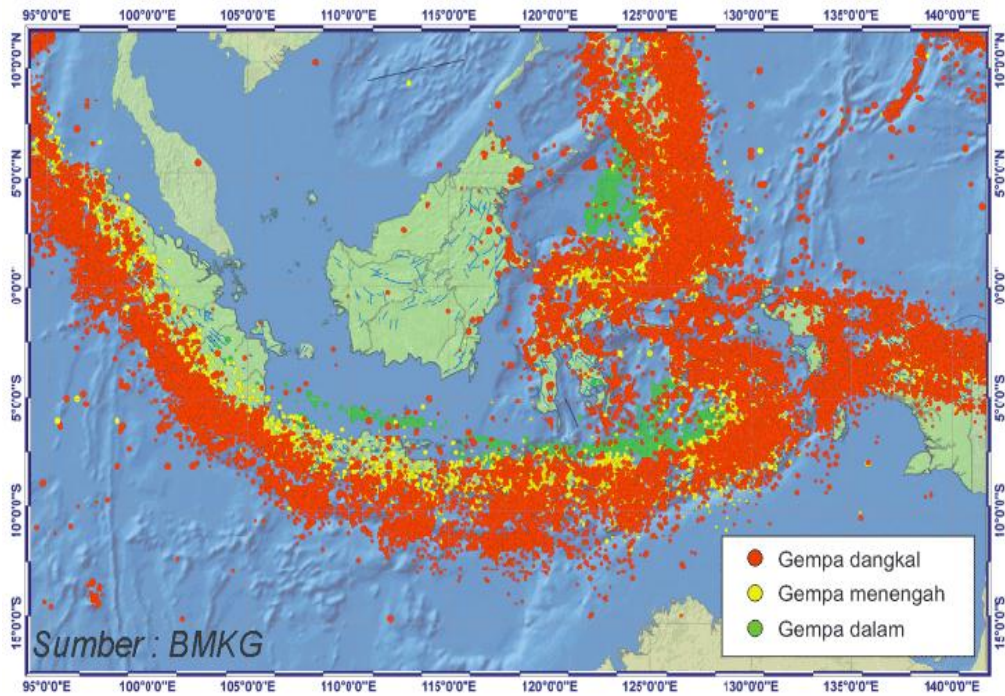
Kondisi alam bumi semakin memprihatinkan. Berbagai bencana tidak dapat dihindari. Sebagian besar bencana yang sering terjadi di bumi adalah bencana alam. Bencana alam itu sendiri dapat berupa perubahan permukaan bumi, perubahan cuaca, serta bermacam gejala alam yang dapat mengakibatkan bencana alam lainnya, salah satu contohnya adalah gempa bumi. Gempa bumi terjadi karena proses tektonik akibat pergerakan lempeng bumi, aktivitas sesar di permukaan bumi, pergerakan geomorfologi secara lokal, aktivitas gunung merapi, dan ledakan nuklir. Gempa bumi yang disebabkan oleh pergerakan lempeng bumi sudah menjadi langganan wilayah Indonesia.

Tektonika Indonesia menjelaskan bahwa negara ini merupakan titik pertemuan antara tiga lempeng besar yaitu lempeng India-Australia, lempeng Eurasia, dan lempeng Pasifik. Ketiga lempeng itu bergerak relatif antara satu terhadap yang lain. Pergerakan relatif ketiga lempeng ini mengakibatkan terjadinya tumbukan antara lempeng-lempeng tersebut sehingga membentuk zona subduksi di beberapa tempat, seperti di pantai Barat Pulau Sumatera, pantai Selatan Jawa, dan beberapa daerah di Indonesia bagian Timur. Wilayah yang rawan dan sering terjadi gempa bumi umumnya memiliki kesamaan letak geografis, yaitu terletak dekat dengan zona subduksi seperti yang ditunjukkan pada Gambar 1.



Gambar 1. Lempeng-lempeng tektonik aktif kepulauan Indonesia (Bock, 2003).

Peta seismisitas Indonesia 1973-2010 menunjukkan bahwa aktivitas kegempaan di Indonesia memang sangat tinggi. Seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2, bahwa hampir seluruh wilayah Indonesia merupakan kawasan rawan gempabumi. Hal itu disebabkan oleh pergerakan relatif antar lempeng tektonik di Indonesia dan aktivitas sesar-sesar regional maupun lokal sehingga ribuan gempa terjadi tiap tahunnya. Namun gempa-gempa yang terjadi dengan kekuatan $\geq 5,5$ SR dirasakan sekitar 70-100 kali rata-rata per tahun, sedangkan gempa yang menimbulkan kerusakan terjadi antara 1-2 kali per tahun (BMKG, 2010).



Gambar 2. Peta seismisitas Indonesia 1973-2010 (BMKG, 2010).

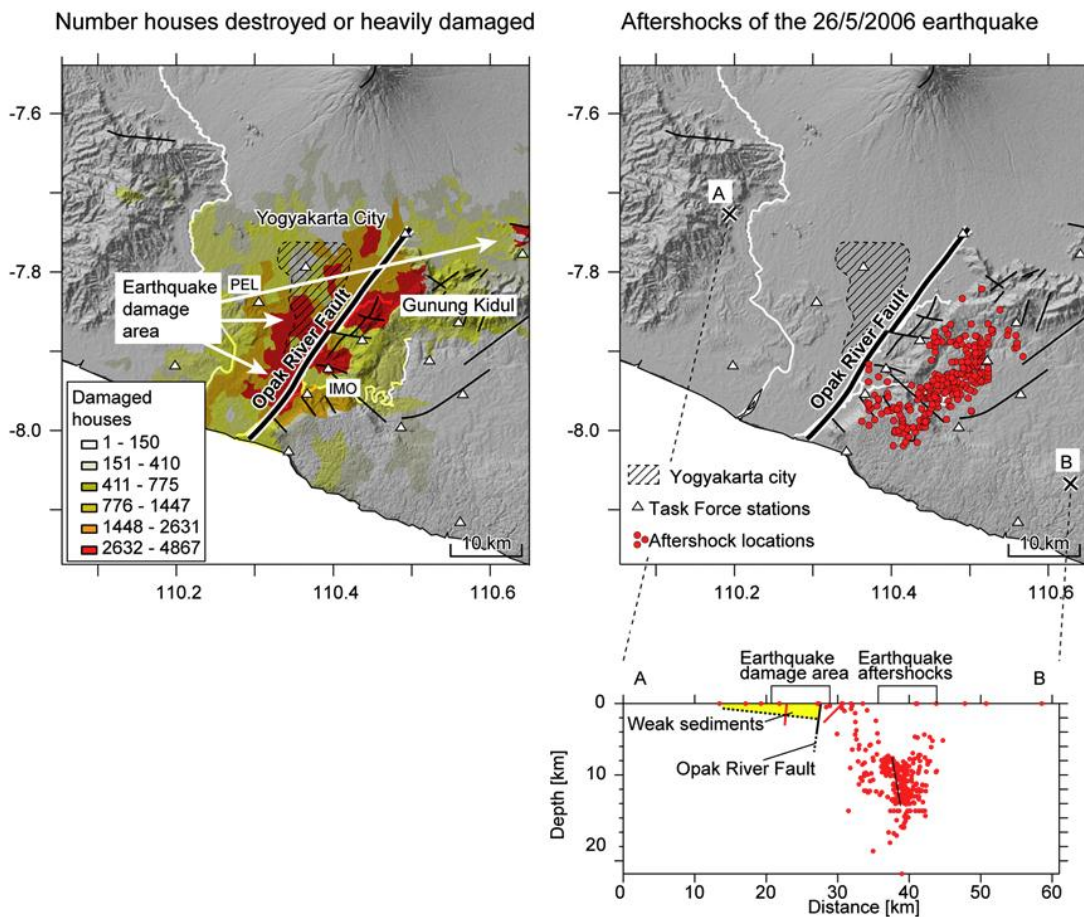
Salah satu wilayah Indonesia yang merupakan daerah seismik aktif adalah Selatan pulau Jawa, sehingga pulau Jawa rawan terhadap gempa bumi salah satunya di wilayah Yogyakarta. Hal itu dikarenakan daerah Yogyakarta merupakan salah satu propinsi yang berbatasan langsung dengan Samudera Hindia serta memiliki struktur geologi yang kompleks dan mempunyai potensi yang bervariasi pula, baik potensi sumber daya alam maupun potensi bencana alam. Secara fisiografis, bencana alam yang mengancam Propinsi Daerah Istimewa Yogyakarta dapat dibagi menjadi empat macam, yaitu bencana yang berasal dari Gunung Merapi, bencana longsor dan erosi, bencana banjir, serta gempa bumi. Berdasarkan data sejarah kegempaan, Yogyakarta

pernah diguncang gempa bumi berkekuatan besar pada tahun 1867, 1943, 1981, dan 2006 dengan intensitas maksimum antara VII hingga IX MMI (Sulaeman, dkk, 2008).

Pada 27 Mei 2006, gempa bumi tektonik berkekuatan 6,3 *skala richter* dengan kedalaman 17 km di bawah permukaan tanah telah menggoncang wilayah Daerah Istimewa Yogyakarta dan Jawa Tengah. Akibat gempa bumi tersebut lebih dari 5800 orang meninggal dunia, 37.000 orang luka-luka, 84.000 rumah rata dengan tanah, serta lebih dari 200.000 rumah mengalami kerusakan ringan, sedang, maupun berat. Dari gempa bumi 27 Mei 2006 ini yang paling banyak mengalami kerusakan parah adalah di Kecamatan Imogiri, Jetis, Pleret, Piyungan dan Kecamatan Wedi, Gantiwarno, serta Bambanglipuro (Kompasiana, 2006). Diduga pemicu terjadinya gempa bumi adalah sebuah sesar yang terbentang dari kecamatan Imogiri-Panggung. Hal tersebut diperkuat oleh pernyataan beberapa sumber yang menduga bahwa pusat gempa bumi 27 Mei 2006 berada pada kedalaman 10 km dan sekitar 10 km di sebelah Timur Sesar Opak atau di sekitar Kali Oyo (UNOSAT, 2006), selama 3 bulan lebih di daerah tersebut juga terekam kira-kira 2000 kejadian gempa susulan (Luehr, *et.al.*, 2008) seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3.

Berdasarkan indikasi yang menyatakan adanya dugaan sesar di kawasan Sungai Oyo yang membentang dari kecamatan Imogiri-Panggung dan terletak di sekitar Sungai Oyo inilah sehingga sesar tersebut dinamakan Sesar Sungai Oyo. Sesar Sungai Oyo berada pada kedalaman 10–20 km di bawah permukaan (Walter, 2008). Potensi gempa bumi yang diduga diakibatkan oleh Sesar Sungai Oyo perlu diwaspadai karena kenyataannya jalur sesar ini belum terpetakan secara detail. Apabila

gelombang gempa sangat besar merambat pada sekitar jalur sesar, maka jalur sesar tersebut akan mengalami kegempaan yang tinggi sehingga diperlukan mikrozonasi wilayah yang rentan terhadap gempabumi dengan melakukan mikrozonasi ketebalan sedimen dan indeks kerentanan seismik pada kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.



Gambar 3. Distribusi *aftershock* gempa Yogyakarta 27 Mei 2006 (Walter, 2008).

Gempabumi yang bersumber dari aktifitas sesar dapat menimbulkan kerusakan yang cukup merugikan karena hal tersebut dipengaruhi oleh kuatnya getaran atau gelombang permukaan yang terletak di atas pusat gempa (episentrum).

Asumsi umum menyatakan bahwa semakin dekat suatu daerah terhadap pusat gempa, maka kerusakan yang ditimbulkan semakin besar. Namun hal ini juga bergantung pada geologi lokal yang sangat berpengaruh terhadap kerusakan yang ditimbulkan oleh gempabumi, seperti keadaan geologi di beberapa kecamatan yang menjadi objek penelitian di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo, misalnya di Kecamatan Imogiri dan Kecamatan Dlingo, Kabupaten Bantul, serta Kecamatan Playen dan Kecamatan Panggang, Kabupaten Gunungkidul.

Perbedaan struktur geologi pada setiap wilayah menyebabkan tingkat resiko bahaya gempabumi tidak merata. Dalam satu kecamatan, ada sebagian daerah yang aman terhadap bencana gempabumi dan ada pula sebagian yang rawan terhadap bencana gempabumi, sehingga indeks kerentanan seismik bermanfaat untuk keperluan mitigasi di keempat kecamatan ini, terutama untuk kesiapsiagaan dalam menghadapi gempabumi. Informasi mengenai indeks kerentanan seismik pada kawasan jalur Sesar Sungai Oyo masih sangat sedikit, padahal hal tersebut penting untuk memperkirakan atau meminimalisir dampak yang disebabkan oleh gempabumi. Oleh karena itu, penelitian ini dilakukan untuk mengetahui nilai Indeks Kerentanan seismik berdasarkan data geologi yang ada di kawasan tersebut.

Indeks kerentanan seismik merupakan indeks yang menggambarkan tingkat kerentanan lapisan permukaan tanah terhadap deformasi tanah saat terjadi gempabumi. Daerah yang memiliki nilai indeks kerentanan seismik tinggi adalah daerah yang rentan terhadap kerusakan saat terjadi gempabumi, sebaliknya daerah yang memiliki nilai indeks kerentanan seismik rendah berarti kerentanan daerah

tersebut kecil saat terjadi gempa bumi. Nilai indeks kerentanan seismik dapat diketahui berdasarkan hasil analisis data mikrotremor. Mikrotremor merupakan getaran lemah di permukaan bumi yang berlangsung terus menerus akibat adanya sumber getar seperti aktivitas manusia, industri, dan lalu lintas (Daryono, 2013). Data mikrotremor yang terukur dimanfaatkan untuk menentukan nilai indeks kerentanan seismik dengan menggunakan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSR).

Metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSR) merupakan salah satu cara memahami sifat struktur bawah permukaan tanah tanpa menyebabkan gangguan pada struktur tersebut. Metode HVSR merupakan metode yang memperlihatkan hubungan antara struktur bawah permukaan tanah dengan rasio spektrum Fourier dari sinyal mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikalnya. Parameter penting yang dihasilkan metode HVSR adalah frekuensi dominan (f_g) dan amplifikasi (A) (Nakamura, 1989).

B. Identifikasi Masalah

Berdasarkan latar belakang yang telah dijelaskan, maka dapat diidentifikasi beberapa permasalahan dalam penelitian ini, yaitu :

1. Sesar Sungai Oyo merupakan sesar yang masih menjadi dugaan penyebab terjadinya gempa bumi Yogyakarta 2006, namun belum banyak diteliti.
2. Informasi mengenai karakteristik mikrotremor di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo belum diketahui.

3. Informasi mengenai nilai ketebalan sedimen dan mikrozonasi ketebalan lapisan sedimen di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo belum diketahui.
4. Informasi mengenai nilai indeks kerentanan seismik dan mikrozonasi indeks kerentanan seismik di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo belum diketahui.
5. Kondisi geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo belum digambarkan secara terperinci.

C. Batasan Masalah

Berdasarkan identifikasi masalah, maka batasan masalah pada penelitian ini adalah :

1. Data yang digunakan dalam penelitian ini berupa data mikrotremor dengan koordinat geografis $7,9195^{\circ}$ LS – $7,9921^{\circ}$ LS dan $110,3923^{\circ}$ BT– $110,4638^{\circ}$ BT.
2. Daerah penelitian meliputi empat kecamatan, yaitu Kecamatan Imogiri, Kecamatan Dlingo, Kecamatan Playen, dan Kecamatan Panggang, dengan titik sampel berjumlah 25 titik.
3. Analisa data mikrotremor menggunakan metode *Horizontal to Vertical Spectrum Ratio (HVSAR)*.
4. Nilai kecepatan gelombang geser pada permukaan tanah (V_s) didekati dengan nilai kecepatan gelombang geser pada kedalaman 30 meter (V_{s30}).
5. Karakteristik mikrotremor terdiri dari frekuensi dominan (f_g), faktor amplifikasi (A), kecepatan pergeseran gelombang di permukaan tanah (V_s), dan kecepatan pergeseran gelombang di bawah permukaan tanah (V_b).

D. Rumusan Masalah

Berdasarkan identifikasi masalah seperti yang telah dijelaskan sebelumnya, dapat ditentukan rumusan masalah sebagai berikut:

1. Bagaimana karakteristik mikrotremor di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo?
2. Berapa nilai ketebalan lapisan sedimen dan bagaimana mikrozonasi ketebalan lapisan sedimen di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo?
3. Berapa nilai indeks kerentanan seismik dan bagaimana mikrozonasi indeks kerentanan seismik di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo?

E. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan yang harus dicapai dari penelitian ini adalah :

1. Menentukan karakteristik mikrotremor di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.
2. Menentukan nilai ketebalan lapisan sedimen dan membuat mikrozonasi ketebalan lapisan sedimen di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.
3. Menentukan nilai indeks kerentanan seismik dan membuat mikrozonasi indeks kerentanan seismik di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.

F. Manfaat Penelitian

Manfaat yang diharapkan dari hasil penelitian adalah sebagai berikut :

1. Memberikan informasi tentang bahaya seismik di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo yang dapat digunakan sebagai mitigasi bencana gempabumi di masa yang akan datang.

2. Memberikan gambaran secara visual berupa mikrozonasi indeks kerentanan seismik dan ketebalan lapisan sedimen tentang daerah yang rawan terhadap gempabumi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.
3. Menambah ilmu pengetahuan dalam bidang kegempaan bagi masyarakat yang bermukim di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.

BAB II DASAR TEORI

A. Gempabumi

Gempabumi merupakan getaran atau guncangan yang berasal dari dalam bumi karena pelepasan energi yang ditandai dengan patahnya batuan pada kerak bumi. Akumulasi energi penyebab terjadinya gempabumi dihasilkan dari pergerakan lempeng–lempeng tektonik. Umumnya pergerakan lempeng tektonik berlangsung lambat dan tidak dapat dirasakan oleh manusia, namun terukur sebesar 0-15 cm per tahun. Kadang-kadang, gerakan lempeng ini macet dan saling mengunci, sehingga terjadi pengumpulan energi yang berlangsung terus-menerus sampai pada suatu saat batuan pada lempeng tektonik tidak kuat menahan gerakan tersebut, sehingga terjadi pelepasan energi mendadak. Energi yang dilepaskan memancar ke segala arah dalam bentuk gelombang. Ketika gelombang tersebut merambat ke permukaan bumi, kita dapat merasakan getarannya (BMKG, 2015).

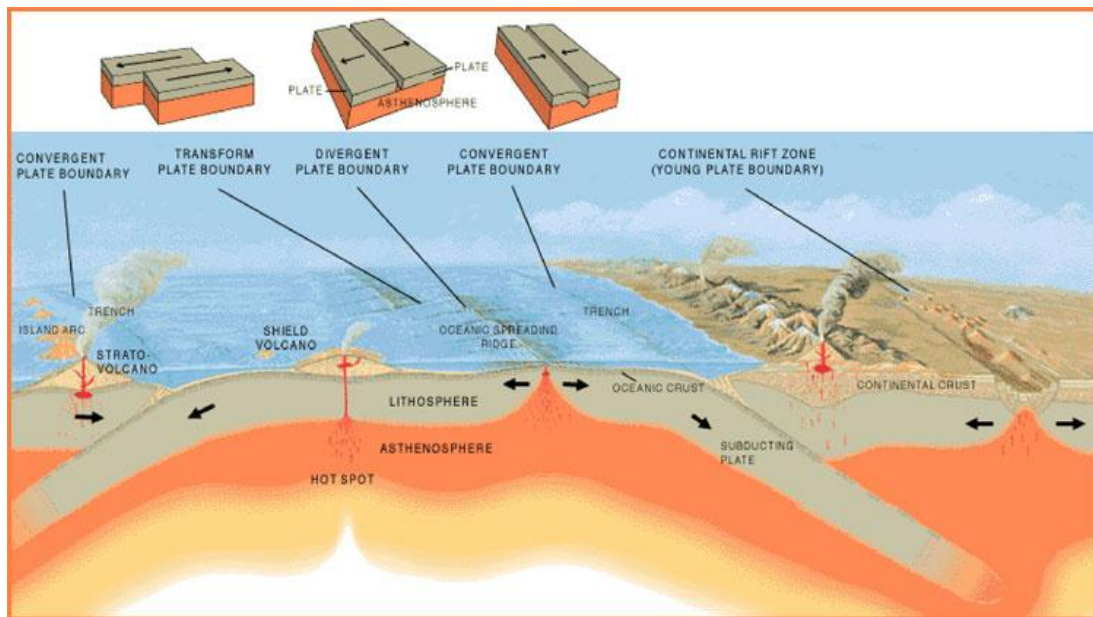
Kekuatan gempabumi dapat diukur berdasarkan tingkat energi yang dilepaskan dengan menggunakan SR (skala Richter). Pembagian tingkat kekuatan gempabumi tersebut dimulai dari ukuran satu hingga sembilan. Ilmuwan yang mempelajari tentang gempabumi disebut *seismologist* dan alat yang digunakan untuk mengukur setiap getaran yang terjadi disebut seismograf.

Menurut teori lempeng tektonik (*tectonic plate*), bumi tersusun atas berbagai lapisan. Lapisan terluar bumi terbuat dari suatu lempeng tipis yang keras dan

bergerak relatif terhadap lempeng yang lainnya. Lapisan ini disebut lapisan litosfer (kerak bumi), dimana kerak bumi menutupi seluruh permukaan bumi. Namun, akibat aliran panas yang mengalir di bawah kerak bumi menyebabkan lapisan tersebut pecah menjadi bagian-bagian yang lebih kecil yang biasa disebut lempeng kerak bumi (lempeng tektonik). Sedangkan lapisan yang berada di bawah lapisan litosfer adalah lapisan astenosfer. Lapisan astenosfer merupakan lapisan batuan cair yang memiliki suhu dan tekanan sangat tinggi, sehingga batuan di lapisan ini bergerak mengalir seperti cairan fluida (Oberrecht, 2011).

Lempeng–lempeng tektonik yang merupakan bagian dari lapisan litosfer pun bergerak mengikuti lapisan astenosfer. Berdasarkan arah gerak lempeng–lempeng tersebut, diklasifikasikan 3 tipe batas lempeng, yaitu dua lempeng yang bergerak saling menjauhi (*divergent*), saling mendekati (*convergent*), dan geser (*transform*) seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4.

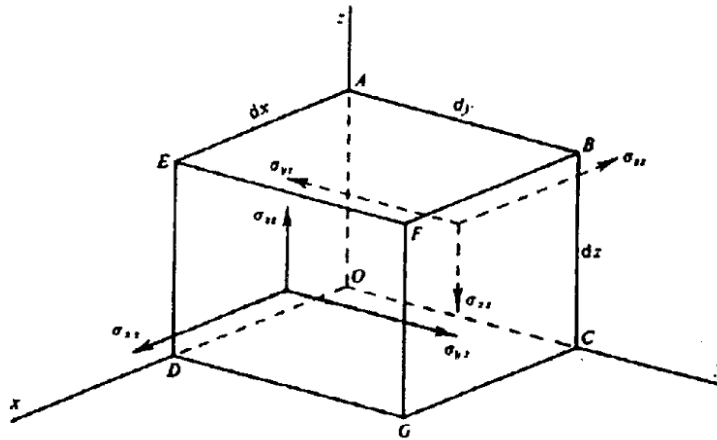
Pada batas lempeng konvergen terjadi pergerakan dua lempeng ke lokasi yang sama, akibatnya kedua lempeng tersebut saling bertabrakan dan salah satunya akan mengalami subduksi yaitu peristiwa dimana salah satu lempeng dipaksa berada di bawah lempeng yang lain (Buranda, 2009). Peristiwa inilah yang sering menjadi penyebab terjadinya gempabumi.



Gambar 4. Jenis-jenis batas lempeng (NOAA, 2013).

B. Gelombang Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang elastis yang merambat ke seluruh bagian dalam bumi melalui permukaan bumi akibat adanya pelepasan energi dari sumber gempa yang dipancarkan ke segala arah (Abdillah, 2010). Perambatan gelombang seismik menembus struktur perlapisan bumi sangat bergantung pada sifat elastisitas batuan-batuan yang dilaluinya (Susilawati, 2008). Adanya pergerakan dan gaya pada bumi menyebabkan batuan terdeformasi. Peristiwa deformasi ini berkaitan erat dengan konsep tegangan (*stress*) dan regangan (*strain*) (Telford *et al.*, 1990). Persamaan gelombang seismik dapat didekati dengan meninjau komponen gaya-gaya tertentu yang bekerja pada sebuah medium homogen berupa kubus seperti yang ditunjukkan Gambar 5.



Gambar 5. Komponen-komponen gaya pada medium kubus (Telford et al., 1990).

Tegangan yang bekerja pada salah satu permukaan kubus tersebut mempunyai komponen-komponen sebagai berikut.

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx; \quad \sigma_{yx} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx; \quad \sigma_{zx} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx \quad (1)$$

Komponen-komponen tegangan di atas disebut gaya tiap satuan volume benda pada bidang x yang memiliki arah pada sumbu x , y , dan z . Untuk kasus permukaan bidang yang lain, hubungan variabel gaya tiap satuan volumenya analog dengan kasus pada bidang x . Total gaya pada sumbu x yang terjadi pada benda (medium) kubus adalah :

$$F = \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \right) dx dy dz \quad (2)$$

dengan $dx dy dz$ merupakan satuan volume kubus. Pada Hukum II Newton, gaya merupakan perkalian antara massa benda (m) dan percepatannya (a). Apabila dikaitkan dengan persamaan densitas benda $\rho = m/V$, maka

$$F = ma = \rho Va = \rho(dx dy dz) \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) \quad (3)$$

Dengan menggunakan definisi gaya pada persamaan (3), persamaan (2) dapat diubah menjadi persamaan (4).

$$\rho(dx dy dz) \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) = \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \right) dx dy dz$$

$$\rho \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) = \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \right) \quad (4)$$

Hubungan pada persamaan (4) disebut sebagai persamaan gerak searah sumbu x . Dengan cara yang sama, dapat diperoleh persamaan gerak pada arah lainnya.

Persamaan yang menyatakan hubungan antara tegangan (*stress*) σ dan regangan (*strain*) ε adalah (Telford *et al.*, 1990) :

$$\sigma_{ii} = \lambda' \Delta + 2\mu \varepsilon_{ii} , \quad i = x, y, z \quad (5)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \varepsilon_{ij} , \quad i \neq j \quad (6)$$

dengan

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \\ \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} &= \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \\ \varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz} &= \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

u, v, w menunjukkan komponen perpindahan partikel, λ' adalah konstanta Lamé, μ merupakan modulus geser (N/m^2), dan Δ menunjukkan regangan volum atau dilatasi dengan definisi pada persamaan (8).

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (8)$$

Dengan menerapkan persamaan (5), (6), dan (7) maka persamaan (4) dapat diubah menjadi persamaan (9) :

$$\rho \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) = (\lambda' + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \quad (9)$$

dengan $\nabla^2 u = \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right)$.

Melalui cara yang sama, persamaan (9) dapat diterapkan pada kasus pergerakan partikel searah sumbu y dan z sebagai berikut.

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda' + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v \quad (10)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda' + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w \quad (11)$$

dengan u, v, w secara berurutan menunjukkan pergeseran partikel pada arah sumbu x , sumbu y , dan sumbu z .

Gelombang merambat pada suatu medium ke segala arah. Secara tiga dimensi arah perambatan gelombang dinyatakan dengan sumbu x , y , dan z . Untuk menentukan persamaan gelombang dilakukan diferensiasi pada persamaan (9), (10), dan (11) masing-masing terhadap x , y , dan z . Berdasarkan persamaan (9) dapat diperoleh persamaan (12).

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right) &= (\lambda' + \mu) \left(\frac{\partial^2 \Delta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial z^2} \right) + \\ &\quad \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right) \\ \frac{\rho}{(\lambda' + 2\mu)} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} &= \nabla^2 \Delta \end{aligned} \quad (12)$$

Persamaan (12) merupakan persamaan gelombang longitudinal. Berdasarkan persamaan gelombang tersebut diperoleh kecepatan gelombang seismik longitudinal atau dikenal dengan kecepatan gelombang-P (v_p) sebagai :

$$v_p = \left(\frac{\lambda' + 2\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (13)$$

Untuk mendapatkan persamaan gelombang transversal atau gelombang seismik S, persamaan (10) didiferensialkan terhadap z dan persamaan (11) didiferensialkan terhadap y . Hasil pendiferensialan persamaan (10) dikurangi dengan hasil pendiferensialan persamaan (11) menghasilkan :

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (14)$$

Komponen regangan benda yang mengalami perpindahan secara rotasional didefinisikan pada persamaan (15) sebagai (Telford *et al.*, 1990) :

$$\theta_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} ; \quad \theta_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} ; \quad \theta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (15)$$

Dengan menerapkan persamaan (15) pada persamaan (14), didapatkan persamaan :

$$\frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x \quad (16)$$

θ_x menyatakan gerakan rotasi tegak lurus terhadap sumbu x , sedangkan arah perambatan gelombangnya searah dengan sumbu x . Untuk kasus arah penjalaran gelombang searah sumbu y dan sumbu z digunakan cara yang sama, sehingga diperoleh persamaan :

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\theta_y) = \mu \nabla^2 (\theta_y) \quad (17)$$

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2}(\theta_z) = \mu \nabla^2(\theta_z) \quad (18)$$

Persamaan (16), (17), dan (18) menyatakan persamaan gelombang transversal. Dari persamaan (16) dapat diperoleh kecepatan gelombang transversal atau dikenal dengan kecepatan gelombang-S sebagai :

$$v_s = \left(\frac{\mu}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (19)$$

Menurut Telford *et al.* (1990), Gelombang seismik terdiri dua tipe, yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*).

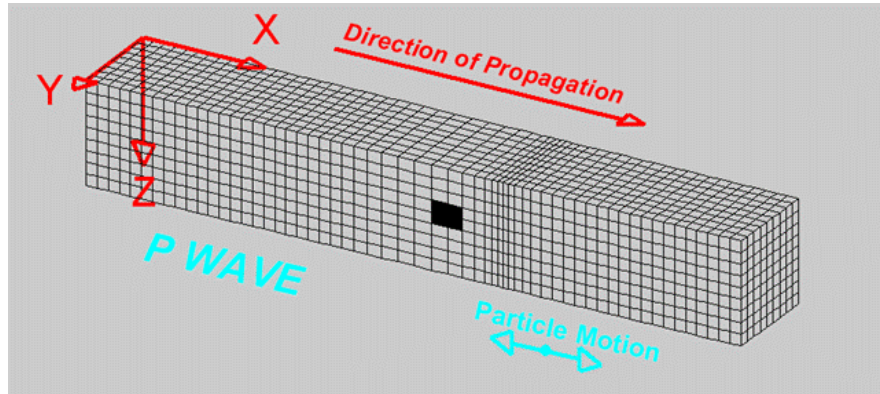
1. Gelombang Badan (*Body Waves*)

Gelombang badan adalah gelombang yang menjalar dalam media elastik dan arah perambatannya ke seluruh bagian di dalam bumi. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjarannya gelombang dibedakan menjadi dua (Juanita, 2011), yaitu:

a. Gelombang Primer (Gelombang P)

Gelombang P disebut juga gelombang kompresi, gelombang dilatasi, atau gelombang longitudinal yang memiliki gerakan partikel searah dengan arah rambat gelombangnya, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 6. Gelombang ini merupakan gelombang yang pertama kali tercatat di seismogram dengan kecepatan gelombang P (v_p) adalah $\pm 5 - 7$ km/s di kerak bumi, lebih besar dari 8 km/s di dalam mantel dan inti bumi, sedangkan di dalam air kecepatan gelombang P (v_p) adalah $\pm 1,5$ km/s dan

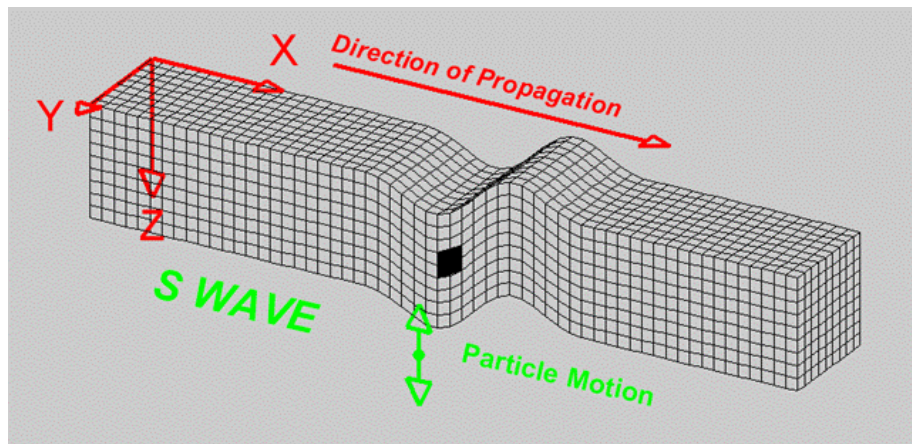
$\pm 0,3$ km/s di udara. Karena memiliki kecepatan tinggi gelombang P memiliki waktu tiba terlebih dahulu dibandingkan gelombang S (Braile, 2004).



Gambar 6. Penjalaran gelombang P (Braile, 2004).

b. Gelombang Sekunder (Gelombang S)

Gelombang S disebut juga gelombang *shear*, gelombang transversal ataupun gelombang rotasi yang memiliki gerakan partikel tegak lurus terhadap arah rambatnya, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 7. Gelombang S tidak dapat merambat pada medium cair (fluida), sehingga gelombang ini hanya dapat terdeteksi pada inti bagian dalam bumi dengan kecepatan (v_s) $\pm 3,0 - 4,0$ km/s di kerak bumi, lebih besar dari 4,5 km/s di dalam mantel bumi, dan 2,5 – 3,0 km/s di dalam inti bumi. Gelombang S juga memiliki kecepatan lebih rendah daripada gelombang P (Braile, 2004).



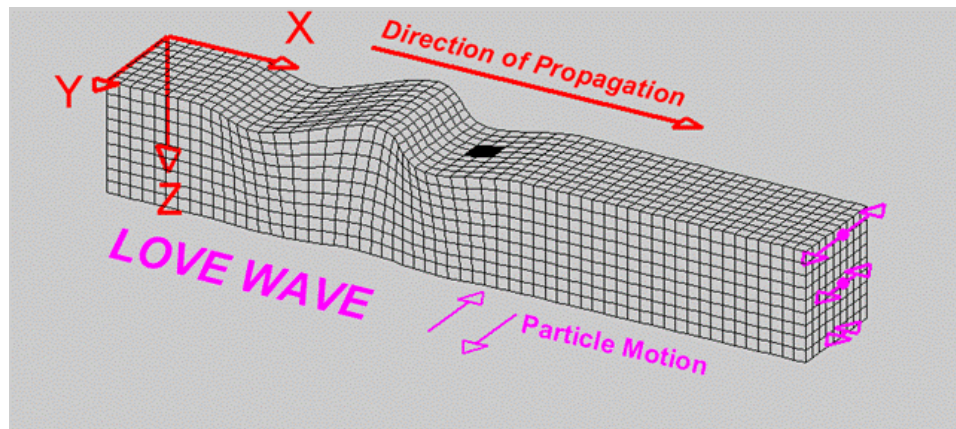
Gambar 7. Penjalaran gelombang S (Braile, 2004)

2. Gelombang Permukaan (*Surface Waves*)

Gelombang permukaan merupakan gelombang yang merambat di permukaan bumi. Menurut Timothy (2014), perambatan gelombang permukaan lebih lambat dari pada perambatan gelombang badan, namun menyebabkan lebih banyak kerusakan. Gelombang permukaan dibagi menjadi dua, yaitu (Afnimar, 2009):

a. Gelombang Love (Gelombang L)

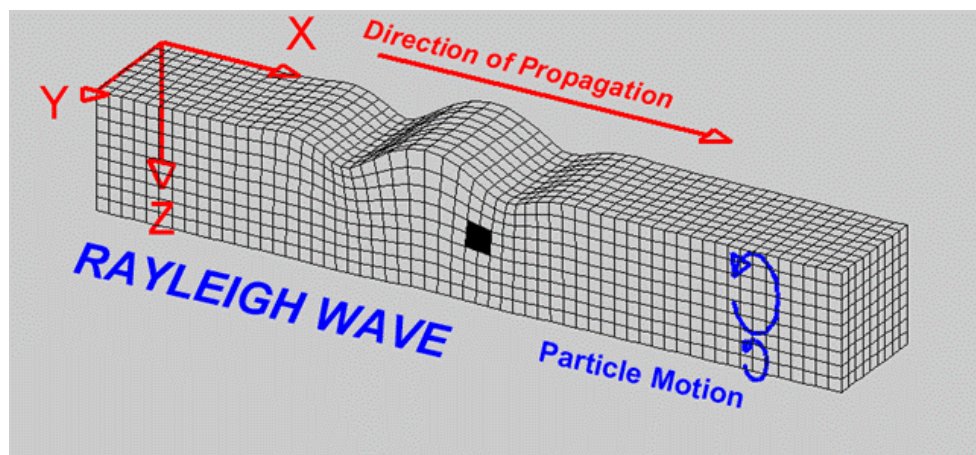
Gelombang Love merupakan gelombang yang memiliki arah gerakan partikel melintang terhadap arah perambatannya. Menurut Braile (2004), gelombang L merambat dalam bentuk gelombang transversal dengan kecepatan di permukaan bumi (v_L) adalah $\pm 2,0 - 4,4$ km/s. Kecepatan gelombang L tergantung pada frekuensi, saat frekuensi rendah gelombang tersebut akan merambat dengan kecepatan yang lebih tinggi, dan rendahnya frekuensi mengakibatkan gelombang L menembus permukaan bumi lebih dalam. Ilustrasi gelombang L ditunjukkan pada Gambar 8.



Gambar 8. Penjalaran gelombang L (Braile, 2004)

b. Gelombang Rayleigh (Gelombang R)

Gelombang Rayleigh adalah gelombang yang merambat di permukaan bumi dengan pergerakan partikelnya menyerupai elips, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 9. Arah rambat gelombang ini bergerak tegak lurus terhadap getaran dan searah dengan bidang datang. Gelombang R memiliki kecepatan (v_R) $\pm 2,0 - 4,2$ km/s di dalam bumi (Braile, 2004).



Gambar 9. Penjalaran gelombang R (Braile, 2004)

C. Mikrotremor

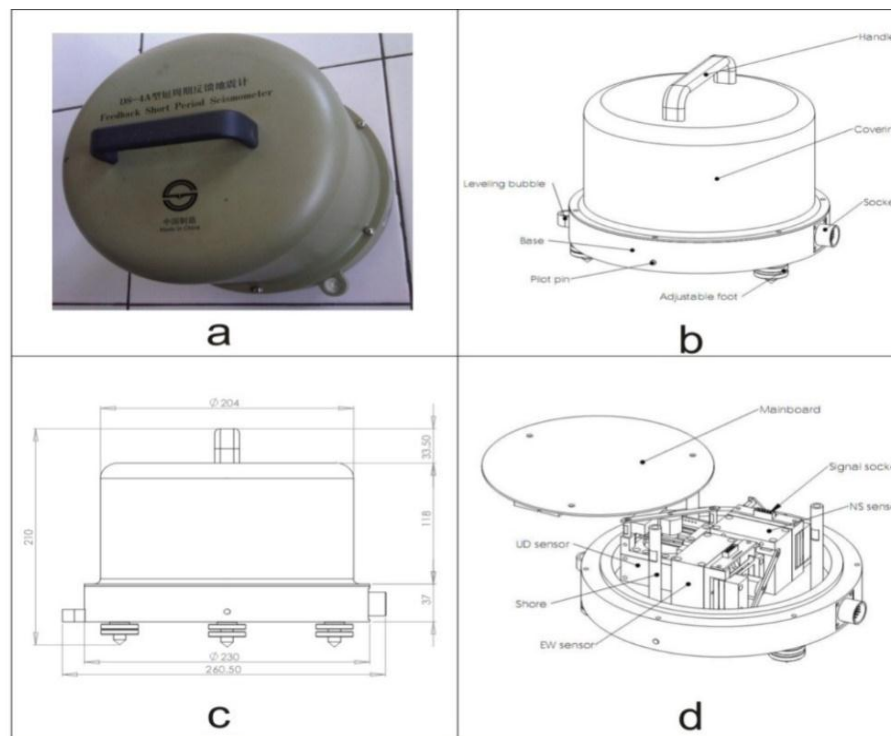
Mikrotremor adalah getaran konstan dari permukaan bumi (Okada, 2004). Getaran tersebut dapat ditimbulkan oleh peristiwa alam ataupun buatan. Peristiwa buatan seperti gerak dari mesin kendaraan, industri, dan aktivitas manusia lainnya di permukaan bumi. Sedangkan peristiwa alam berupa variasi tekanan atmosfer, angin, hujan, dan gelombang air laut. Getaran yang dimaksud bukan merupakan peristiwa dengan durasi pendek seperti gempa bumi dan ledakan (Seht & Wohlenberg, 1999).

Mikrotremor diterapkan untuk menentukan karakteristik dinamis (frekuensi dominan dan faktor amplifikasi) dari lapisan tanah yang dipelopori oleh Kanai dan Tanaka pada tahun 1954 dan 1961. Pengukuran mikrotremor sering dipraktikkan untuk mengamati karakteristik dinamika tanah yang dapat ditinjau dari penalaran gelombang seismik. Beberapa parameter fisis yang dapat dilihat dari penalaran gelombang tersebut adalah kecepatan gelombang seismik, variasi amplitudo, frekuensi serta perioda gelombang. Mikrotremor yang disebabkan oleh gerakan bawah permukaan memiliki amplitudo antara 0,1 mikro – 1,0 mikro.

Berdasarkan periodanya mikrotremor diklasifikasikan menjadi dua jenis, yaitu perioda rentang pendek dan perioda rentang panjang. Untuk mikrotremor dengan perioda rentang pendek yaitu 0,1 detik sampai 1,6 detik biasanya disebabkan oleh peristiwa buatan, sedangkan mikrotremor dengan perioda rentang panjang yaitu 1,6 detik sampai 2 detik atau lebih terjadi karena peristiwa alam. Gelombang alam dari mikrotremor berbeda-beda, tergantung dari kondisi wilayahnya (Syahrudin, 2014).

D. Seismograf

Seismograf merupakan instrumen yang dapat mendeteksi dan mencatat pergerakan tanah atau getaran tanah beserta informasi waktu yang tepat akibat gempa bumi. Seismograf terdiri dari seismometer, penunjuk waktu yang akurat, dan perangkat untuk merekam sinyal yang diperoleh dari seismometer. Hasil rekaman pergerakan tanah dari seismograf disebut seismogram. Pada penelitian ini seismometer yang digunakan adalah seismometer dengan tipe TDV-23S. Seismometer tipe TDV-23S mendeteksi variabel kecepatan dari getaran tanah (TAIDE, 2010). Seismometer tipe TDV-23S ditunjukkan pada Gambar 10.



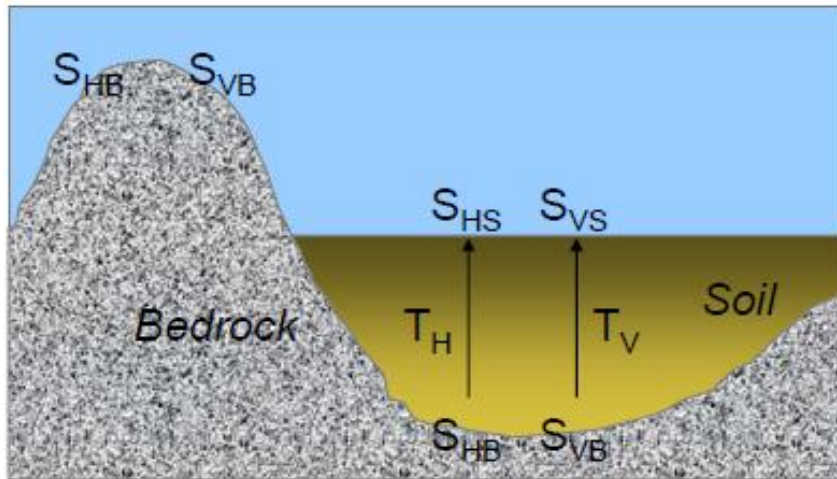
Gambar 10. (a) Tampilan fisik seismometer tipe TDV-23S; (b) Konstruksi Seismometer tipe TDV-23S; (c) Dimensi seismometer tipe TDV-23S; (d) Struktur bagian dalam seismometer tipe TDV-23S (TAIDE, 2010)

Seismometer merupakan sensor yang dapat merespon getaran tanah dan menangkap sinyal yang dapat direkam oleh seismograf. Seismometer memiliki tiga detektor yang dapat mendeteksi getaran tanah. Tiga detektor ini digunakan untuk mendeteksi getaran dari dalam tanah dan getaran lain di sekitar lokasi yang menyentuh tanah (Damarla *et al*, 2007).

E. Horizontal to Vertical Spectrum Ratio (HVSr)

Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr) adalah metode yang didasarkan pada asumsi bahwa rasio spektrum horizontal dan vertikal dari getaran permukaan merupakan fungsi perpindahan (Nakamura, 1989). Metode HVSr secara meluas diperkenalkan oleh Nakamura, sehingga metode ini juga dikenal dengan teknik Nakamura. HVSr dinilai sangat ekonomis dan efektif untuk mengkaji karakteristik dinamis lapisan tanah permukaan penyebab terjadinya *local site effect* saat gempabumi (Fah *et al*, 2001).

Energi mikrotremor sebagian besar bersumber dari gelombang Rayleigh, dan *site effect amplification* terjadi akibat keberadaan lapisan tanah lunak yang menempati setengah cekungan dari batuan dasar. Dalam kondisi ini ada empat komponen gerakan tanah yang terlibat, yaitu komponen gerakan horizontal dan vertikal di batuan dasar dan komponen gerak horizontal dan vertikal di permukaan (Lermo, *et al*. 1993).



Gambar 11. Model cekungan yang berisi material sedimen halus (Slob, 2007)

Berdasarkan gerakan seismik di permukaan tanah yang bersentuhan langsung dengan batuan dasar di area cekungan, faktor amplifikasi dari gerakan horizontal dan vertikal pada lapisan sedimen dilambangkan dengan T_H dan T_V (Nakamura, 2000) seperti yang ditunjukkan pada Gambar 11.

Besarnya faktor amplifikasi horizontal (T_H) diperoleh dengan membandingkan antara komponen gerak horizontal di permukaan tanah (S_{HS}) dengan komponen gerak horizontal pada dasar lapisan tanah (S_{HB}) seperti persamaan berikut:

$$T_H = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (20)$$

Beberapa asumsi yang digunakan sebagai berikut (Bour *et al*, 1998):

1. Data mikrotremor tersusun atas beberapa jenis gelombang, tetapi utamanya adalah gelombang Rayleigh yang merambat pada lapisan sedimen di atas batuan dasar.
2. Efek gelombang Rayleigh diasumsikan sebagai *noise* mikrotremor yang terdapat pada spektrum komponen gerak vertikal di permukaan tanah (S_{VS}), tetapi tidak

terdapat pada spektrum komponen vertikal di batuan dasar (S_{VB}) sehingga besarnya faktor amplifikasi vertikal (T_V) adalah:

$$T_V = S_{VS}/S_{VB} \quad (21)$$

3. Komponen vertikal mikrotremor tidak teramplifikasi oleh lapisan sedimen di dataran aluvial.
4. Efek gelombang Rayleigh pada rekaman mikrotremor adalah ekuivalen untuk komponen vertikal dan horizontal saat rentang frekuensi 0,2-20,0 Hz, sehingga rasio spektrum antara horizontal dan vertikal di batuan dasar mendekati nilai satu.

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} \approx 1 \quad (22)$$

dan jika dibulatkan menjadi

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} = 1 \text{ atau } \frac{S_{VB}}{S_{HB}} = 1 \quad (23)$$

Karena rasio spektrum antara komponen horizontal dan vertikal dari mikrotremor yang terekam pada permukaan lapisan tanah akibat efek dari gelombang Rayleigh dapat dihilangkan, maka hanya ada efek yang disebabkan oleh kondisi geologis lokal atau *site effect*. *Site effect* (T_{SITE}) pada lapisan sedimen permukaan ditentukan dengan cara membandingkan spektrum T_H dengan spektrum T_V . *Site effect* menunjukkan puncak amplifikasi pada frekuensi dasar dari suatu lokasi (Slob, 2007).

Rumusan *Horizontal to Vertical Spectrum Ratio* adalah:

$$T_{SITE} = \frac{T_H}{T_V} \quad (24)$$

dengan memasukkan persamaan (20) dan (21) ke persamaan (24), maka didapat:

$$T_{SITE} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (25)$$

Rumus ini menjadi dasar perhitungan rasio spektrum mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikal (HVSr), atau dapat dirumuskan sebagai:

$$HVSr = T_{SITE} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} = \frac{\sqrt{[(S_{Utara-Selatan})^2 + (S_{Barat-Timur})^2]}}{S_{Vertikal}} \quad (26)$$

F. Transformasi Fourier, DFT, dan FFT

a. Transformasi Fourier

Dalam survei mikrotremor transformasi Fourier digunakan untuk mengubah gelombang seismik dalam domain waktu menjadi domain frekuensi. Transformasi Fourier dikembangkan oleh Jean Baptise Joseph Fourier. Transformasi Fourier mendekomposisi sinyal ke dalam jumlahan tak hingga dari bentuk sinusoid dengan frekuensi dan nilai fase tertentu. Transformasi Fourier dalam kasus *continous-time* dan *continous-frequency* ditunjukkan pada persamaan (27). $X^F(\omega)$ adalah hasil Transformasi Fourier, ω adalah frekuensi angular (radian per detik), dan $x(t)$ merupakan sinyal dengan waktu yang kontinu (Park, 2010).

$$X^F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)e^{-j\omega t} dt \quad (27)$$

Persamaan (27) akan memiliki nilai apabila terpenuhinya syarat :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |x(t)| dt < \infty \quad (28)$$

Untuk mendapatkan kembali sinyal berdomain waktu, perlu dilakukan inversi pada Transformasi Fourier seperti ditunjukkan persamaan (29).

$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} X^F(\omega) e^{+j\omega t} d\omega \quad (29)$$

b. *Discrete Fourier Transform* (DFT)

Transformasi Fourier pada kasus waktu dan frekuensi yang kontinu pada persamaan (27) menggunakan operasi integral yang tidak dapat dipraktikkan dalam perhitungan menggunakan komputer. Untuk itu perlu dikembangkan sebuah Transformasi Fourier dalam kasus waktu yang diskrit. Dengan mengkonversi operasi integral ke operasi jumlahan seperti pada persamaan (28) dan ω menjadi θn seperti pada persamaan (29) akan dihasilkan *Discrete-Time Fourier Transform* (DTFT) yang diberikan pada persamaan (30).

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \rightarrow \sum_{n=-\infty}^{+\infty} \quad (28)$$

$$e^{-j\omega} \rightarrow e^{-j\theta n} \quad (29)$$

$$X^f = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} x[n] e^{-j\theta n} \quad (30)$$

Dalam algoritma DTFT, θ adalah frekuensi digital dengan satuan radian per sampel. Dengan kata lain algoritma DTFT belum bersifat diskrit pada domain frekuensi. Perlu adanya *sampling* pada domain frekuensi seperti pada domain waktu yang bersifat diskrit. Sampel tersebut berada pada rentang 0 hingga 2π yang ekuivalen dengan 0 sampai f_s Hz. *Sampling* dilakukan dengan membagi rentang ini sedemikian rupa sehingga didapatkan data slot frekuensi berjumlah N dengan jarak yang sama. Jika N adalah panjang data sinyal yang akan dikenakan Transformasi Fourier, maka:

$$\text{unit frekuensi} = \frac{2\pi}{N} \quad (31)$$

Pada *sampling* domain waktu, T (dalam sekon) mewakili interval *sampling* antar sampel. Pada *sampling* frekuensi terdapat $2\pi/N$ yang mewakili interval *sampling* frekuensi (dalam satuan frekuensi). Frekuensi digital (θ) yang telah dilakukan *sampling* dapat diwakilkan oleh $\theta[k]$, dengan k adalah bilangan bulat yang merupakan indeks frekuensi. Pada persamaan (32) didefinisikan nilai $\theta[k]$ untuk Transformasi Fourier dengan panjang data N .

$$\theta[k] = \frac{2\pi k}{N} \quad (32)$$

dengan mengganti θ pada persamaan (30) dengan $\theta[k]$ pada persamaan (32) akan didapatkan persamaan yang dikenal dengan algoritma *Discrete Fourier Transform* (DFT) dengan indeks frekuensi diskrit k , sinyal input $x[n]$ dengan indeks waktu diskrit n , dan panjang data N (Park, 2010).

$$X[k] = \sum_{n=0}^{n=N-1} x[n] e^{-j\frac{2\pi kn}{N}} \quad (33)$$

atau lebih sering ditulis

$$X[k] = \sum_{n=0}^{n=N-1} x[n] W_N^{kn} \quad (34)$$

dengan

$$W_N^{kn} = e^{-j\frac{2\pi}{N}} \quad (35)$$

c. *Fast Fourier Transform* (FFT)

Fast Fourier Transform (FFT) merupakan metode DFT yang lebih efisien dalam perhitungan secara komputasi. Berawal dari DFT-N data pada persamaan (34) yang dapat dijabarkan sebagai (Proakis dan Manolakis 1996) :

$$X^d[k] = x[0] + x[1]W_N^{k(1)} + x[2]W_N^{k(2)} + \dots + x[N-1]W_N^{k(N-1)} \quad (35)$$

bila $x(n)$ dikelompokkan menjadi suku genap dan ganjil, persamaan (35) dapat diubah menjadi persamaan (36).

$$X[n] = \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n]W_N^{2nk} + \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n+1]W_N^{(2n+1)k} \quad (36)$$

Persamaan (36) dapat juga ditulis

$$X[n] = \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n]W_N^{2nk} + W_N^k \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n+1]W_N^{2nk} \quad (37)$$

Karena $W_N^2 = W_{\frac{N}{2}}$, persamaan (37) dapat diubah menjadi

$$X[n] = \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n]W_{\frac{N}{2}}^{nk} + W_N^k \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n+1]W_{\frac{N}{2}}^{nk} \quad (38)$$

dengan $k = 0, 1, 2, \dots, \frac{N}{2} - 1$. Persamaan (38) dapat pula ditulis sebagai fungsi baru sebagai :

$$X[n] = G[k] + W_N^k H[k] \quad (39)$$

dengan $G[k]$ dan $H[k]$ didefinisikan pada persamaan (40) dan (41).

$$G[k] = \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n]W_{\frac{N}{2}}^{nk} \quad (40)$$

$$H[k] = \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n+1]W_{\frac{N}{2}}^{nk} \quad (41)$$

Karena $G[k]$ dan $H[k]$ periodik dengan periode $N/2$ akan diperoleh $G\left[k + \frac{N}{2}\right] = G[k]$ dan $H\left[k + \frac{N}{2}\right] = H[k]$, dan karena $W_N^{k+\frac{N}{2}} = -W_N^k$ akan didapatkan persamaan (42).

$$X\left[n + \frac{N}{2}\right] = G[k] - W_N^k H(k) \quad (42)$$

Persamaan (39) dan (42) dikenal dengan FFT *radix-2 Decimation In Time* (DIT), dengan data dipilah menjadi dua bagian menjadi bagian genap dan bagian ganjil. FFT *radix-2* juga dapat didekati dengan pendekatan matrik. Persamaan (43) merupakan susunan matrik DFT untuk $N = 8$ (Van Loan, 1992).

$$\begin{bmatrix} X[0] \\ X[1] \\ X[2] \\ X[3] \\ X[4] \\ X[5] \\ X[6] \\ X[7] \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & W_8 & W_8^2 & W_8^3 & W_8^4 & W_8^5 & W_8^6 & W_8^7 \\ 1 & W_8^2 & W_8^4 & W_8^6 & W_8^8 & W_8^{10} & W_8^{12} & W_8^{14} \\ 1 & W_8^3 & W_8^6 & W_8^9 & W_8^{12} & W_8^{15} & W_8^{18} & W_8^{21} \\ 1 & W_8^4 & W_8^8 & W_8^{12} & W_8^{16} & W_8^{20} & W_8^{24} & W_8^{28} \\ 1 & W_8^5 & W_8^{10} & W_8^{15} & W_8^{20} & W_8^{25} & W_8^{30} & W_8^{35} \\ 1 & W_8^6 & W_8^{12} & W_8^{18} & W_8^{24} & W_8^{30} & W_8^{36} & W_8^{42} \\ 1 & W_8^7 & W_8^{14} & W_8^{21} & W_8^{28} & W_8^{35} & W_8^{42} & W_8^{49} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x[0] \\ x[1] \\ x[2] \\ x[3] \\ x[4] \\ x[5] \\ x[6] \\ x[7] \end{bmatrix} \quad (43)$$

Periodisitas dan kesimetrian matrik (43) dapat digambarkan sebagai sebuah fasor untuk tiap W_N^{kn} . Untuk W_8 direpresentasikan dengan sudut fasor 0 yang ditunjukkan dengan panah mengarah ke atas. Rotasi fasor searah dengan jarum jam, seperti ditunjukkan pada matrik (44) (Manolakis dan Ingle, 2011).

$$W_8 = \begin{bmatrix} \uparrow & \uparrow & \uparrow & \uparrow & \uparrow & \uparrow & \uparrow & \uparrow \\ \uparrow & \nearrow & \rightarrow & \searrow & \downarrow & \swarrow & \leftarrow & \nwarrow \\ \uparrow & \rightarrow & \downarrow & \leftarrow & \uparrow & \rightarrow & \downarrow & \leftarrow \\ \uparrow & \searrow & \leftarrow & \nearrow & \downarrow & \nwarrow & \rightarrow & \swarrow \\ \uparrow & \downarrow & \uparrow & \downarrow & \uparrow & \downarrow & \uparrow & \downarrow \\ \uparrow & \swarrow & \rightarrow & \nwarrow & \downarrow & \nearrow & \leftarrow & \searrow \\ \uparrow & \leftarrow & \downarrow & \rightarrow & \uparrow & \leftarrow & \downarrow & \rightarrow \\ \uparrow & \nwarrow & \leftarrow & \swarrow & \downarrow & \searrow & \rightarrow & \nearrow \end{bmatrix}$$

(44)

Selanjutnya susunan matrik pada persamaan (43) dapat mengikuti susunan perioditas pada persamaan matrik (44), sehingga dapat dituliskan sebagai :

$$\begin{bmatrix} X[0] \\ X[1] \\ X[2] \\ X[3] \\ X[4] \\ X[5] \\ X[6] \\ X[7] \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & W_8^1 & W_8^2 & W_8^3 & W_8^4 & W_8^5 & W_8^6 & W_8^7 \\ 1 & W_8^2 & W_8^4 & W_8^6 & 1 & W_8^{10} & W_8^{12} & W_8^{14} \\ 1 & W_8^3 & W_8^6 & W_8^9 & W_8^{12} & W_8^{15} & W_8^{18} & W_8^{21} \\ 1 & W_8^4 & 1 & W_8^{12} & 1 & W_8^{20} & 1 & W_8^{28} \\ 1 & W_8^5 & W_8^{10} & W_8^{15} & W_8^{20} & W_8^{25} & W_8^{30} & W_8^{35} \\ 1 & W_8^6 & W_8^{12} & W_8^{18} & 1 & W_8^{30} & W_8^{36} & W_8^{42} \\ 1 & W_8^7 & W_8^{14} & W_8^{21} & W_8^{28} & W_8^{35} & W_8^{42} & W_8^{49} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x[0] \\ x[1] \\ x[2] \\ x[3] \\ x[4] \\ x[5] \\ x[6] \\ x[7] \end{bmatrix}$$

(45)

Suku genap dan ganjil pada matrik (45) dapat dikelompokkan, dan dengan memasukkan nilai $W_8^4 = -1$ maka susunan matrik (45) dapat ditulis sebagai :

$$\begin{bmatrix} X[0] \\ X[1] \\ X[2] \\ X[3] \\ X[4] \\ X[5] \\ X[6] \\ X[7] \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & W_8^2 & W_8^4 & W_8^6 & W_8 & W_8^3 & W_8^5 & W_8^7 \\ 1 & W_8^4 & 1 & W_8^4 & W_8^2 & W_8^6 & W_8^2 & W_8^6 \\ 1 & W_8^6 & W_8^4 & W_8^2 & W_8^3 & W_8 & W_8^7 & W_8^5 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & -1 & -1 & -1 & -1 \\ 1 & W_8^2 & W_8^4 & W_8^6 & -W_8 & -W_8^3 & -W_8^5 & -W_8^7 \\ 1 & W_8^4 & 1 & W_8^4 & -W_8^2 & -W_8^6 & -W_8^2 & -W_8^6 \\ 1 & W_8^6 & W_8^4 & W_8^2 & -W_8^3 & -W_8 & -W_8^7 & -W_8^5 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x[0] \\ x[2] \\ x[4] \\ x[6] \\ x[1] \\ x[3] \\ x[5] \\ x[7] \end{bmatrix}$$

(46)

persamaan (46) dapat dipecah menjadi dua bagian sehingga ditulis menjadi persamaan (47) .

$$\begin{bmatrix} X[0] \\ X[1] \\ X[2] \\ X[3] \\ X[4] \\ X[5] \\ X[6] \\ X[7] \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & W_8^2 & W_8^4 & W_8^6 \\ 1 & W_8^4 & 1 & W_8^4 \\ 1 & W_8^6 & W_8^4 & W_8^2 \\ 1 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & W_8^2 & W_8^4 & W_8^6 \\ 1 & W_8^4 & 1 & W_8^4 \\ 1 & W_8^6 & W_8^4 & W_8^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x[0] \\ x[2] \\ x[4] \\ x[6] \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 \\ W_8 & W_8^3 & W_8^5 & W_8^7 \\ W_8^2 & W_8^6 & W_8^2 & W_8^6 \\ W_8^3 & W_8 & W_8^7 & W_8^5 \\ -1 & -1 & -1 & -1 \\ -W_8 & -W_8^3 & -W_8^5 & -W_8^7 \\ -W_8^2 & -W_8^6 & -W_8^2 & -W_8^6 \\ -W_8^3 & -W_8 & -W_8^7 & -W_8^5 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x[1] \\ x[3] \\ x[5] \\ x[7] \end{bmatrix} \quad (47)$$

Dengan cara yang sama, dapat pula disusun FFT *radix-4*. Persamaan DFT untuk panjang data N dibagi menjadi empat bagian menjadi seperti berikut.

$$\begin{aligned} X[n] = \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n]W_N^{4nk} + \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n+1]W_N^{(4n+1)k} \\ + \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n+2]W_N^{(4n+2)k} + \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n+3]W_N^{(4n+3)k} \end{aligned} \quad (48)$$

Selanjutnya persamaan (48) di atas dapat diuraikan menjadi

$$\begin{aligned} X[n] = \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n]W_N^{4nk} + W_N^k \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n+1]W_N^{4nk} \\ + W_N^{2k} \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n+2]W_N^{4nk} + W_N^{3k} \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n+3]W_N^{4nk} \end{aligned} \quad (49)$$

Dengan adanya definisi $W_N^4 = W_{N/4}$ persamaan (49) dapat diubah menjadi

$$\begin{aligned} X[n] = \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n]W_{\frac{N}{4}}^{nk} + W_N^k \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n+1]W_{\frac{N}{4}}^{nk} \\ + W_N^{2k} \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n+2]W_{\frac{N}{4}}^{nk} + W_N^{3k} \sum_{n=0}^{\frac{N}{4}-1} x[4n+3]W_{\frac{N}{4}}^{nk} \end{aligned} \quad (50)$$

Bila didekati dengan matrik, *radix-4* dihasilkan melalui pengelompokan kembali suku ganjil dan genap pada matrik *radix-2* pada persamaan (46) sehingga didapatkan persamaan (52).

$$\begin{bmatrix} X[0] \\ X[1] \\ X[2] \\ X[3] \\ X[4] \\ X[5] \\ X[6] \\ X[7] \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & W_8^4 & W_8^2 & W_8^6 & W_8 & W_8^5 & W_8^3 & W_8^7 \\ 1 & 1 & W_8^4 & W_8^4 & W_8^2 & W_8^2 & W_8^6 & W_8^6 \\ 1 & W_8^4 & W_8^6 & W_8^2 & W_8^3 & W_8^7 & W_8 & W_8^5 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & -1 & -1 & -1 & -1 \\ 1 & W_8^4 & W_8^2 & W_8^6 & -W_8 & -W_8^5 & -W_8^3 & -W_8^7 \\ 1 & 1 & W_8^4 & W_8^4 & -W_8^2 & -W_8^2 & -W_8^6 & -W_8^6 \\ 1 & W_8^4 & W_8^6 & W_8^2 & -W_8^3 & -W_8^7 & -W_8 & -W_8^5 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x[0] \\ x[4] \\ x[2] \\ x[6] \\ x[1] \\ x[5] \\ x[3] \\ x[7] \end{bmatrix} \quad (52)$$

Selanjutnya persamaan matrik (52) dapat dipecah menjadi

$$\begin{bmatrix} X[0] \\ X[1] \\ X[2] \\ X[3] \\ X[4] \\ X[5] \\ X[6] \\ X[7] \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ 1 & W_8^4 \\ 1 & 1 \\ 1 & W_8^4 \\ 1 & 1 \\ 1 & W_8^4 \\ 1 & 1 \\ 1 & W_8^4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x[0] \\ x[4] \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ W_8^2 & W_8^6 \\ W_8^4 & W_8^2 \\ W_8^6 & W_8^4 \\ 1 & 1 \\ W_8^2 & W_8^6 \\ W_8^4 & W_8^2 \\ W_8^6 & W_8^4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x[2] \\ x[6] \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ W_8 & W_8^5 \\ W_8^2 & W_8^2 \\ W_8^3 & W_8^7 \\ -1 & -1 \\ -W_8 & -W_8^5 \\ -W_8^2 & -W_8^2 \\ -W_8^3 & -W_8^7 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x[1] \\ x[5] \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1 & 1 \\ W_8^3 & W_8^7 \\ W_8^6 & W_8^6 \\ W_8 & W_8^5 \\ -1 & -1 \\ -W_8^3 & -W_8^7 \\ -W_8^6 & -W_8^6 \\ -W_8 & -W_8^5 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x[3] \\ x[7] \end{bmatrix} \quad (53)$$

G. Frekuensi Predominan

Frekuensi dominan adalah nilai frekuensi yang kerap muncul sehingga diakui sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan di wilayah tersebut, dengan kata lain frekuensi dapat menunjukkan jenis dan karakteristik batuan tersebut. Arifin, *et.al* (2013) menyebutkan bahwa Lachet dan Brad (1949) melakukan uji simulasi dengan menggunakan 6 model struktur geologi sederhana dengan kombinasi variasi kontras kecepatan gelombang geser dan ketebalan lapisan tanah. Hasil simulasi menunjukkan

nilai puncak frekuensi berubah terhadap variasi kondisi geologi. Disebutkan pula bahwa Kanai (1998) telah mengklasifikasikan jenis tanah berdasarkan frekuensi dominan mikrotremor seperti yang ditunjukkan pada Tabel 1.

Tabel 1. Klasifikasi Tanah Berdasarkan Nilai Frekuensi Predominan Mikrotremor Oleh Kanai (Arifin, *et.al.*, 2013)

Klasifikasi Tanah		Frekuensi Dominan (Hz)	Klasifikasi Kanai	Deskripsi Tanah
Tipe	Jenis			
Type I	Jenis I	< 2,5	Batuan aluvial yang terbentuk dari sedimentasi delta, top soil, lumpur, dll. Dengan kedalaman 30 meter atau lebih	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tebal
Type II				
Type III	Jenis I	2,5 - 4	Batuan aluvial dengan ketebalan sedimen > 5 meter. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll	Ketebalan sedimen permukaan masuk dalam kategori tebal, sekitar 10-30 meter
Type IV	Jenis I	4 - 10	Batuan aluvial dengan ketebalan sedimen 5 meter. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll	Ketebalan sedimen permukaan masuk dalam kategori menengah, sekitar 5-10 meter
	Jenis II	6,667 - 20	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan <i>hard sandy, gravel</i> , dll	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis, dan didominasi oleh batuan keras.

H. Faktor Amplifikasi

Faktor 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 yang lebih lunak dibandingkan medium awal yang dilaluinya. Nakamura (2000) menyatakan bahwa nilai faktor penguatan (amplifikasi) tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan di bawahnya. Semakin besar perbandingan kontras impedansi kedua lapisan tersebut maka nilai faktor amplifikasinya juga semakin tinggi. Sedangkan Marjiyono (2010) menyatakan bahwa amplifikasi berbanding lurus dengan nilai perbandingan spektral horizontal dan vertikalnya (H/V). Nilai amplifikasi bisa bertambah jika batuan telah mengalami deformasi (pelapukan, pelipatan, dan pesesaran) yang mengubah sifat batuan. Pada batuan yang sama, nilai amplifikasi dapat bervariasi sesuai dengan tingkat deformasi pada pelapukan tubuh batuan tersebut. Berdasarkan pengertian tersebut maka amplifikasi dapat dituliskan dalam persamaan (54) sebagai suatu fungsi perbandingan nilai kontras impedansi, yaitu:

$$A_g = \frac{\rho_b v_b}{\rho_s v_s} \quad (54)$$

dimana ρ_b adalah densitas batuan dasar (gr/ml), v_b adalah kecepatan rambat gelombang pada batuan dasar (m/s), ρ_s adalah densitas batuan lunak sedimen (gr/ml), dan v_s adalah kecepatan rambat gelombang pada batuan lunak sedimen (m/s).

Nakamura (1996) mengasumsikan bahwa densitas batuan dasar (ρ_b) sama dengan densitas batuan lunak (ρ_s), sehingga persamaan (54) dapat dituliskan sebagai:

$$A_g = \frac{v_b}{v_s} \quad (55)$$

Dengan demikian, dapat diketahui bahwa daerah yang rawan kerusakan bangunan akibat gempa bumi adalah daerah yang permukaannya tersusun atas sedimen lunak (gambut, pasir, lanau) dengan *bedrock* yang keras. Jenis sedimen di daerah tersebut dapat diketahui melalui kecepatan geser gelombangnya (v_s), seperti yang ditampilkan pada Tabel 2.

Tabel 2. Klasifikasi jenis tanah oleh BSCC (Thitimakorn dan Channo, 2012)

Deskripsi Umum	Rata-rata kecepatan geser gelombang pada kedalaman 30 meter (m/s)
Batuan keras	>1500
Batuan	760 – 1500
Tanah sangat padat dan batuan lunak	360 – 760
Tanah kaku	180 – 360
Tanah lunak	<180

I. Ketebalan Sedimen (H)

Local site effect merupakan bahasan tentang adanya pengaruh kondisi geologi lokal daerah sekitar terhadap getaran tanah yang terjadi akibat gempa bumi. Salah satu faktor yang menyebabkan terjadinya *local site effect* ketika gempa bumi adalah ketebalan lapisan sedimen pada daerah tersebut (Ai-Lan, dkk., 2006; Yasui dan Noguchi, 2004). Menurut Nakamura (2008) ketebalan sedimen suatu daerah bisa dicari dengan menggunakan persamaan berikut:

$$H = \frac{v_s}{4f_g} \quad (56)$$

dimana H adalah ketebalan lapisan sedimen (m), v_s adalah kecepatan rambat gelombang pada lapisan sedimen, dan f_g adalah frekuensi dominan (Hz). Pada penelitian ini, nilai v_s yang digunakan adalah nilai v_s yang didekati dengan nilai v_s30 .

J. Indeks Kerentanan Seismik (K_g)

Indeks kerentanan seismik merupakan indeks yang menggambarkan tingkat kerentanan lapisan tanah permukaan terhadap deformasi tanah saat terjadi gempa bumi (Guler, *et.al.*, 2000). Kerusakan yang diakibatkan oleh gempa bumi pada struktur komponen bangunan terjadi saat gaya gempa bumi melebihi batas dari regangan suatu bangunan yang menyebabkan perubahan posisi dasar bangunan, dan hal itu menyebabkan keruntuhan suatu bangunan jika stabilitas dari struktur bangunan rendah. Indeks kerentanan seismik didefinisikan untuk kondisi regangan pada skala 10^{-6} (s^2/cm) (Nakamura, 2008).

Nilai pergeseran regangan (γ) pada lapisan tanah menggambarkan kemampuan material lapisan tanah untuk bergeser saat terjadi gempa bumi. Untuk menentukan indeks kerentanan seismik tanah, pergeseran regangan pada permukaan tanah perlu diperhatikan. Besarnya pergeseran regangan tanah dapat dirumuskan sebagai (Nakamura, 1997):

$$\gamma = \left(\frac{A_g d}{H} \right) \quad (57)$$

dengan A_g adalah faktor amplifikasi, H adalah ketebalan lapisan sedimen (m), dan d adalah pergeseran gelombang seismik di bawah permukaan tanah (m). Besarnya frekuensi dominan berdasarkan persamaan (56) adalah:

$$f_g = \frac{v_s}{4H} \quad (58)$$

atau

$$f_g = \frac{v_b}{(4A_g H)} \quad (59)$$

Percepatan di bawah permukaan tanah (α_b) dinyatakan sebagai:

$$\alpha_b = (2\pi f_g)^2 d \quad (60)$$

sehingga perpindahan seismik dari bawah permukaan tanah dapat ditentukan menggunakan persamaan

$$d = \frac{\alpha_b}{(2\pi f_g)^2} \quad (61)$$

Jika persamaan (59) dan (61) disubstitusikan pada persamaan (57), maka diperoleh:

$$\gamma = K_g \alpha_b \quad (62)$$

Sehingga besarnya indeks kerentanan seismik tanah (K_g) dalam satuan s^2/cm adalah:

$$K_g = \left(\frac{A_g^2}{\pi^2 f_g v_b} \right) / 100 \text{ cm} \quad (63)$$

Nilai v_b mendekati nilai yang konstan di suatu daerah, sehingga K_g dapat dianggap sebagai indeks yang menunjukkan kerentanan suatu daerah terdeformasi yang diukur pada suatu titik.

Indeks kerentanan seismik berkaitan dengan kondisi geomorfologis. Ada beberapa faktor yang mempengaruhi indeks kerentanan seismik di antaranya adalah

sedimen berusia kuartar yang memiliki tingkat soliditas rendah sehingga sangat mempengaruhi besarnya faktor amplifikasi saat terjadi gempa bumi, sebaliknya pada batuan berumur tersier cenderung lebih *solid* dan sangat stabil terhadap getaran gempa bumi sehingga tidak menimbulkan amplifikasi (Fah, *et.al*, 2006).

K. Mikrozonasi

Mikrozonasi gempa adalah peta yang menggambarkan besarnya koefisien gempa pada suatu daerah, khususnya daerah perkotaan yang pada umumnya disebabkan oleh getaran tanah yang kuat selama gempa bumi (Najoran, 1996). Peta ini jika dikombinasikan dengan informasi data mikrotremor suatu daerah dapat digunakan untuk mengembangkan berbagai strategi penanggulangan bencana, salah satunya pengkajian resiko gempa.

Dalam kasus pengkajian resiko gempa, jika ditinjau berdasarkan daerah yang memiliki kerentanan seismik tinggi hasil dari mikrozonasi ini menunjukkan bahwa ketika terjadi getaran tanah yang kuat maka kemungkinan besar terjadi kerusakan di daerah tersebut. Menurut Wang (2008), informasi yang ditampilkan pada peta bencana suatu daerah tertentu tidak bisa dijadikan sebagai acuan untuk mengevaluasi daerah lainnya, karena setiap daerah memiliki peta bencana masing-masing sesuai dengan karakteristik tanah dan batuan.

L. Daerah penelitian

a. Kabupaten Bantul

Kabupaten Bantul terletak antara $07^{\circ}44'04''$ - $08^{\circ}00'27''$ Lintang Selatan dan $110^{\circ}12'34''$ - $110^{\circ}31'08''$ Bujur Timur dengan luas wilayah $506,85 \text{ km}^2$ (15,90% dari luas wilayah Propinsi Daerah Istimewa Yogyakarta) (Bantulkab, 2016). Kabupaten Bantul merupakan wilayah yang memiliki berbagai potensi masalah. Hal itu terjadi karena wilayah Kabupaten Bantul secara struktural diapit oleh bukit patahan pada bagian barat dan bagian timur, wilayah yang berada pada apitan bukit patahan disebut *graben*, dimana *graben* terbentuk dari proses diatrofisme tektonisme yang dipengaruhi oleh aktivitas gunung Merapi dan gunung api tua, sehingga Kabupaten Bantul rentan terhadap gempa bumi.

Secara umum Kabupaten Bantul tersusun dari tiga jenis batuan, yaitu batuan beku, batuan sedimen, dan endapan. Berdasarkan sifat-sifat batuan dapat diperinci menjadi tujuh formasi, yaitu Formasi Yogyakarta (46%), Formasi Sentolo (18%), Formasi Sambipitu (3%), Formasi Nglanggran (24%), Formasi Wonosari (8%), dan gumpuk pasir (1%) (Bantulkab, 2016). Daerah penelitian yang berada di Kabupaten Bantul masuk ke dalam Kecamatan Imogiri dan Kecamatan Dlingo dengan penyusun batuan adalah formasi Nglanggran, formasi Sambipitu, dan formasi Wonosari.

b. Kabupaten Gunungkidul

Kabupaten Gunungkidul adalah salah satu daerah di Daerah Istimewa Yogyakarta dengan ibukotanya Wonosari. Hampir seluruh wilayah Gunungkidul

berupa dataran tinggi, luas wilayahnya 1.485,36 km² dan terletak antara 110°21'-110°50' Bujur Timur dan 7°46'-8°09' Lintang Selatan (bpkp, 2016).

Menurut Van Bemmelen (1949), wilayah Kabupaten Gunungkidul secara regional termasuk ke dalam zona fisiografi Pegunungan Selatan Jawa Timur bagian Barat. Zona fisiografi tersebut terbagi menjadi empat sub zona yaitu Pegunungan Baturagung, Pegunungan Masif, Plato Wonosari, dan Karst Gunung Sewu. Untuk wilayah yang menjadi objek penelitian yaitu Kecamatan Playen dan Kecamatan Panggang, masing-masing berada pada Sub Zona Plato Wonosari dan Karst Gunung Sewu, dimana Sub Zona Fisiografi Plato Wonosari meliputi Kecamatan Wonosari, Playen, Paliyan, Semanu, dan Karangmojo. Morfologinya berupa dataran tinggi dengan ketinggian berkisar 50-300 meter dan kelerengan 0-8%. Sedangkan daerah-daerah yang masuk ke dalam Sub Zona Karst Gunung Sewu adalah Kecamatan Purwosari, Panggang, Saptosari, Tanjungsari, Tepus, Rongkop, dan Girisubo. Secara umum morfologinya berupa bukit-bukit kecil dan cekungan antar bukit dengan ketinggian berkisar 0-400 meter dan kelerengan 8- >40%.

Batuan yang tersingkap di Kabupaten Gunungkidul berumur Eosen akhir hingga Miosen awal yang mana penyusun batuan dasarnya adalah formasi Gamping Wungkal, formasi Kebobutak, formasi Mandalika, formasi Semilir, formasi Nglanggeran, formasi Sambipitu, formasi Wuni, dan formasi Oyo, sedangkan lapisan atas diendapkan formasi Wonosari dan formasi Kepek (Lesmana, 2013). Berdasarkan litologi, daerah penelitian termasuk dalam formasi Wonosari yang membentuk

morfologi karst, terdiri dari batugamping terumbu, batukapur, dan breksi napalan.

Formasi Wonosari ini berumur Miosen Tengah – Atas.

c. Formasi

Klasifikasi beberapa formasi yang berada di daerah penelitian adalah sebagai berikut:

1. Formasi Wonosari

Menurut Hertanto (2011) formasi Wonosari mempunyai ketebalan lebih dari 800 m. Formasi ini berumur Miosen Tengah hingga Miosen Akhir jika dilihat dari kandungan fosil pada batugamping, seperti *Lepidocyliina sp*, *Marginophora Vertebralis Quoi*, *Cassidulina sp*, *Brizalina sp*, dan *Planorbulina sp*. Terdapat lima karakteristik litologi dari formasi Wonosari, yaitu:

- Batugamping Terumbu

Batugamping ini berwarna putih kekuningan hingga kelabu muda, pejal, keras, berstruktur lapis dan banyak mengandung fosil serta lensa kalsit. Singkapannya membentuk bukit-bukit tunggal berbangun kerucut atau berpuncak cembung dengan tinggi antara 25-50 m.

- Batugamping Berlapis

Batugamping ini berwarna coklat muda, berfosil dan di beberapa tempat tersingkap di sekitar inti terumbu. Umumnya berbutir sedang hingga kasar dengan tebal antara 2-3 m.

- Batugamping Konglomerat

Batugamping ini berwarna coklat muda hingga coklat kekuningan. Tersusun oleh komponen batugamping berukuran 5-10 cm. Umumnya dijumpai di sekitar lereng terumbu dan merupakan endapan halus hasil hancuran terumbu batugamping yang mempunyai ketebalan sekitar 1-3 m.

- Batugamping Pasiran

Batugamping ini berwarna coklat, berlapis baik, berbutir sedang sampai sangat kasar yang mengandung kepingan batupasir, batulempung, dan batugamping tufaan. Sebagai sisipan di dalam batugamping berlapis yang tebalnya berkisar antara 2-3 m.

- Numpal

Numpal berwarna coklat hingga putih kotor atau putih kehijauan, menyapuh, banyak mengandung fosil dan merupakan sisipan di dalam batugamping berlapis. Tebalnya berkisar antara 10-30 cm.

2. Formasi Nglanggeran

Formasi Nglanggeran tersusun atas breksi, aglomerat, lava andesit basalt-andesit, dan berstruktur masif. Batuan ini tersebar luas dan memanjang dari Parangtritis di sebelah Barat hingga Gunung Panggung di sebelah Timur (Mulyaningsih, 2011). Secara stratigrafi, formasi Nglanggeran menjemari dengan formasi Semilir dan formasi Sambipitu (Rahardjo, dkk., 1995). Meskipun jarang, di beberapa tempat sering dijumpai fragmen koral dalam breksi. Secara lokal dan tidak

menerus, breksi ini bersisipan dengan tuf kasar dan tuf halus berwarna coklat susu yang berlapis dengan lava. Formasi Nglanggeran ditafsirkan sebagai hasil pengendapan aliran rombakan yang berasal dari gunung api bawah laut, diketahui formasi ini berumur Miosen Awal hingga Miosen Tengah bagian bawah (Husadani, 2008).

3. Formasi Sambipitu

Di atas formasi Nglanggeran terdapat formasi Sambipitu, ketebalan formasi ini mencapai 230 m di Utara Nglipar dan menipis ke Timur. Pada bagian bawah litologi penyusunnya adalah batupasir kasar yang semakin ke atas berangsur akan menghalus berselingan dengan serpih, lanau dan batulempung. Formasi Sambipitu berkedudukan menjari di atas formasi Nglanggeran. Secara lokal dalam formasi Sambipitu terdapat lensa breksi andesit, batulempung dan fragmen karbon. Struktur dari sedimen berupa pelapisan sangat baik dengan tebal bervariasi dari 5-30 cm. Formasi Sambipitu berumur Miosen bawah sampai awal Miosen Tengah (Mulyaningsih, 2011).

BAB III METODE PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian

Pengambilan data dilakukan pada 14-16 Maret 2016 di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo, yaitu mulai dari Kabupaten Bantul (Kecamatan Imogiri dan Kecamatan Dlingo) hingga Kabupaten Gunungkidul (Kecamatan Playen dan kecamatan Panggang). Penelitian berupa pengukuran sinyal mikrotremor secara langsung pada 25 titik lokasi penelitian dengan grid (spasi) antar titik sebesar 2 km.

B. Variabel Penelitian

Terdapat tiga variabel pada penelitian ini, yaitu:

Variabel Bebas : Titik lokasi penelitian.

Variabel Terikat : Frekuensi dominan (f_g), faktor amplifikasi (A), indeks kerentanan seismik (K_g), ketebalan sedimen (H), kecepatan pergeseran gelombang di permukaan tanah (v_s30), dan kecepatan pergeseran gelombang di bawah permukaan tanah (v_b).

Variabel Kontrol : Frekuensi *sampling*

C. Instrumen Penelitian

Peralatan yang digunakan dalam penelitian ini berupa perangkat lunak dan perangkat keras:

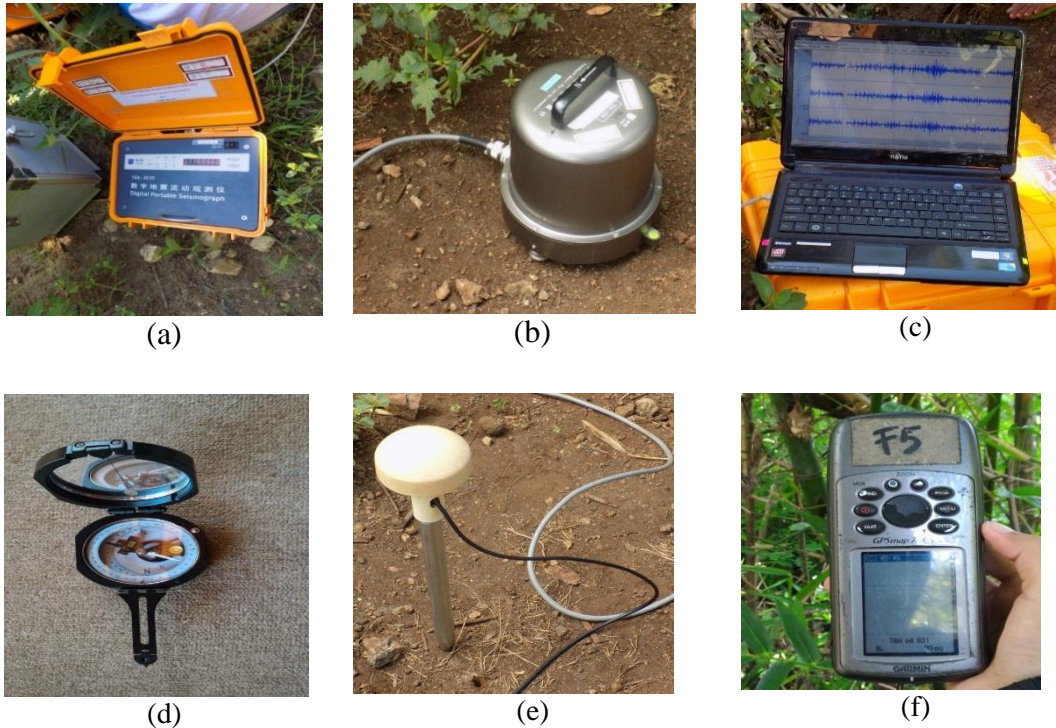
1. Perangkat Lunak

Perangkat lunak yang digunakan saat pengolahan data adalah *Sessary Geopsy* digunakan untuk menganalisis data mikrotremor dengan melakukan *cut* gelombang, *Surfer 12* yang berfungsi untuk membuat pemodelan mikrozonasi, *Global Mapper13* yang berfungsi untuk memasukkan titik koordinat penelitian ke GPS, *Google Earth* yang berfungsi untuk mengetahui kondisi morfologi lokasi titik pengambilan data, sedangkan *Matlab 2008a* digunakan untuk menganalisis data mikrotremor dengan menggunakan *Fast Fourier Transform* (FFT) dan analisa HVSR. Untuk pengolahan maupun penyusunan data digunakan *Microsoft Office 2010*.

2. Perangkat Keras (*Hardware*)

Perangkat keras yang digunakan saat pengambilan data secara langsung terdiri dari *Digital Portable Seismograph* tipe TDL-303S untuk merekam getaran tanah pada setiap lokasi penelitian yang dilengkapi dengan *digitizer*, kabel, dan antena GPS untuk memunculkan koordinat titik penelitian, kemudian terdapat seismometer tipe TDV-23S untuk mengukur getaran tanah pada setiap titik penelitian, laptop digunakan untuk akuisisi dan analisis data mikrotremor, lembar *check list* survei mikrotremor, *Global Position System* (GPS) merk Garmin untuk mengetahui

koordinat titik penelitian, serta kompas untuk menentukan arah pada saat memasang seismometer. Perangkat keras yang digunakan ditunjukkan pada Gambar 12.



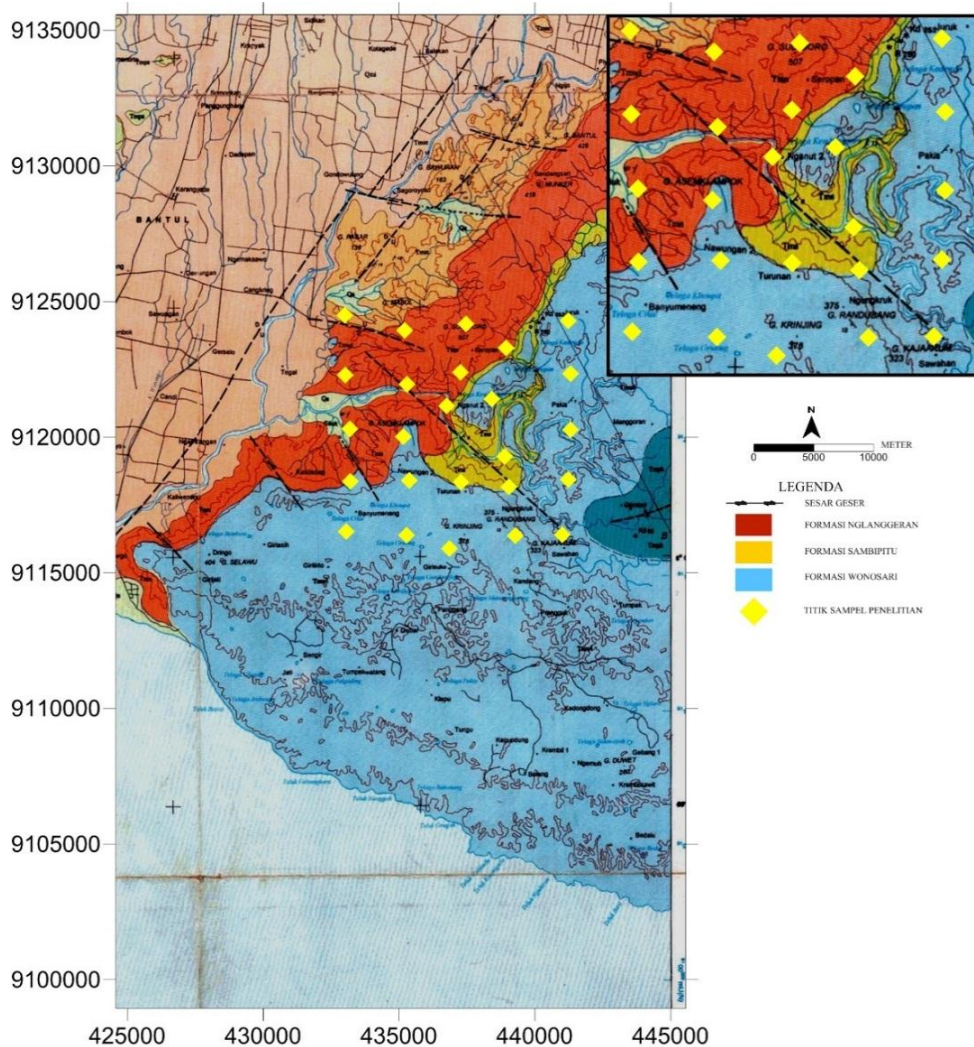
Gambar 12. (a). Digital Portable Seismograph tipe TDL-303S; (b). Seismometer tipe TDV-23S; (c). Laptop; (d). Kompas; (e). antena GPS; (f). GPS merk Garmin

D. Teknik Pengambilan Data

1. Pra – Survei

Tahap awal yang dilakukan sebelum pengambilan data adalah menentukan daerah mana yang akan menjadi objek penelitian. Untuk menentukan daerah yang akan menjadi objek penelitian, peneliti mencari referensi dari beberapa sumber, sehingga diputuskan daerah penelitian di kawasan sekitar Sungai Oyo, Selopamioro. Penentuan daerah penelitian ini berdasarkan lokasi episenter gempa bumi susulan

setelah gempa bumi 2006. Selanjutnya untuk mengetahui kondisi medan di kawasan tersebut dilakukan survei lokasi, supaya dengan melihat kondisi kawasan sekitar, peneliti dapat menentukan batas-batas daerah yang akan dijadikan objek penelitian. Setelah itu dibuat desain survei untuk menentukan titik lokasi penelitian dan ditetapkan titik penelitian sebanyak 25 titik sampel dengan grid antar titik sejauh 2 km.



Gambar 13. Peta lokasi titik sampel pra pengambilan data (Rahardjo, *et.al*,1995)

2. Survei

Persiapan penting yang dilakukan sebelum pengambilan data adalah melakukan survei ke titik lokasi pengambilan data. Hal ini bertujuan untuk mempermudah dan mempersingkat waktu kegiatan saat pengambilan data. Untuk mencari titik-titik tersebut diperlukan sebuah GPS yang telah dimasukkan koordinat dari tiap-tiap titik sampel penelitian. Setelah lokasi ke 25 titik ditemukan terjadi sedikit perubahan desain survei dengan mempertimbangkan medan dan gangguan yang ada di sekitar lokasi tersebut, sehingga desain survei untuk pengambilan data pada penelitian ini seperti yang ditunjukkan pada Gambar 13.

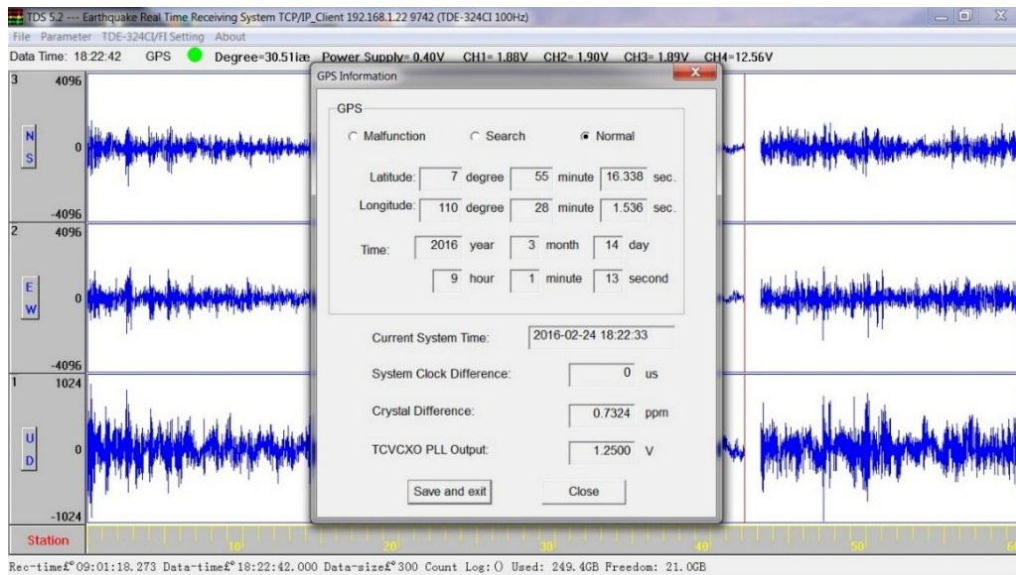
3. Pengambilan Data

Pengambilan data dilakukan dengan pengukuran sinyal mikrotremor di 25 titik sampel selama ± 30 menit dengan frekuensi sampling 100 Hz. Saat proses pengambilan data, diusahakan para peneliti untuk mengurangi gerakan yang mengakibatkan adanya getaran sehingga akan mempengaruhi hasil analisis HVSR. Data mikrotremor hasil pengukuran berupa data mentah getaran tanah dalam fungsi waktu. Data hasil pengukuran yang diperoleh tersimpan secara otomatis di dalam *digitizer* yang terhubung oleh laptop, hasil pengukuran data tersebut terekam dalam tiga jenis gelombang, yaitu gelombang seismik vertikal (*Up and Down*), horizontal (*North - South*), dan horizontal (*East - West*). Contoh data yang terekam disajikan pada Gambar 14.

Beberapa persyaratan yang perlu dipertimbangkan saat menentukan titik lokasi pengambilan data mengacu kepada standar yang ditetapkan oleh *SESAME European Research Project* yang ditunjukkan pada Tabel 3.

Tabel 3. Persyaratan teknis survei mikrotremor (*SESAME*, 2004)

Jenis Parameter	Saran yang dianjurkan	
Durasi Pencatatan	f_g minimum yang diharapkan (Hz)	Durasi pencatatan minimum yang disarankan (menit)
	0,2	30
	0,5	20
	1	10
	2	5
	5	3
	10	2
<i>Coupling soil-sensor</i> alami	<ul style="list-style-type: none"> ○ Atur sensor langsung pada permukaan tanah. ○ Tidak menempatkan sensor seismograf pada permukaan tanah lunak (lumpur, semak-semak) atau tanah lunak setelah hujan. 	
Coupling soil-sensor buatan	<ul style="list-style-type: none"> ○ Hindari lempengan yang terbuat dari material lunak seperti karet atau busa. ○ Pasang sensor dalam timbunan pasir atau wadah yang diisi pasir untuk kemiringan yang curam dimana sulit mendapatkan level sensor yang baik. 	
Keberadaan bangunan atau pohon	<ul style="list-style-type: none"> ○ Hindari pengukuran dekat dengan bangunan, gedung bertingkat, dan pohon yang tinggi, jika terdapat tiupan angin di atas ± 5 m/s. Kondisi ini sangat mempengaruhi hasil analisis HVSR yang ditunjukkan dengan kemunculan frekuensi rendah pada kurva. ○ Hindari pengukuran di lokasi tempat parkir, pipa air, dan gorong-gorong. 	
Kondisi cuaca	<ul style="list-style-type: none"> ○ Angin : lindungi sensor jika kecepatan angin di atas ± 5 m/s. ○ Hujan : hindari pengukuran di bawah terpaan hujan lebat, untuk hujan ringan tidak terlalu berpengaruh. ○ Temperatur : periksa sensor seismograf dan catat instruksi pabrik. 	
Gangguan	<ul style="list-style-type: none"> ○ Sumber monokromatik : hindari pengukuran mikrotremor dekat dengan mesin, industri, pompa air, dan generator yang sedang beroperasi. ○ 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 hilang. 	



Gambar 14. Data hasil pengukuran yang terekam

E. Teknik Analisis Data

Data yang diperoleh tersimpan dalam format DAT, dimana format DAT dibuat dengan merujuk pada standar yang ditetapkan oleh *SESAME European Research Project*. Data dalam format DAT kemudian diolah dengan menggunakan *software Sessary-Geopsy*. Proses pengolahan data tersebut dilakukan dengan memilih data mikrotremor berupa sinyal yang tidak mengandung *noise (windowing)* dengan panjang data 25 detik tiap *window*. Setiap 1 detik mempunyai 100 data dan dilakukan pemilihan data dengan jumlah minimal *window* sebanyak 10 pada tiap titik penelitian. Namun saat dilakukan proses pengolahan data, terdapat satu titik sampel penelitian (titik 21) yang dihilangkan karena hanya memiliki 5 *window*, sehingga titik sampel penelitian yang digunakan berjumlah 24 titik. Selanjutnya dilakukan *cut* gelombang berdasarkan jumlah *window* tiap titik.

Hasil *cut* gelombang digunakan untuk analisis data dengan program MATLAB 2008a. Hasil *cut* tersebut digabungkan dalam satu *file* menjadi format *Excel Workbook (.xls)* menggunakan *Command Prompt*. Masing–masing *window* dari 3 komponen yaitu komponen vertikal (*Up and Down*), horizontal (*North-South*), dan horizontal (*East-West*) yang tersimpan dalam format *Excel Workbook* dianalisis menggunakan algoritma *Fast Fourier Transform* (FFT). Setelah itu dilakukan *smoothing* dengan menggunakan filter *smoothing* Konno dan Ohmachi. Data yang sudah difilter dianalisa dengan metode HVSR yang didapat dari akar kuadrat amplitudo spektrum Fourier horizontal (*North-South*) dan spektrum Fourier horizontal (*East-West*) dibagi dengan spektrum Fourier vertikal, sehingga menghasilkan nilai H/V untuk masing-masing *window*. Dari analisa HVSR diperoleh kurva HVSR. Dari kurva tersebut diperoleh nilai frekuensi dominan dan faktor amplifikasi. Kemudian dilakukan *cross check* dengan merujuk pada standar yang ditetapkan oleh *SESAME European Research Project*, yang berupa kriteria reliabel kurva H/V dan kriteria *clearpeak* kurva H/V.

Kriteria reliabel dari kurva H/V terdiri dari 3 kriteria, yang pertama adalah nilai frekuensi dominan (f_g) lebih besar dari 10 dibagi panjang *window* (l_w) ($f_g > 10/l_w$). Panjang *window* sesuai dengan jumlah sinyal tanpa *noise* yang dipilih pada masing-masing titik pengukuran. Kedua, jumlah siklus yang signifikan n_c lebih besar dari 200 ($n_c > 200$). Nilai n_c diperoleh dari hasil perkalian antara panjang *window*, frekuensi dominan (f_g), dan jumlah *window* yang dipilih untuk mencari kurva rata-rata H/V antara 20 detik-50 detik (n_w). Ketiga, nilai standar deviasi σ_A lebih kecil dari

2 (untuk $f_g > 0,5$ Hz) dan 3 (untuk $f_g < 0,5$ Hz) dalam batas frekuensi $0,5f_g$ sampai $2f_g$.

Sedangkan kriteria *clearpeak* memiliki 6 kriteria, yang pertama terdapat satu frekuensi (f) dengan nilai antara $f_g/4 - f_g$ yang memiliki nilai $A_{H/V} < A/2$. Kedua, terdapat frekuensi lain (f^+) dengan nilai $f_g - 4f_g$ yang memiliki nilai $A_{H/V} < A/2$. Ketiga, nilai amplifikasi lebih besar dari 2 ($A > 2$). Keempat, *peak* dari kurva standar deviasi harus berada pada frekuensi yang sama atau masih dalam batas toleransi 5%. Kelima, nilai $\sigma_f(f_g)$ lebih rendah dari batas ambang nilai *threshold* f_g (ϵ), seperti yang ditunjukkan pada Tabel 4. Keenam, $\sigma_A(f_g)$ lebih rendah dari batas ambang nilai $\theta(f_g)$, seperti yang disajikan pada Tabel 4.

Tahap berikutnya adalah mencari nilai V_s30 melalui *website* resmi USGS (<http://earthquake.usgs.gov/hazards/apps/vs30/predefined.php>) dan diperoleh 3 data dalam format txt, grd, dan JPG, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 15. Untuk data dalam format txt dibuka dengan menggunakan *software Surfer 12* dengan mencocokkan koordinat *latitude* dan *longitude* sesuai data penelitian, sehingga diperoleh nilai V_s .



Setelah diperoleh nilai V_s kemudian nilai ketebalan lapisan sedimen (H) dapat dicari dengan persamaan (41). Selanjutnya dari persamaan Nakamura yaitu persamaan (40), persamaan (41), dan persamaan (43) data–data parameter f_g , A , V_s , V_b , dan H dapat digunakan untuk menentukan nilai indeks kerentanan seismik seperti persamaan (48). Dari nilai ketebalan sedimen (H) dan nilai indeks kerentanan seismik

(K_g) yang diperoleh, maka dapat dibuat pemodelan mikrozonasi untuk daerah penelitian tersebut.

Tabel 4. Nilai *threshold* untuk keadaan stabil (SESAME, 2004)

Frequency range (Hz)	< 0,2	0,2-0,5	0,5-1,0	1,0-2,0	>2,0
$\varepsilon (f_g)$ [Hz]	$0,25 f_g$	$0,20 f_g$	$0,15 f_g$	$0,10 f_g$	$0,05 f_g$
$\theta (f_g)$ for $\sigma_A (f_g)$	3,0	2,5	2,0	1,78	1,58
Log $\theta (f_g)$ for $\sigma_{\log H/V} (f_g)$	0,48	0,40	0,30	0,25	0,20

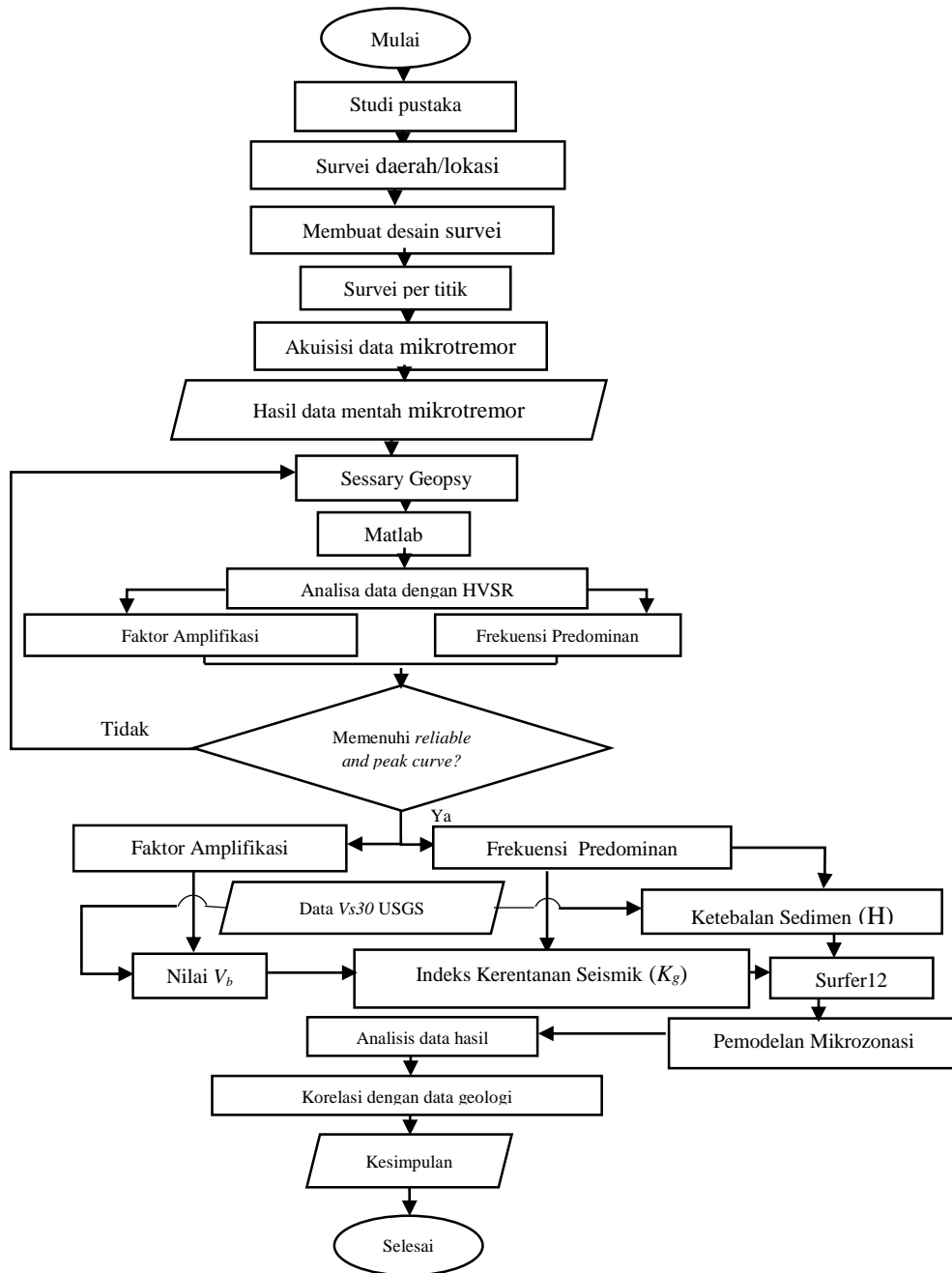
The screenshot shows the USGS Earthquake Hazards Program website. The main content area is titled 'Predefined Vs30 Mapping' and lists two regions: Australia and Sydney-Newcastle. Each region has a table with columns for Name, Longitude (min/max), Latitude (min/max), Slope Type, Image, ASCII, and Grid. The 'Australia' entry shows a 'Stable' slope type and provides download links for Image (72 kB), ASCII (77 Mb), and Grid (18 Mb). The 'Sydney-Newcastle' entry also shows a 'Stable' slope type and provides download links for Image (77 kB), ASCII (95 kB), and Grid (31 kB).

Name	Longitude (min/max)	Latitude (min/max)	Slope Type	Image	ASCII	Grid
Australia	112/155	-44/-10	Stable	 (72 kB)	Download (77 Mb)	Download (18 Mb)
Sydney-Newcastle	150.8/151.95	-34.1/-32.7	Stable	 (77 kB)	Download (95 kB)	Download (31 kB)

Gambar 15. Tampilan data $Vs30$ dari website USGS

F. Diagram Alir Penelitian

Diagram alir ditunjukkan pada Gambar 16.



Gambar 16. Diagram alir tahap penelitian

BAB IV HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN

Penelitian ini menghasilkan nilai ketebalan sedimen (H) dan nilai indeks kerentanan seismik (K_g) di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo yang kemudian divisualisasikan dengan mikrozonasi ketebalan sedimen (H) dan indeks kerentanan seismik (K_g), dimana nilai kedua parameter tersebut dapat menentukan tingkat kerentanan daerah yang berada di sekitar kawasan jalur Sesar Sungai Oyo.

Pengukuran mikrotremor yang dilakukan menggunakan seismograf menghasilkan data *transient* berupa sinyal gelombang seismik dalam domain waktu yang kemudian diolah dan dianalisis menggunakan metode HVSR sehingga diperoleh nilai frekuensi dominan dan faktor amplifikasi.

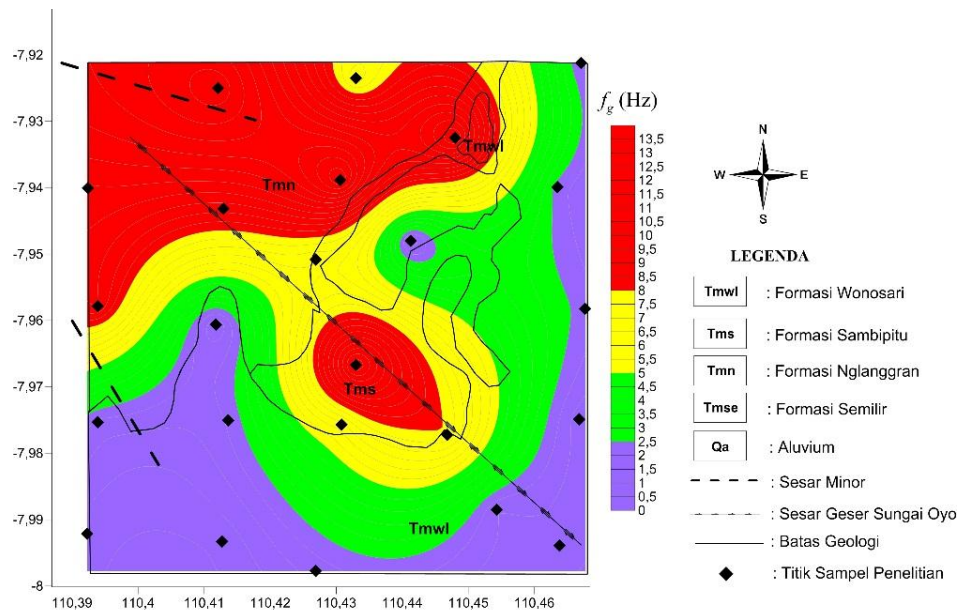
1. Frekuensi Predominan

Prastowo (2015) menyatakan bahwa semakin tebal lapisan sedimen akan menghasilkan nilai frekuensi dominan yang kecil. Hal ini didukung oleh Ventura *et.al* (2004) bahwa rendahnya nilai frekuensi dominan disebabkan oleh tebalnya material sedimen halus di dataran aluvial. Sedangkan tingginya frekuensi dominan disebabkan oleh tipisnya sedimen pada singkapan batuan dasar.

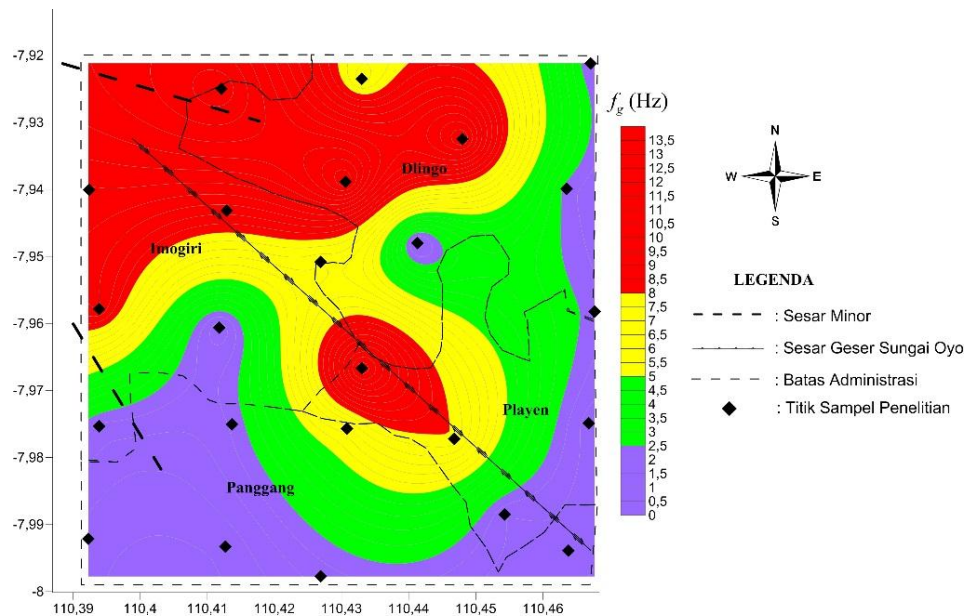
Berdasarkan hasil mikrozonasi pada Gambar 17 dan Gambar 18 diketahui nilai frekuensi dominan (f_g) terendah terdapat pada formasi Wonosari, yaitu berkisar 0,6 Hz – 2 Hz. Mengacu pada Tabel 1 terdapat klasifikasi tanah yang

menyebutkan nilai frekuensi dominan (f_g) di bawah 2,5 Hz tersusun dari batuan aluvial yang terbentuk dari sedimentasi delta, *top soil*, lumpur, dan lain-lain, serta ketebalan sedimen pada permukaannya sangat tebal yaitu dengan kedalaman 30 m atau lebih. Sehingga pada rentang nilai frekuensi dominan 0,6 Hz – 2 Hz diketahui bahwa daerah penelitian yang berada di kawasan formasi Wonosari memiliki lapisan sedimen yang sangat tebal. Daerah tersebut meliputi seluruh wilayah Kecamatan Panggang bagian Utara dan sebagian wilayah Kecamatan Playen bagian Barat Daya hingga beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Imogiri bagian Tenggara dan beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Dlingo bagian Selatan.

Formasi Sambipitu memiliki rentang nilai frekuensi dominan (f_g) sedang-tinggi yaitu berkisar 6,0 Hz–13 Hz. Pada rentang sedang nilai frekuensi predomannya (f_g) adalah 6,24 Hz, 6,52 Hz dan 7,92 Hz. Berdasarkan Tabel 1, nilai frekuensi dominan tersebut termasuk ke dalam klasifikasi tanah tipe IV jenis pertama, yaitu lapisan sedimennya tersusun dari batuan aluvial yang terdiri dari *sandy-gravel*, *sandy hard clay*, *loam*, dengan ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori menengah yaitu 5 – 10 meter. Daerah dengan nilai frekuensi dominan (f_g) sedang adalah sebagian lokasi di wilayah Kecamatan Playen bagian Barat dan satu lokasi di wilayah Kecamatan Imogiri bagian Timur Laut. Sedangkan frekuensi dominan (f_g) tinggi dengan nilai 12,6 Hz dan 12,64 Hz masuk ke dalam klasifikasi tanah tipe IV jenis kedua, dimana penyusun lapisan sedimennya adalah batuan tersier yang terdiri dari batuan *hard sandy*, *gravel*, dan lain-lain dengan ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis karena didominasi oleh batuan keras.



Gambar 17. Mikrozonasi frekuensi dominan *dioverlay* dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo



Gambar 18. Mikrozonasi frekuensi dominan *dioverlay* dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo

Perbedaan penyusun lapisan sedimen pada formasi Sambipitu memperlihatkan ciri endapan turbidit (Daniel, 2011), yaitu endapan dengan proses sedimentasi yang dipengaruhi oleh aliran air dan gravitasi. Sehingga munculnya batuan keras pada formasi Sambipitu kemungkinan karena batuan breksi pada formasi Nglanggran mengalami pengikisan kemudian terseret ke kawasan formasi Sambipitu, mengingat di antara kedua formasi tersebut terdapat aliran sungai.

Pada formasi Nglanggran, nilai frekuensi predominannya (f_g) tinggi yaitu berkisar 6,0 Hz – 13,5 Hz. Merujuk pada klasifikasi tanah oleh Kanai pada Tabel 1, rentang nilai tersebut masuk ke dalam klasifikasi tanah tipe IV jenis kedua, yaitu lapisan sedimennya tersusun dari batuan tersier yang terdiri dari batuan *hard sandy*, *gravel*, dan lain-lain, dengan ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis karena didominasi oleh batuan keras. Pada formasi ini terdapat satu daerah yang masuk ke dalam kategori klasifikasi tanah tipe IV jenis pertama yaitu dengan nilai frekuensi predominannya (f_g) 6,24 Hz. Nilai tersebut menunjukkan bahwa pada formasi Nglanggran terdapat daerah yang memiliki ketebalan sedimen kategori menengah yaitu 5-10 m. Kriteria-kriteria tanah tersebut mendominasi wilayah di Kecamatan Imogiri bagian Timur dan Kecamatan Dlingo bagian Barat.

Adanya perbedaan ketebalan lapisan sedimen dikarenakan nilai frekuensi dominan berkaitan dengan kedalaman bidang pantul gelombang di bawah permukaan, dimana bidang pantul tersebut merupakan batas antara lapisan sedimen dengan batuan dasar, sehingga semakin dalam bidang pantul gelombang tersebut

maka nilai frekuensi dominan semakin kecil dan lapisan sedimen semakin tebal (Syahrudin, 2014).

2. Faktor Amplifikasi

Faktor amplifikasi merupakan respon lapisan permukaan terhadap gelombang gempa bumi. Dalam kajian teknik kegempaan, litologi yang lebih lunak mempunyai resiko lebih tinggi bila digoncang gempa bumi, karena akan mengalami penguatan (amplifikasi) gelombang yang lebih besar dibandingkan dengan batuan yang lebih kompak. Sehingga dapat diartikan jika nilai faktor amplifikasi (A) suatu daerah tinggi, maka saat terjadi gempa bumi berpotensi mengalami guncangan yang kuat dikarenakan daerah tersebut tersusun dari material yang lunak. Sebaliknya, daerah yang tersusun dari material lebih keras berpotensi merasakan guncangan ringan saat terjadi gempa bumi, karena nilai amplifikasi di daerah tersebut rendah. Pada persamaan (55) dijelaskan bahwa faktor amplifikasi berkaitan dengan kecepatan rambat gelombang pada batuan dasar (V_b) dan kecepatan rambat gelombang pada lapisan sedimennya (V_s), dengan kata lain tingkat kerentanan suatu daerah terhadap guncangan gempa bumi juga ditentukan oleh kecepatan gelombang pada batuan dasar maupun pada sedimennya.

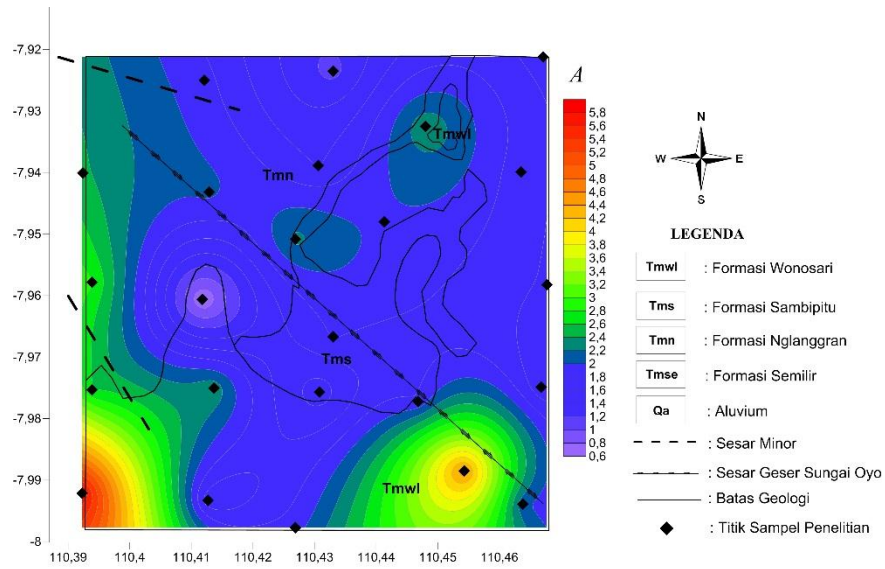
Berdasarkan hasil mikrozonasi kawasan penelitian seperti yang ditunjukkan pada Gambar 19 dan Gambar 20, daerah yang mengalami penguatan (amplifikasi) gelombang terdapat pada formasi Wonosari dengan nilai faktor amplifikasi (A) berkisar 4,0 – 5,8. Kecepatan rambat gelombang batuan dasarnya (V_b) berkisar 2400

m/s - 3400 m/s dan kecepatan rambat gelombang pada lapisan sedimennya (V_{s30}) berkisar 420 m/s – 760 m/s. Struktur lapisan geologi dapat diperkirakan berdasarkan kecepatan gelombang yang melewati lapisan sedimen (V_{s30}) seperti yang telah diklasifikasikan pada Tabel 2, sehingga berdasarkan nilai rata-rata kecepatan gelombang geser pada kedalaman 30 m kawasan tersebut memiliki jenis tanah yang sangat padat dengan batuan lunak, material penyusunnya berupa batuan aluvial yang terbentuk dari sedimentasi delta, *top soil*, lumpur, dan lain-lain. Jenis batuan pada formasi Wonosari berupa batugamping terumbu dan batugamping berlapis.

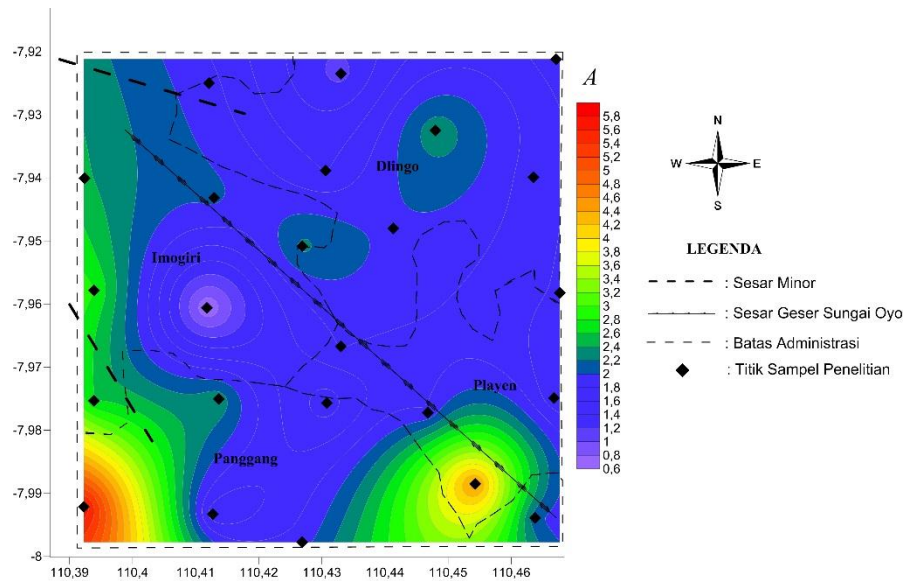
Namun pada formasi Wonosari juga terdapat nilai faktor amplifikasi (A) yang rendah yaitu berkisar 0,6 – 2,6 dengan kecepatan rambat gelombang batuan dasar (V_b) berkisar 300 m/s – 1800 m/s, sedangkan kecepatan rambat gelombang pada lapisan sedimennya (V_{s30}) berkisar 320 m/s – 660 m/s. Kisaran nilai tersebut menunjukkan bahwa pada formasi Wonosari terdapat daerah dengan nilai faktor amplifikasi (A) rendah dan daerah dengan nilai faktor amplifikasi (A) tinggi. Menurut Marjiyono (2010) nilai amplifikasi bisa bertambah jika batuan telah mengalami deformasi (pelapukan) yang mengubah sifat fisik batuan. Dengan kata lain, pada batuan yang sama nilai amplifikasinya akan berbeda-beda sesuai dengan tingkat deformasi batuan tersebut. Hal inilah yang menjadi acuan penulis untuk menjelaskan bahwa pada formasi Wonosari daerah yang memiliki nilai faktor amplifikasi (A) tinggi berpotensi merasakan guncangan yang kuat dan tidak menutup kemungkinan juga mengalami kerusakan berat. Daerah rentan tersebut di antaranya menempati beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Imogiri bagian Tenggara hingga beberapa lokasi di wilayah

Kecamatan Panggang bagian Barat Laut dan satu lokasi di wilayah Kecamatan Playen bagian Barat Daya. Sedangkan daerah yang termasuk ke dalam kategori aman yaitu daerah yang memiliki nilai faktor amplifikasi (A) rendah terletak di Kecamatan Dlingo bagian Selatan dan Kecamatan Imogiri bagian Timur serta di wilayah Kecamatan Panggang bagian Utara dan sebagian wilayah atas Kecamatan Playen bagian Barat.

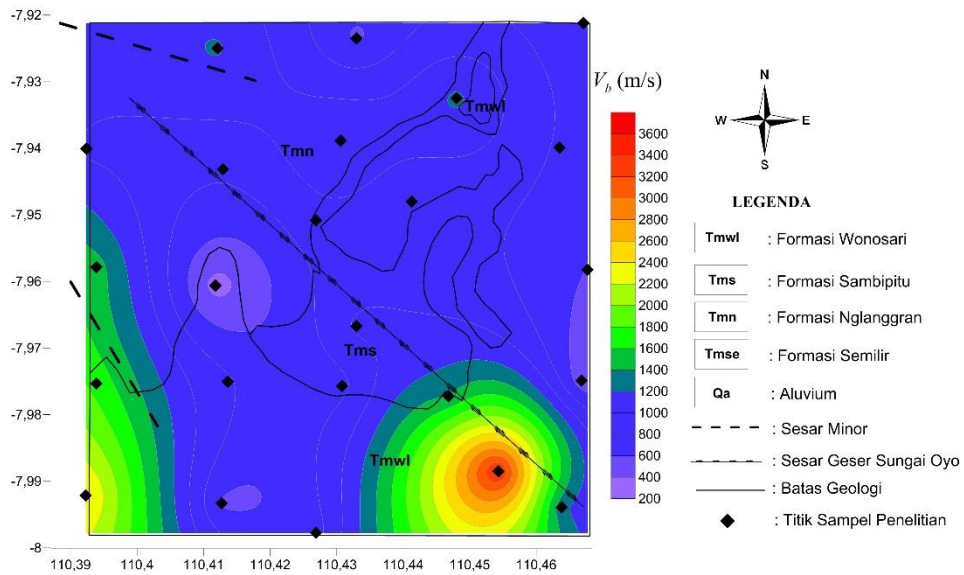
Daerah-daerah yang berada di atas formasi Sambipitu dan formasi Nglanggran mengalami amplifikasi yang kecil saat terjadi gempa bumi. Nilai faktor amplifikasi pada kedua formasi tersebut berkisar 1–2,5 dengan kecepatan rambat gelombang batuan dasarnya (V_b) berkisar 740 m/s hingga 966,1 m/s dan kecepatan rambat gelombang pada lapisan sedimennya (V_{s30}) berkisar 380 m/s hingga 760 m/s. Berdasarkan nilai rata-rata kecepatan gelombang geser pada kedalaman 30 m/s pada Tabel 2, kriteria tanah pada formasi Sambipitu dan formasi Nglanggran sama dengan kriteria tanah pada formasi Wonosari yaitu jenis tanah yang sangat padat dengan batuan lunak. Namun formasi Sambipitu dan formasi Nglanggran mempunyai lapisan sedimen tipis berupa batuan aluvial yang terdiri dari lempung, tanah liat berpasir, dan kerikil hingga batuan tersier berumur lebih tua yang terdiri dari pasir kasar, kerikil, dan lain-lain. Jenis batuan pada formasi Sambipitu berupa batupasir kasar sedangkan pada formasi Nglanggran berupa batuan breksi andesit, sehingga daerah yang terdapat pada kedua formasi tersebut relatif lebih aman saat digoncang gempa bumi dangkal. Daerah tersebut terletak di Kecamatan Imogiri bagian Timur dan Kecamatan Dlingo bagian Barat.



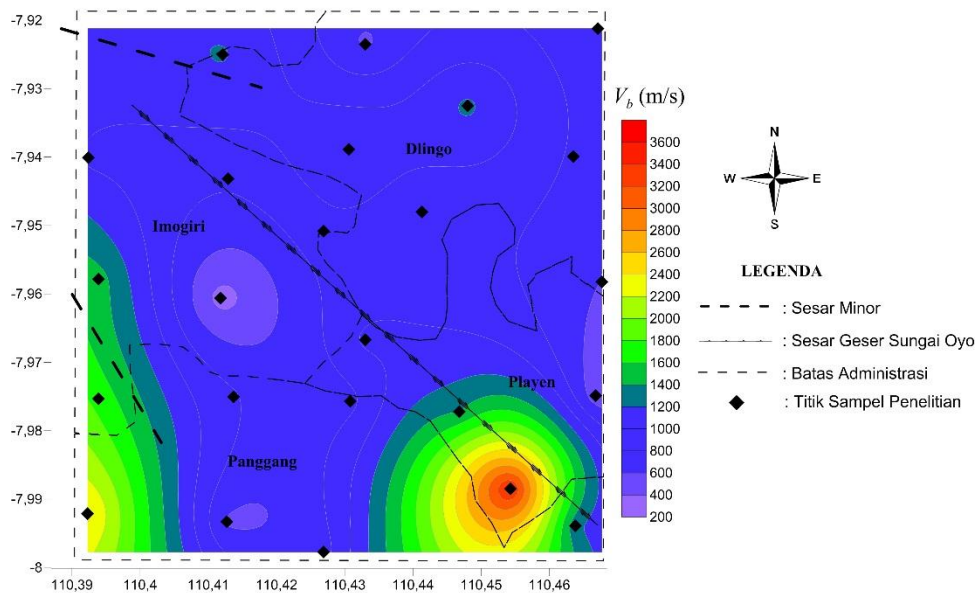
Gambar 19. Mikrozonasi faktor amplifikasi dioverlay dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo



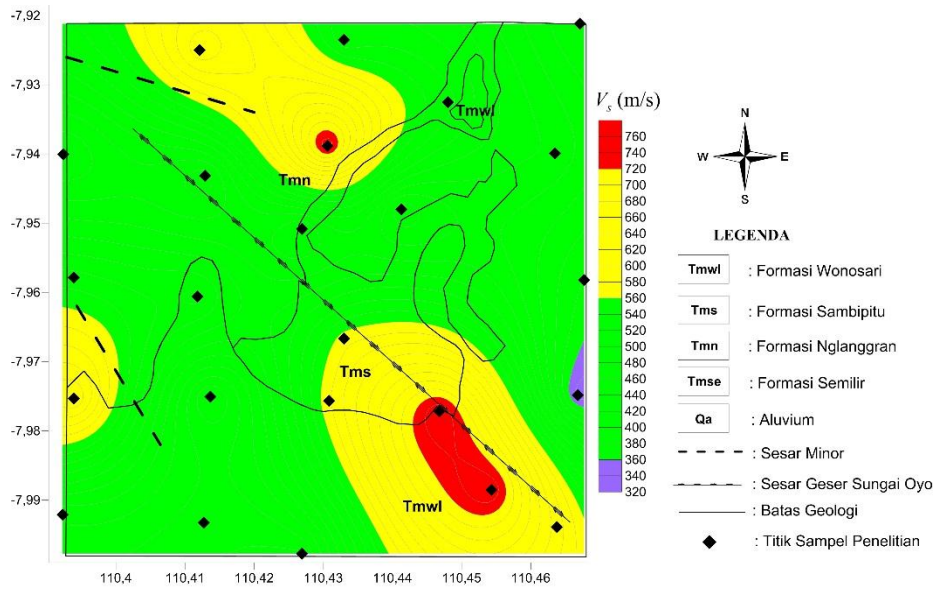
Gambar 20. Mikrozonasi faktor amplifikasi dioverlay dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo



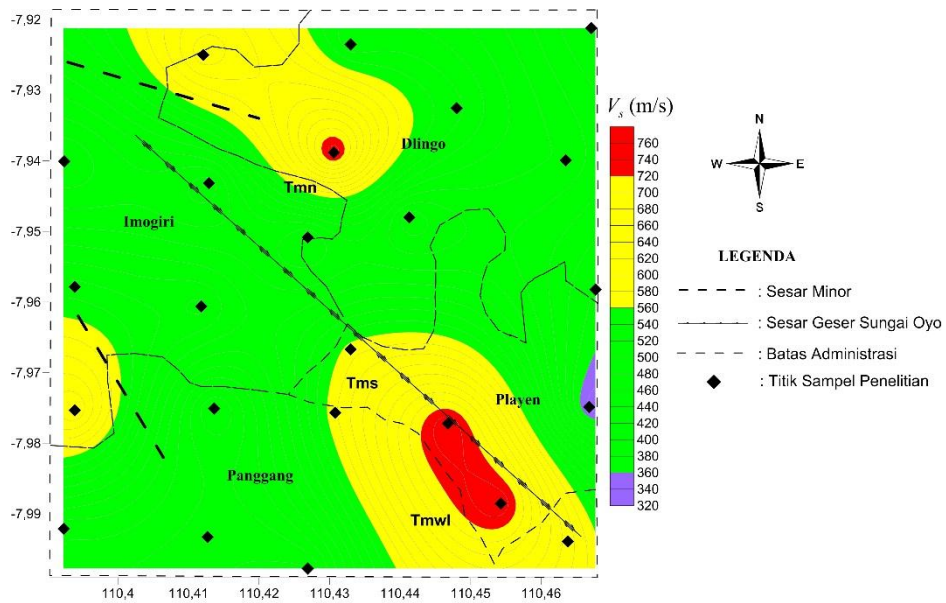
Gambar 21. Mikrozonasi kecepatan gelombang geser pada batuan dasar (V_b) dioverlay dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo



Gambar 22. Mikrozonasi kecepatan gelombang geser pada batuan dasar (V_b) dioverlay dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo



Gambar 23. Mikrozonasi kecepatan gelombang geser pada lapisan sedimen (V_s30) dioverlay dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo



Gambar 24. Mikrozonasi kecepatan gelombang geser pada lapisan sedimen (V_s30) dioverlay dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo

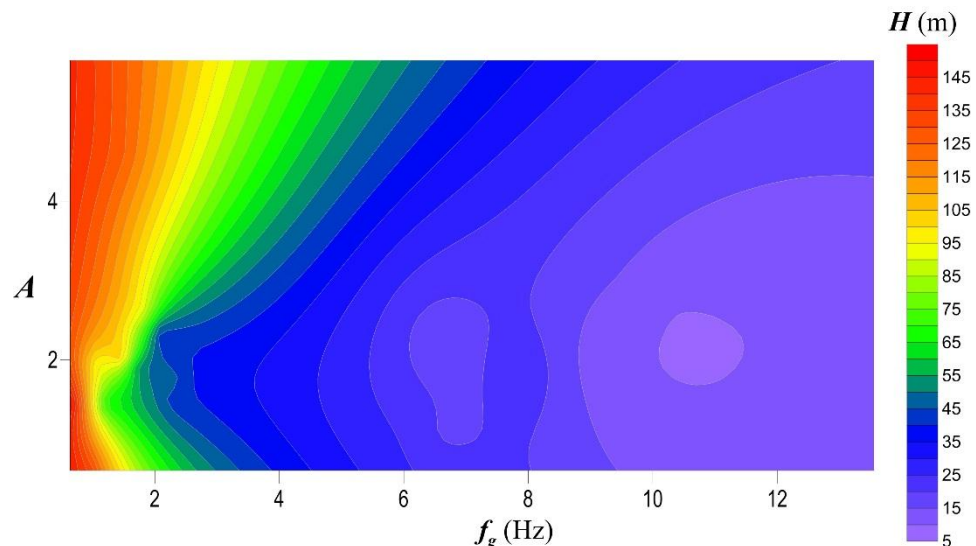
Tersusun oleh material yang keras dengan lapisan sedimen yang tipis tidak menutup kemungkinan seluruh daerah di Kecamatan Imogiri bagian Utara terhindar dari guncangan gempa bumi, karena berdasarkan hasil mikrozonasi terdapat satu lokasi yang berpotensi mengalami penguatan amplifikasi saat terjadi gempa bumi. Berdasarkan kecepatan gelombang geser pada permukaan tanah (V_s30) yaitu 528,1 m/s kriteria tanahnya sama dengan kriteria tanah di daerah Kabupaten Bantul yang lain. Namun jika ditinjau dari kecepatan pergeseran gelombang di bawah permukaan (V_b) daerah ini memiliki nilai kecepatan pergeseran lebih tinggi dibandingkan daerah lain yaitu mencapai 1489,7 m/s sehingga faktor inilah yang menyebabkan terjadinya penguatan (amplifikasi) gelombang dengan nilai amplifikasi yaitu 2,8. Pemodelan mikrozonasi kecepatan rambat gelombang pada batuan dasar (V_b) ditunjukkan pada Gambar 21 dan Gambar 22 serta kecepatan rambat gelombang pada lapisan sedimennya (V_s30) ditunjukkan pada Gambar 23 dan Gambar 24.

3. Ketebalan Sedimen (H)

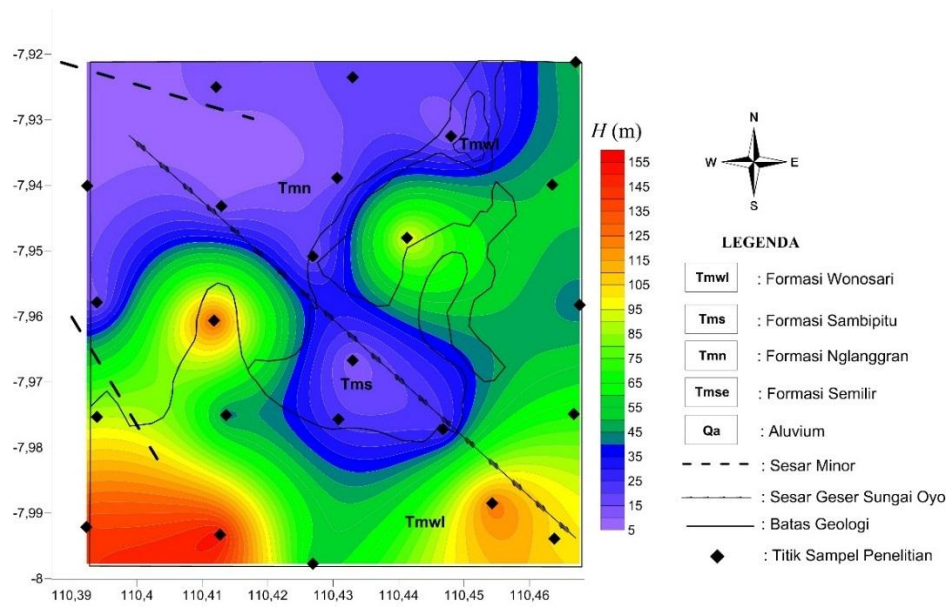
Ketebalan sedimen suatu daerah dapat ditentukan berdasarkan frekuensi dominan yang terukur di daerah tersebut dan kecepatan gelombang geser pada permukaan tanahnya (V_s30). Dari persamaan (56) dijelaskan bahwa ketebalan sedimen berbanding terbalik dengan empat kali frekuensi dominan, dan berbanding lurus dengan kecepatan pergeseran di permukaan tanah. Semakin tebal lapisan sedimen maka nilai frekuensi dominan semakin kecil, begitupun sebaliknya. Ketebalan sedimen tidak memiliki hubungan dengan faktor amplifikasi,

namun ketebalan sedimen dapat memperbesar faktor amplifikasi suatu daerah, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 25. Sehingga daerah yang memiliki endapan sedimen tebal dan lunak berpotensi merasakan guncangan kuat saat terjadi gempa bumi.

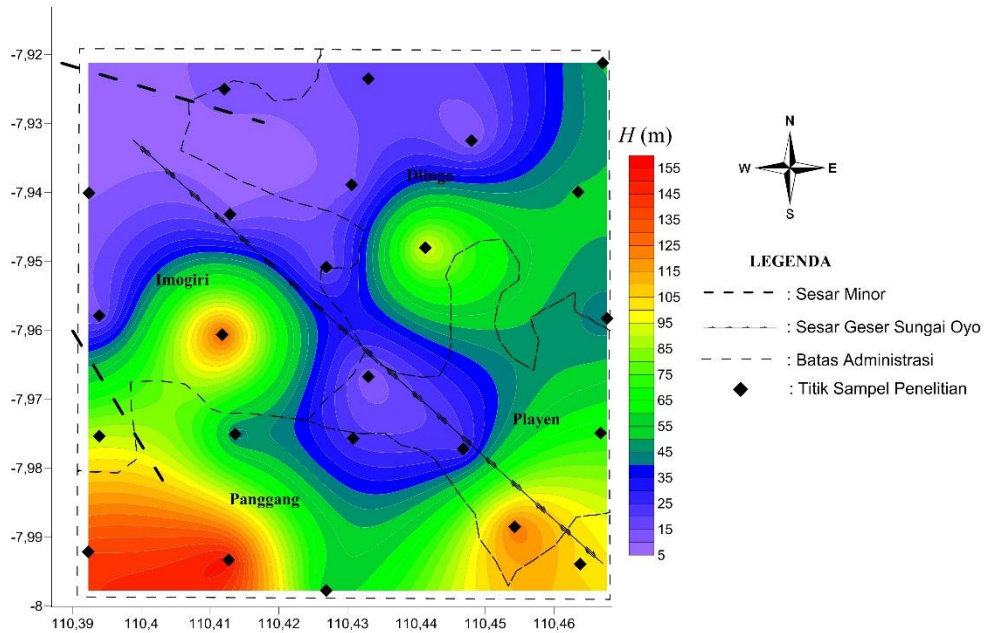
Penyebab kuatnya guncangan yang dirasakan adalah karena material penyusun lapisan sedimen tersebut (material lunak) memiliki keengganan untuk merespon gelombang geser, sifat keengganan itu muncul karena material lunak memiliki nilai inersia (kelembaman) yang besar. Dengan demikian saat gelombang geser melewati material lunak, frekuensinya akan mengecil sehingga gelombang geser tersebut membutuhkan waktu yang cukup lama untuk melewati material lunak. Dengan kata lain kuatnya guncangan yang dirasakan saat gempa bumi diakibatkan gelombang geser yang bertahan (terjebak) lebih lama dalam material lunak. Semakin besar inersia suatu benda, semakin sulit membuat benda itu bergerak. Sebaliknya benda yang bergerak juga sulit dihentikan jika inersianya besar (Banjarnahor, 2012).



Gambar 25. Pemodelan mikrozonasi pengaruh nilai frekuensi predominan dan faktor amplifikasi terhadap nilai ketebalan lapisan sedimen



Gambar 26. Mikrozonasi ketebalan lapisan sedimen *dioverlay* dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo



Gambar 27. Mikrozonasi ketebalan lapisan sedimen *dioverlay* dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo

Pemodelan mikrozonasi yang ditunjukkan pada Gambar 26 dan Gambar 27 memperlihatkan nilai ketebalan lapisan sedimen yang diperoleh dari nilai minimum hingga maksimum berkisar 9–155 meter. Keseluruhan titik sampel penelitian yang berada pada formasi Wonosari memiliki lapisan sedimen yang tebal yaitu berkisar 40–155 meter. Ditinjau dari nilai frekuensi dominan yang terukur, formasi Wonosari tersusun dari endapan aluvial dengan material yang lunak, sehingga adanya endapan sedimen yang tebal dan lunak menyebabkan formasi Wonosari berpotensi merasakan guncangan kuat saat terjadi gempa bumi dangkal yaitu dengan kedalaman hiposentrum kurang dari 60 km (Mustafa, 2010). Daerah yang berpotensi merasakan guncangan kuat tersebut di antaranya mendominasi wilayah Kecamatan Panggang bagian Utara dan Kecamatan Playen bagian Barat Daya hingga satu lokasi di wilayah Kecamatan Imogiri bagian Timur dan satu lokasi di wilayah Kecamatan Dlingo bagian Selatan.

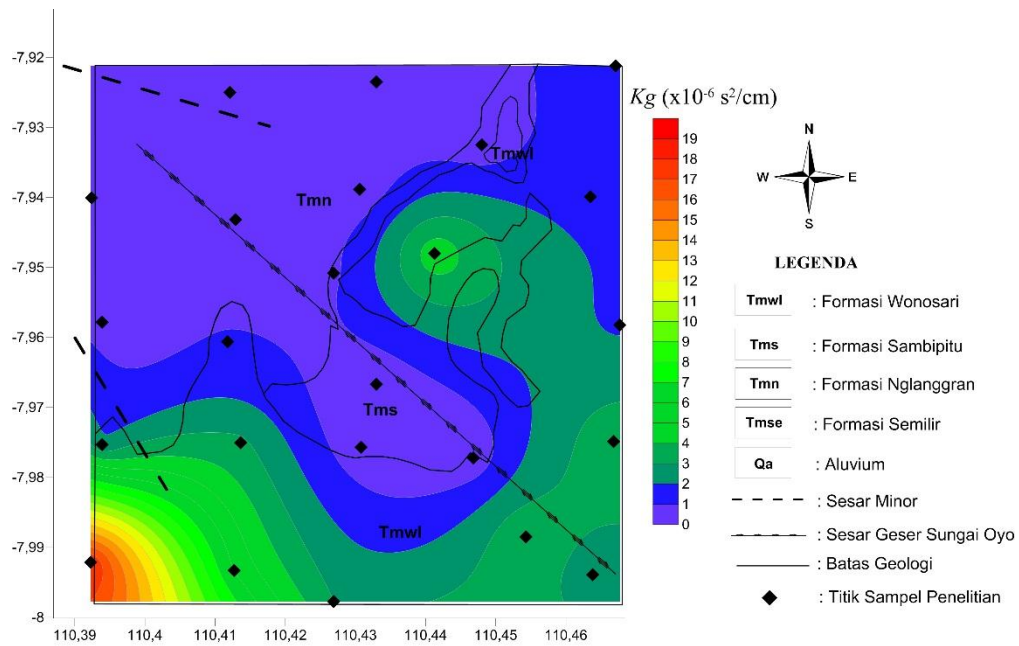
Nilai ketebalan lapisan sedimen yang rendah yaitu berkisar 9–24 meter menyebar di formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu. Rendahnya nilai ketebalan sedimen tersebut menunjukkan bahwa pada formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu memiliki lapisan sedimen yang tipis dengan karakteristik tanah yang keras, sehingga daerah–daerah yang terletak pada kedua formasi tersebut berpotensi merasakan guncangan ringan saat terjadi gempa bumi dangkal. Daerah–daerah tersebut mendominasi wilayah Kecamatan Imogiri bagian Timur dan Kecamatan Dlingo bagian Barat hingga beberapa wilayah di Kecamatan Playen bagian Barat.

Jika mengorelasikan data nilai frekuensi dominan, faktor amplifikasi, dan ketebalan lapisan sedimen dengan data formasi geologi, formasi Wonosari memiliki potensi rawan terhadap guncangan gempabumi, sedangkan formasi Sambipitu dan formasi Nglanggran relatif aman terhadap guncangan gempabumi.

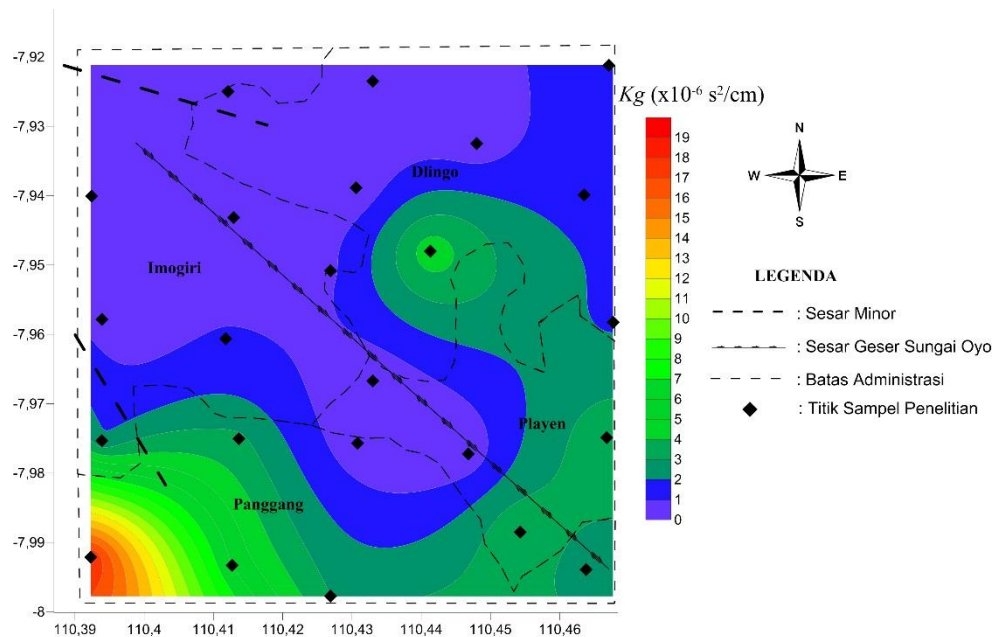
4. Indeks Kerentanan Seismik (K_g)

Hasil analisis mikrotremor menggunakan metode HVSR menunjukkan nilai indeks kerentanan seismik (K_g) di daerah penelitian bervariasi antara $0,1 \times 10^{-6} \text{ s}^2/\text{cm}$ hingga $18,1 \times 10^{-6} \text{ s}^2/\text{cm}$. Mikrozonasi nilai indeks kerentanan seismik ditunjukkan pada Gambar 28 dan Gambar 29.

Berdasarkan pengukuran titik sampel 1–24 yang menyebar di daerah penelitian, daerah yang memiliki nilai indeks kerentanan seismik rendah yaitu kurang dari $1,0 \times 10^{-6} \text{ s}^2/\text{cm}$ berada pada perbukitan formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu, sehingga daerah yang termasuk dalam Kecamatan Imogiri bagian Timur dan sebagian lokasi di wilayah Kecamatan Dlingo bagian Barat hingga Kecamatan Playen bagian Barat memiliki potensi kerusakan yang rendah. Rendahnya nilai indeks kerentanan seismik disebabkan karena kondisi geologi di kawasan ini pada lapisan permukaannya tersusun dari material batuan breksi andesit maupun batu pasir kasar atau kerikil yang memiliki sifat batuan lebih kompak. Jenis batuan keras tersebut secara fisis memiliki nilai regangan yang sangat rendah jika terjadi guncangan gempabumi, sehingga secara tapak lokal lokasi ini relatif aman terhadap guncangan gempabumi (Sunardi, dkk., 2012).

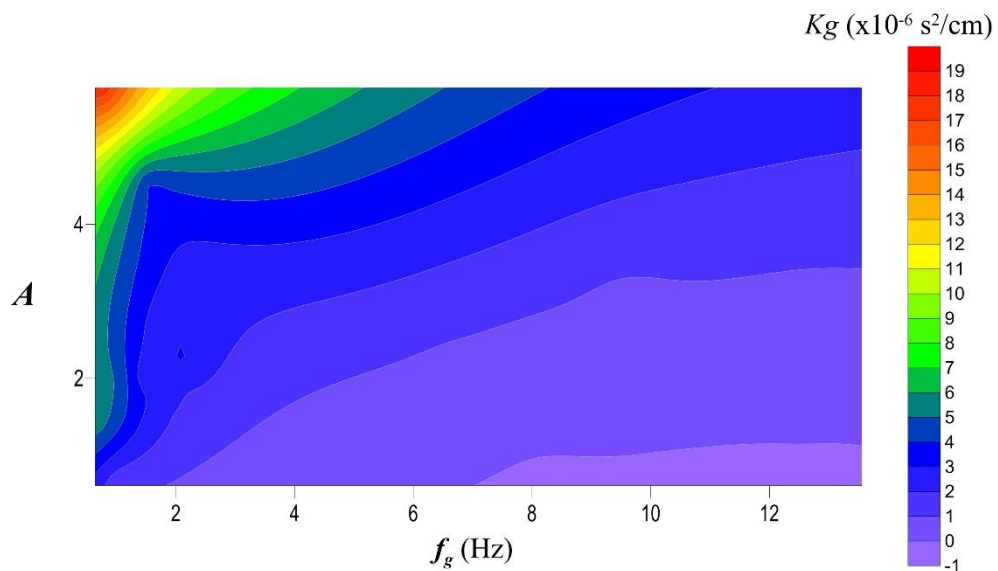


Gambar 28. Mikrozonasi indeks kerentanan seismik *dioverlay* dengan peta geologi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo



Gambar 29. Mikrozonasi indeks kerentanan seismik *dioverlay* dengan peta administrasi di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo

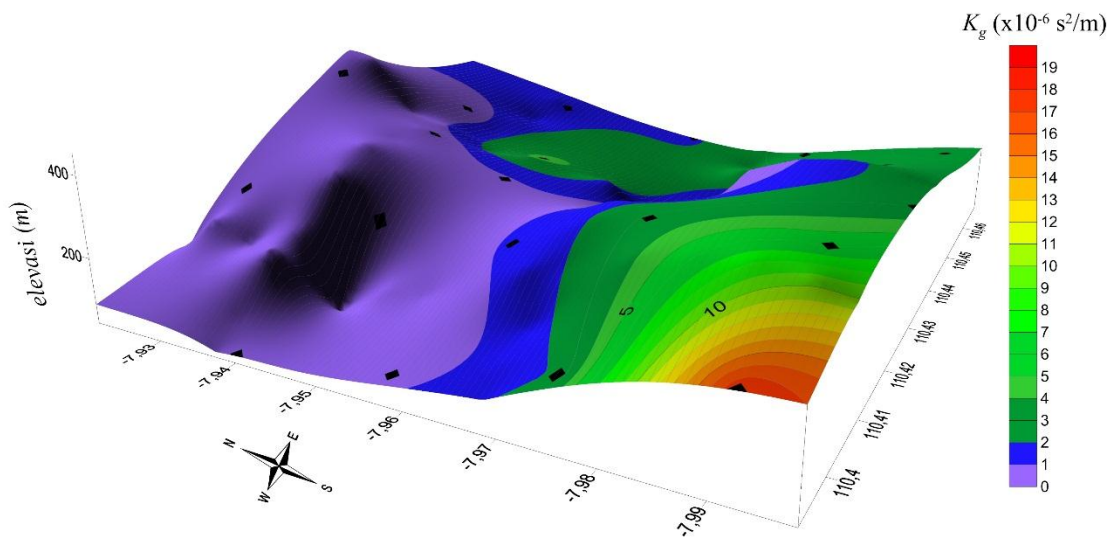
Sedangkan pada formasi Wonosari, nilai indeks kerentanan seismik berkisar $1,0 \times 10^{-6} \text{ s}^2/\text{cm}$ hingga $18 \times 10^{-6} \text{ s}^2/\text{cm}$ dengan material penyusunnya berupa lapisan sedimen tebal seperti *topsoil*, lumpur, dan lain-lain. Dibandingkan dengan dua formasi lainnya, formasi Wonosari lebih berbahaya saat terjadi gempa bumi karena gelombang yang melewati daerah tersebut mengalami penguatan amplifikasi sehingga berpotensi mengalami guncangan kuat disertai kerusakan tinggi. Daerah-daerah tersebut meliputi Kecamatan Playen bagian Barat Daya dan Kecamatan Panggang bagian Utara hingga sebagian lokasi di wilayah Kecamatan Dlingo bagian Selatan. Bahkan pada formasi Wonosari terdapat satu lokasi di Kecamatan Panggang bagian Barat Laut yang memiliki nilai indeks kerentanan seismik mencapai angka $18 \times 10^{-6} \text{ s}^2/\text{cm}$, angka tersebut menunjukkan bahwa pada formasi Wonosari juga terdapat lokasi yang sangat berbahaya saat terjadi gempa bumi.



Gambar 30. Pemodelan mikrozonasi pengaruh nilai frekuensi dominan dan faktor amplifikasi terhadap nilai indeks kerentanan seismik

Gambar 30 menunjukkan hubungan antara indeks kerentanan seismik dengan frekuensi dominan dan faktor amplifikasinya. Hubungan parameter-parameter tersebut memperjelas bahwa material penyusun tanah mempengaruhi tingkat kerentanan seismik suatu daerah, dimana daerah dengan nilai indeks kerentanan seismik tinggi adalah daerah yang memiliki nilai frekuensi dominan kecil, sehingga saat terjadi gempa bumi daerah tersebut akan mengalami penguatan amplifikasi. Dari pemodelan mikrozonasi yang ditunjukkan pada Gambar 30 diketahui bahwa kawasan titik penelitian didominasi oleh nilai indeks kerentanan seismik yang rendah.

Berdasarkan penelitian Nakamura, *et.al* (2000; 2008) indeks kerentanan seismik tinggi terdapat di daerah pesisir yang tersusun dari material aluvium selanjutnya indeks kerentanan seismik tersebut mengecil setelah memasuki perbukitan. Namun dari hasil pemodelan mikrozonasi Gambar 31, terlihat bahwa indeks kerentanan seismik mengecil di daerah perbukitan formasi Sambipitu dan formasi Nglanggran, sedangkan pada formasi Wonosari indeks kerentanan seismik semakin besar saat memasuki perbukitan. Penyebab adanya perbedaan besarnya nilai indeks kerentanan seismik tersebut di antaranya karena formasi Wonosari memiliki nilai frekuensi dominan kecil yang menunjukkan bahwa daerah tersebut tersusun dari material lunak dengan endapan sedimen yang tebal, serta memiliki nilai faktor amplifikasi tinggi yang mengakibatkan daerah pada formasi Wonosari berpotensi merasakan guncangan kuat saat terjadi gempa bumi dangkal.



Gambar 31. Pemodelan mikrozonasi 3-dimensi indeks kerentanan seismik terhadap elevasi area penelitian di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo

Van Gorsel (1987) dan Bronto *et.al* (2001) menganggap bahwa pengendapan formasi Nglanggran terjadi akibat dari proses runtuhnya gunung api, hal ini ditandai dengan terdapatnya fragmen koral di antara breksi vulkanik. Begitu pula formasi Sambipitu yang berada di atas formasi Nglanggran, formasi ini tersusun oleh batupasir yang masih menunjukkan sifat asal gunungapi. Sedangkan formasi Wonosari menurut beberapa ahli geologi terbentuk karena pengangkatan batugamping dari dasar laut dengan ciri adanya struktur terumbu. Batuan yang berkembang di daerah formasi Wonosari relatif jauh dari pengaruh vulkanik, sehingga material penyusun formasi Wonosari memiliki sifat lebih lunak dibandingkan dengan formasi Sambipitu dan formasi Nglanggran. Lingkungan pengendapan formasi Wonosari adalah laut dangkal yang mendangkal ke arah Selatan (Surono, *et.al*, 1992).

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

A. KESIMPULAN

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan dapat diambil kesimpulan sebagai berikut:

1. Karakteristik mikrotremor di kawasan Sesar Sungai Oyo
 - a. Nilai frekuensi dominan berkisar 0,6–13,5 Hz dan faktor amplifikasi berkisar 0,6–5,8
 - b. Nilai kecepatan pergeseran gelombang di permukaan tanah (V_s) berkisar 320–760 m/s dan kecepatan pergeseran gelombang di bawah permukaan tanah (V_b) berkisar 319–2455 m/s.
2. Nilai ketebalan lapisan sedimen di kawasan Sesar Sungai Oyo berkisar 9–155 meter. Mikrozonasi ketebalan lapisan sedimen dengan nilai tinggi berkisar 40–155 meter berada pada formasi Wonosari dan menyebar di Kabupaten Gunungkidul, mendominasi wilayah Kecamatan Panggang bagian Utara dan Kecamatan Playen bagian Barat Daya hingga Kabupaten Bantul, yaitu beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Imogiri bagian Tenggara dan satu lokasi di wilayah Kecamatan Dlingo bagian Selatan. Sedangkan mikrozonasi ketebalan lapisan sedimen dengan nilai rendah berkisar 9-25 meter berada pada formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu, Daerah-daerah tersebut meliputi Kabupaten Bantul (mendominasi wilayah Kecamatan Imogiri bagian Timur dan Kecamatan Dlingo bagian Barat)

hingga Kabupaten Gunungkidul (beberapa wilayah di Kecamatan Playen bagian Barat).

3. Nilai indeks kerentanan seismik di kawasan Sesar Sungai Oyo berkisar $0,1 \times 10^{-6} \text{ s}^2/\text{cm}$ hingga $18,1 \times 10^{-6} \text{ s}^2/\text{cm}$. Mikrozonasi indeks kerentanan seismik dengan nilai tinggi yaitu $18,1 \times 10^{-6} \text{ s}^2/\text{cm}$ berada pada formasi Wonosari tepatnya di Kecamatan Panggang bagian Barat Laut, Kabupaten Gunungkidul. Mikrozonasi indeks kerentanan seismik dengan nilai sedang berkisar 1×10^{-6} hingga $5,9 \times 10^{-6} \text{ s}^2/\text{cm}$ berada pada formasi Wonosari dan menyebar di Kabupaten Gunungkidul (Kecamatan Playen bagian Barat Daya dan Kecamatan Panggang bagian Utara) hingga Kabupaten Bantul (sebagian wilayah Kecamatan Dlingo bagian Selatan). Sedangkan mikrozonasi indeks kerentanan seismik dengan nilai kurang dari $1 \times 10^{-6} \text{ s}^2/\text{cm}$ berada pada formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu dan menyebar di Kabupaten Bantul (Kecamatan Imogiri bagian Timur dan sebagian wilayah Kecamatan Dlingo bagian Barat) hingga Kabupaten Gunungkidul (Kecamatan Playen bagian Barat).

B. SARAN

Untuk penelitian selanjutnya disarankan agar penentuan spasi antar titik lokasi lebih dekat supaya hasil indeks kerentanan seismik yang dihasilkan lebih akurat. Pengaruh faktor geologi daerah penelitian terhadap nilai indeks kerentanan seismik perlu dikaji lebih lanjut.

DAFTAR PUSTAKA

- Abdillah. 2010. *Analisis Keaktifan dan Resiko Gempabumi pada Zona Subduksi Daerah Pulau Sumatera dan Sekitarnya dengan Metode Least Square*. Skripsi. Jakarta: Universitas Islam Negeri Syarif Hidayatullah
- Afnimar. 2009. *Seismologi*. Bandung: Institut Teknologi Bandung
- Ai-Lan, C., Takahiro, I., Yoshiya, O., and Xiu-Run, G. 2006. *Study On The Applicability Of Frequency Spectrum Of Microtremor Of Surface Ground In Asia Area*. Journal Of The Jiang University
- Arifin, S.S., Mulyanto, B.S., Marjiyono, dan Setianegara, R. 2013. *Penentuan Zona Rawan Guncangan Bencana Gempabumi Berdasarkan Analisis Nilai Amplifikasi HVSR Mikrotremor Dan Analisis Periode Dominan Daerah Liwa dan Sekitarnya*. Jurnal Geofisika Eksplorasi Vol. 2/No. 1. Lampung: Universitas Lampung
- Banjarnajor, Hendra. 2012. *Sistem pengukuran Momen Inersia benda Pejal Dengan Metode Osilasi Harmonik Berbasis Mikrokontroler*. Skripsi. FMIPA UI
- Bantulkab. 2016. *Data Pokok Pembangunan Geologi*. Diakses dari <https://bantulkab.go.id> pada tanggal 19 Juni 2016, Jam 14.19 WIB
- BMKG. 2010. *Indonesia Rawan Gempabumi & Tsunami*. Diakses dari <https://inatews.bmkg.go.id> pada tanggal 19 Juni 2016, Jam 13.02 WIB
- BMKG. 2015. *Gempabumi*. Diakses dari http://www.bmkg.go.id/BMKG_Pusat/Gempabumi pada tanggal 30 Juli 2016, Jam 15.40 WIB
- Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J.F., Stevens, C.W., McCaffrey, R., Subarya, C., Puntodewo, S.S.O., dan Calais, E. 2003. *Crustal Motion in Indonesia from Global Positioning System Measurements*. Journal Of Geophysical Research, Vol. 108, No, B8.
- Bour, M., Fouissac, D., Dorninique, P., dan Martin, C. 1998. *On the Use of Microtremor Recording in Seismic Microzonation*. France: *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 17 PII:S0267-7261(98)00014-1

- BPKP. 2016. *Profil Kabupaten Gunungkidul*. Diakses dari www.bpkp.go.id pada tanggal 19 Juni 2016 Jam 13.30 WIB
- Braile, L. 2004. *Seismic Wave Demonstrations and Animations: Exploration In Earth Science*. Purdue University
- Bronto, Sutikno. 2001. *Volkanologi*. Yogyakarta: Sekolah Tinggi Teknologi Nasional Yogyakarta.
- Buranda, J.P. 2009. *Geologi Umum*. Universitas Negeri Malang
- Damarla, Raju and Ufford, David. 2007. *Personnel Detection Using Ground Sensors*. Us: US Army Research Laboratory
- Daniel, Albi. 2011. *Geologi dan Studi Lingkungan Pengendapan Satuan Batupasir Formasi Semilir Daerah Patuk, Kecamatan Patuk, Kabupaten Gunungkidul, Provinsi D.I Yogyakarta*. Skripsi. Yogyakarta: Fakultas Teknologi Mineral UPN Veteran Yogyakarta
- Daryono. 2013. *Indeks Kerentanan Seismik Berdasarkan Mikrotremor pada Setiap Satuan Bentuk Lahan Di Zona Graben Bantul Daerah Istimewa Yogyakarta*. Jurnal Riset Daerah, Vol. XII, No. 1. Jakarta
- Fah, D., Kind, F., dan Giardini. 2006. *A Theoretical Investigation of Average H/V Ratio*. Swiss: Geophysical Journal International
- Fah, D., Steimen, S., Oprsal, I., Ripperger, J., Wossner, J., Schatzmann, R., Kastli, P., Spottke, I., dan Guggenberger, P. 2006. *The Earthquake of 250 A.D In Augusta Raurica, A Real Event With A 3D Site-Effec*. Journal Of Seimology. Switzerland
- Guler, E.D., Nakamura, Y., Saita, J., Saito, T. 2000. *Local Site Effect of Mexico City based on Microtremor Measurment*. USA: *6th International Conference on Seismic Zonation, Palm Spring Riveria Resort, California, USA, pp.65*
- Hertanto, B.H, Ramelan, H.A., dan Budiastuti, S. 2011. *The Development of Karst Area Ecotourism Object Potency In The West Pacitan Regency of the East Java province*. Surakarta: *Jurnal EKOSAINS Vol III No.2*
- Husadani, Y.T,. 2008. *Geologi dan Stratigrafi Batuan Gunung Api Daerah Sindet Kec. Imogiri, kab. Bantul, Daerah Istimewa Jogjakarta*, Skripsi S1 di Jurusan Teknik Geologi. Yogyakarta: Fakultas Teknologi Mineral, Institu Sains & Teknologi AKPRIND Jogjakarta

- JSCE. 2004. *Chapter 3 : Geology and Tectonics*. Diakses dari <http://jsce.or.jp> pada tanggal 27 Juli 2016, Jam 22.17 WIB
- Juanita, Retno. 2015. *Gelombang Seismik*. Diakses dari <http://juanita.blog.uns.ac.id/files/2010/01/gelombangseismik1> pada tanggal 26 Agustus 2016, Jam 17.02 WIB
- Kompasiana. 2006. *Mengenang Gempa Tektonik 2006 Di Yogyakarta Dan Sekitarnya*. Diakses dari <http://www.kompasiana.com> pada tanggal 18 Februari 2016, Jam 16.07 WIB
- Lermo, Javier & Chavez-Garcia, Francisco J. 1993. *Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with Only One Station*. America: Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 83, no. 5
- Lesmana, Rohmawan Indra. 2013. *Perhitungan Sisa Umur Tambang Dengan Metode Cross Section Dan Metode Contour Di PT. Semen Indonesia (Persero) Tbk, Pabrik Tuban Kab. Tuban, Prov. Jawa Timur*. Thesis. Yogyakarta: UPN Veteran Yogyakarta
- Luehr, B.G., Walter, Th., Wassermann, J., Wang, R., Wagner, D., Anggraini, A., Parolai, S., Zschau, J., Prih Harjadi, P.J., Brotopuspito, Kirbani Sri. 2008. The Surprising Mw 6,5 Bantul Earthquake 2006: *Geophysical Research Abstracts Vol. 10*. Germany: GFZ
- Manolakis, Dimitris. G., and Ingle, Vinay. K. 2011. *Applied Digital Signal Processing: Theory and Practice*. United State: Cambridge University Press
- Marjiyono. 2010. *Estimasi Karakteristik Dinamika Tanah Dari Data Mikrotremor Wilayah Bandung*. Thesis ITB. Bandung
- Mulyaningsih, S. Husadani, Y.T, Umboro, P.A, Sanyato, S, dan Purnamawati, D.I. 2011. *Aktivitas Vulkanisme Eksplosif Penghasil Formasi Semilir Bagian Bawah Di Daerah Jetis Imogiri*: Jurnal Teknologi Technoscientia Vol. 4 No. 1. Yogyakarta: Fakultas Teknologi Mineral, Institut Sains & Teknologi AKPRIND Jogjakarta.
- Mustafa, Badrul. 2010. *Analisis Gempa Nias Dan Gempa Sumatera Barat Dan Kesamannya Yang Tidak Menimbulkan Tsunami*. Jurnal Ilmi Fisika, Vol. 2, No.1. Padang: Universitas Andalas

- Najoan, Th.F., Soeroso, D., dan Rukhijat, S. 1996. *Peta Zona Gempa Dan Cara Penggunaannya sebagai Usulan dalam Perencanaan Bangunan Pengairan Tahan Gempa*. Jurnal Litbang Air, No. 36
- Nakamura, Y. 1989. *A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground Surface*. Japan: Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), Vol. 30, No. 1
- Nakamura, Y. 1996. *Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Application*. Paper No.2134. Japan: Quarterly Report of Railway Technical Research Institute
- Nakamura, Y. 1997. *Seismic Vulnerability Indices for Ground and Structures Using Microtremor*. Florence: World Congress on Railway Research
- Nakamura, Y. 2000. *Real-Time information System For Hazards Mitigation*. Japan: Tokyo University
- Nakamura, Y., 2008. *On The H/V Spectrum, The 14th World Conference on Earthquake Engineering*. October 12-17, 2008, Beijing. China.
- NOAA. 2013. Ocean Explorer: U.S Department of Commerce. Diakses dari <http://oceanexplorer.noaa.gov/facts/plate-boundaries.html> pada tanggal 26 Agustus 2016, Jam 17.35 WIB
- Oberrecht, Kenn. 2011. *The Theory of Plate tectonic*. Diakses dari <http://www.oregon.gov> pada tanggal 30 Juli 2016, Jam 16.01 WIB
- Okada, H. 2004. *The Microtremor Survey Method*. Society of Exploration Geophysicist United State of America
- Park, Tae Hong. 2010. *Introduction to Digital Signal Processing: Computer Musically Speaking*. USA: World Scientific Publishing
- Prastowo, D.A. 2015. *Klasifikasi Tapak Lokal Berdasarkan Data Mikrotremor Menggunakan Metode HVSR Di Daerah Epitermal Borobudur Kabupaten Magelang*. Skripsi. Yogyakarta: Universitas Gajah Mada
- Proakis, John G, dan Manolakis, Dimitris G. 1996. *Digital Signal Processing: Principles, Algorithms, and Applications 3rd Edition*. New Jersey: Prentice Hall International

- Purwanti, A. 2016. *Analisis Tingkat Resiko Dari Nilai Peak Ground Acceleration (PGA) Berdasarkan Data Mikroseismik Di sekitar Jalur Sesar Opak Kabupaten Bantul Yogyakarta*. Skripsi. Yogyakarta: Universitas Islam Yogyakarta.
- Rahardjo, W., Sukandarrumidi, and H. Rosidi. 1995. *Peta Geologi Lembar Yogyakarta, Jawa*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi
- Seht, M.Ibs-von., dan Wohlenberg. J., 1999. *Microtremor Measurement Used To Map Thickness Of Soft Sediment*. Bulletin of Seimological Society of America, Vol. 89, No. 1
- SESAME European Research Project. 2004. *Guidelines for The implementation of The H/V Spectral ratio Technique on Ambient Vibration: Measurements, Processing and Interpretation*.
- Slob, Siefko. 2007. *Micro Seismic Hazard Analysis*. Netherland: International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation
- Sulaeman, C., Dewi, L.C., dan Triyoso, W. 2008. *Karakterisasi Sumber Gempa Yogyakarta 2006 Berdasarkan Data GPS*. Jurnal Geologi Indonesia, Vol. 3, No. 1. Bandung
- Surono, Toha, B., dan Sudarno, I. 1992. *Peta Geologi Lembar Surakarta-Giritontro, Jawa, Skala 1 : 100.000*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Susilawati. 2008. *Penerapan Penjalaran Gelombang Seismik Gempa Pada Penelaahan Struktur Bagian Dalam Bumi*. Medan: Universitas Sumatera Utara
- Syahrudin, M.H., Aswad, S., Palullungan, E.F., Maria, dan Syamsuddin. 2014. *Penentuan Profil Ketebalan Sedimen Lintasan Kota Makassar Dengan Mikrotremor*. Jurnal Fisika Vol. 4 No. 1. Makassar: Universitas Hasanuddin
- TAIDE. 2010. *TDV-23S feedback short-period seismometer operator's manual*. China: Zhuhai TAIDE Enterprise Co., Ltd.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. 1990. *Applied Gheophysics Second Edition*. New York: Cambrigde

- Thitimakorn, T., dan Channoo, Saralee. 2012. Shear Wave Velocity of Soils and NEHRP Site Classification Map of Chiangrai City, Northren Thailand. EJGE: Vol. 17
- Timothy D. Stark, Thomas J. Dehlin, Soheil Nazarian, Hoda Azari, Deren Yuan, dan Carlton L. Ho. 2014. *Seismic Surface Wave Testing For Track Substructure Assessment. Joint Rail Conference*. USA
- UNOSAT. 2006. *Satellite Mapping Response to Java Earthquake*.Universite de Lausanne
- Van Bemmelen, R.W. 1949. *The Geology Of Indonesia Vol-IA*.University Of Virginia:U.S. Government Printing Office
- Van Gorsel, J.T. 1987. Depositoinal Sequence Stratigraphy. Indonesian Association Of Geologist (IAGI). Jakarta
- Van Loan, C.F., and Pitsianis, N. 1992. *Approximation with Kronecker Products*. New York: Department of Computer Science Cornell University
- Ventura, C.E., Onur, T., and Hao, X.S. 2004. Site Period Estimation in the Fraser River Delta Using Microtremor Measurment Experimnetal and Analytical Studies. 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada. Paper No. 1075
- Walter, *et al.* 2008. The 26 May 2006 Magnitude 6.4 Yogyakarta earthquake South of Mt. Merapi Vulcano: *Research Letter, Vol. 9, No. 5*. Germany: GeoForschungsZentrum Postdam
- Wang, Zhenming. 2008. *A Technical Note on Seismic Microzonation in the Central United State*. USA: Kentucky Geological survey, University of Kentucky
- Wartono Rahardjo, Sukandarrumidi, dan H.M.D. Rosidi. 1995. *Geological map of the Yogyakarta quadrangle, Jawa*.Bandung : Pusat Penelitian dan Pengembang
- Yasui, Y., and Noguchi, T. 2004. *Soil Profile Confirmation Through Microtremor Observation. Proceeding Third UNJR Workshop On Soil-Structure Interaction*. California, USA

LAMPIRAN

LAMPIRAN 1. Data hasil Penelitian

Tabel L 1. Data frekuensi dominan (f_g), faktor amplifikasi (A), kecepatan pergeseran permukaan tanah (V_s), kecepatan pergeseran bawah permukaan tanah (V_b), ketebalan lapisan sedimen (H), dan indeks kerentanan seismik (K_g) dari hasil penelitian di jalur Sesar Sungai Oyo Yogyakarta

TA	Koordinat		f_g (Hz)	Amplifikasi	V_s (m/s)	V_b (m/s)	H (m)	K_g [x10 ⁻⁶ (s ² /m)]
	latitude	longitude						
1	-7,95786	110,3939	9,56	2,821	528,1	1489,7701	13,81014644	0,566721554
2	-7,96062	110,4118	1	0,605	527,398	319,07579	131,8495	1,163476458
3	-7,95084	110,4269	6,52	2,259	416,491	940,85317	15,96974693	0,84373044
4	-7,9667	110,433	12,6	1,815	571,827	1037,866	11,34577381	0,255494838
5	-7,95823	110,4677	2,28	1,572	378,485	594,97842	41,50054825	1,847607541
6	-7,94007	110,3924	10,44	2,441	395,799	966,14536	9,477945402	0,599146866
7	-7,94315	110,4129	9,2	2,049	406,284	832,47592	11,04032609	0,555987612
8	-7,93885	110,4306	13,56	1,588	760	1206,88	14,01179941	0,156285224
9	-7,94802	110,4413	1,04	1,974	403,782	797,06567	97,06298077	4,767685045

10	-7,93991	110,4635	2,24	1,688	457,157	771,68102	51,02198661	1,671859409
11	-7,97534	110,3939	1,84	2,609	664,327	1733,2291	90,26182065	2,164786427
12	-7,97506	110,4137	2,08	2,344	353,263	828,04847	42,45949519	3,235465874
13	-7,97569	110,4308	6,24	1,283	577,806	741,3251	23,14927885	0,360911502
14	-7,97721	110,4468	7,92	1,833	760	1393,08	23,98989899	0,30886194
15	-7,97487	110,4668	1,2	1,445	329,884	476,68238	68,72583333	3,702252653
16	-7,99212	110,3923	0,76	5,775	425,202	2455,5416	139,8690789	18,12524149
17	-7,99329	110,4127	0,64	1,464	392,001	573,88946	153,1253906	5,918540607
18	-7,99775	110,4269	1,72	1,92	377,209	724,24128	54,82688953	3,001452256
19	-7,98852	110,4543	1,52	4,57	760	3473,2	125	4,012358443
20	-7,9939	110,4638	1,48	2,048	611,311	1251,9649	103,2619932	2,295867024
22	-7,92498	110,4121	13,44	1,865	656,748	1224,835	12,21629464	0,214299675
23	-7,92352	110,433	6,64	1,128	502,966	567,34565	18,93697289	0,342565084
24	-7,93251	110,448	12,64	2,357	527,307	1242,8626	10,42933149	0,358665559
25	-7,9212	110,4671	1,96	1,515	396,27	600,34905	50,54464286	1,978363407

Contoh perhitungan indeks kerentanan seismik pada titik 6 menggunakan persamaan (55), (56), dan (63).

Pada titik 1, frekuensi predominannya adalah 9,56 Hz, faktor amplifikasinya adalah 2,821 dan kecepatan pergeseran gelombang di permukaan tanah adalah 528,1 m/s.

1. Kecepatan pergeseran gelombang bawah permukaan tanah

$$v_b = \frac{v_s}{A} = \frac{528,1 \text{ m/s}}{2,821} = 1489,7701 \text{ m/s}$$

2. Ketebalan lapisan sedimen

$$H = \frac{v_s}{4f_g} = \frac{528,1 \text{ m/s}}{9,56 \text{ Hz}} = 13,81014644 \text{ m}$$

3. Indeks kerentanan seismik

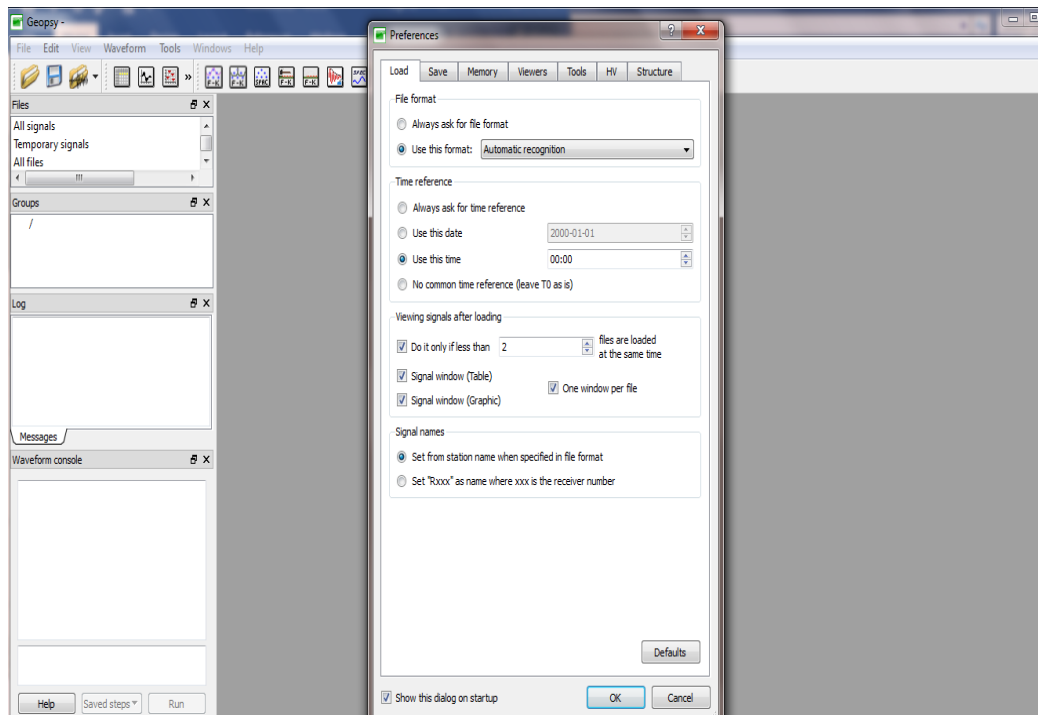
$$K_g = \frac{A^2}{f_g} \frac{1}{\pi^2 v_b} = \frac{(2,821)^2}{9,56 \text{ Hz}} \frac{1}{(3,14)^2 \cdot 1489,7701 \text{ m/s}} = 0,566722 \times 10^{-6} \text{ 1/cm/s}^2$$

LAMPIRAN 2. Tahap Pengolahan Data

A. Menganalisis Data Mikrotremor dengan *Software Sessary-Geopsy*

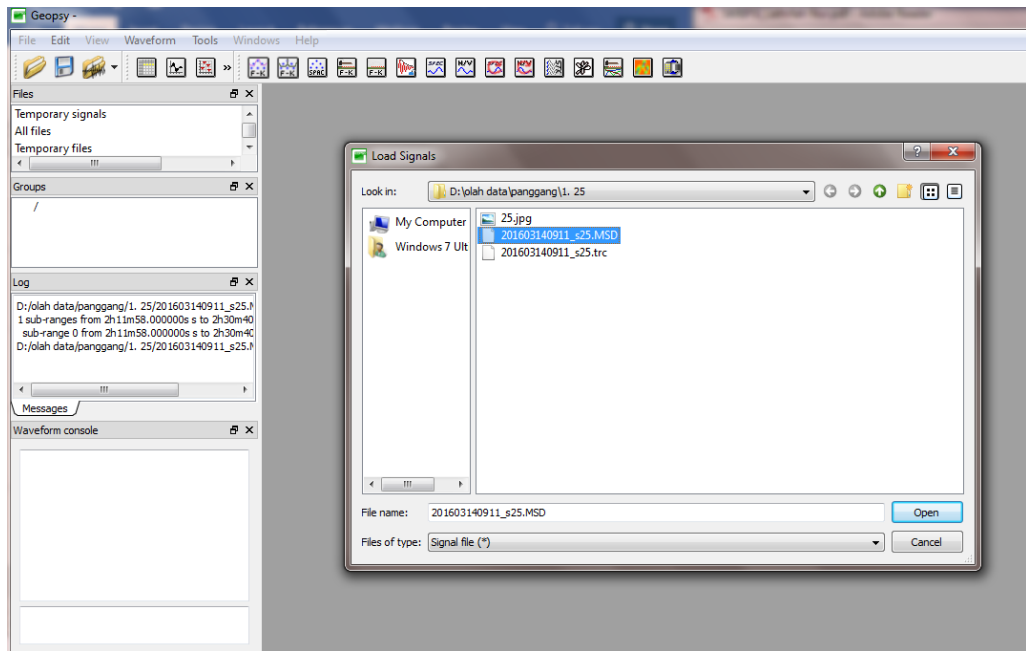
Langkah-langkah analisis mikrotremor menggunakan metode HVSR dengan software Sessary-Geopsy adalah sebagai berikut :

1. Mengolah data mentah hasil pengukuran mikrotremor dalam format MINI SEED (.msd) dengan *Software Sessary-Geopsy*.
2. Membuka aplikasi *software Sessary-Geopsy*, maka akan muncul :



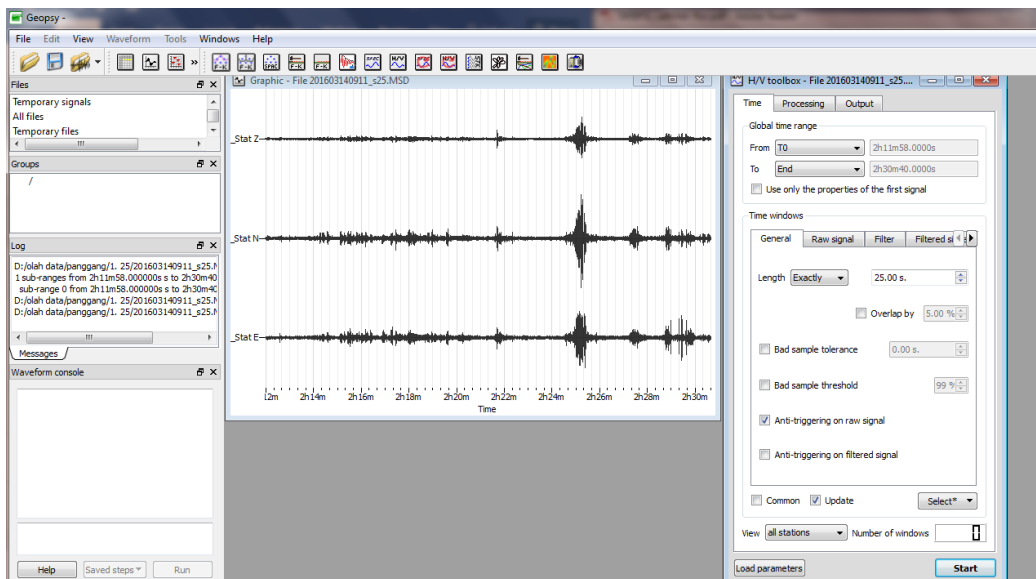
Gambar L1. Tampilan awal *software Sessary-Geopsy*

3. Klik *import signal* dan cari *file* penyimpanan data titik lokasi pengamatan (dipilih format msd), kemudian klik open.



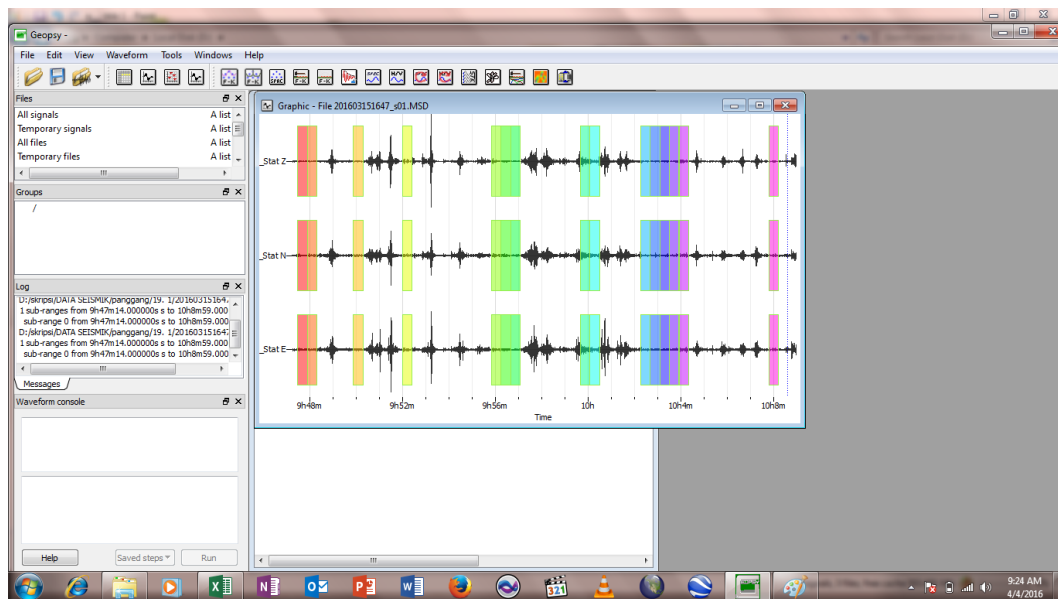
Gambar L2. File dalam format msd yang akan diolah

4. Klik icon H/V yang tertera pada *toolbox software*, maka akan muncul H/V *toolbox*.



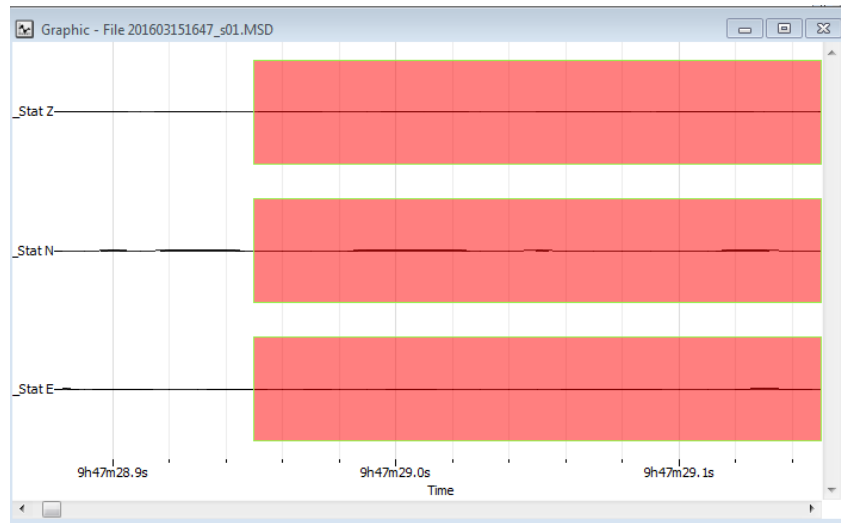
Gambar L3. Tampilan pada *software Sessary-Geopsy* setelah dimasukkan data dalam format msd

5. Pada kotak H/V *toolbox* terdapat pilihan *Time*, *Processing*, dan *Output*. Untuk *Processing* pilih smoothing type *Konno & Ohmachi*, dan untuk *Horizontal component* pilih *Square Average*. Untuk *output* atur *Frequency sampling* 0.50 Hz sampai 20.00 Hz dengan *Number of samples* 100. Untuk *Time* pilih pengaturan *length windows* 25.00 s dan pilih *add* untuk melakukan pemilihan sinyal tanpa *noise* yang digunakan saat analisis menggunakan MATLAB R2010a. Kemudian klik *start* maka akan muncul gambar seperti berikut :



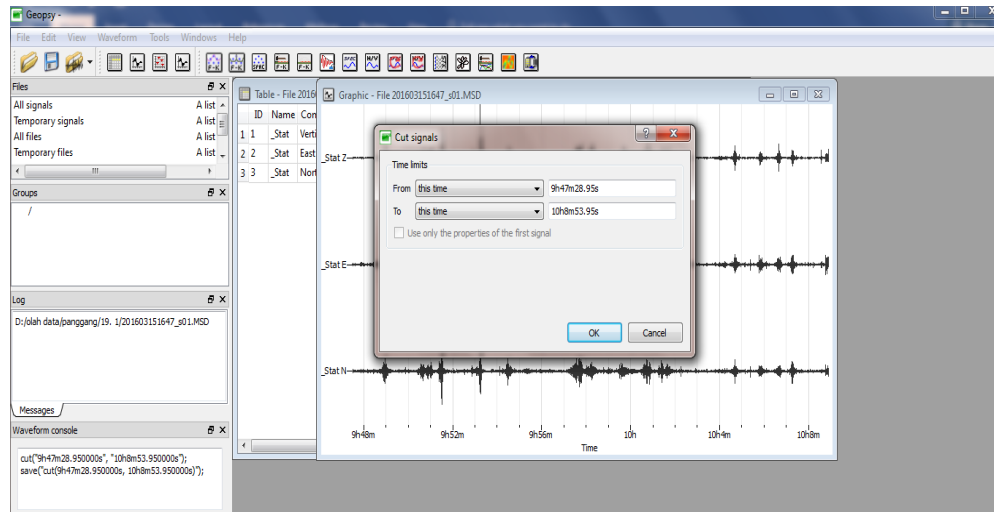
Gambar L4. Jumlah *window* sinyal tanpa *noise*

6. Mencatat waktu pertama pada masing-masing *window* yang menunjukkan pada detik ke-n dari seluruh pengukuran mikrotremor dengan memperbesar tampilan *signal* tanpa *noise* hingga durasi waktu menunjukkan spasi 0.1 s antar waktu pertama ke waktu kedua seperti Gambar L5.



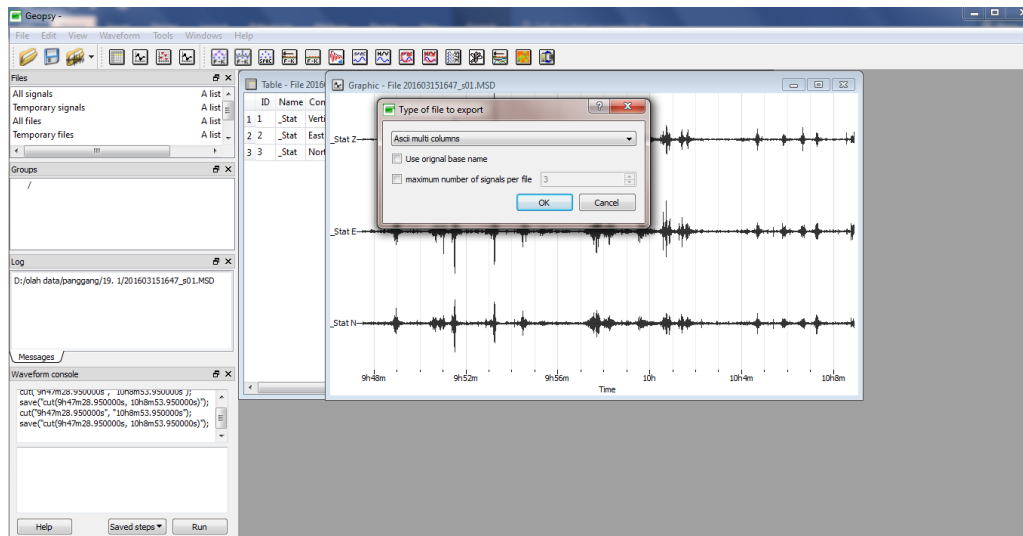
Gambar L5. *Window* pertama dengan spasi antar waktunya 0.1 s

7. Mengulangi langkah ke-2 sampai langkah ke-4 kemudian klik *waveform* pilih *cut*. Pada tampilan *cut signals* pilih *this time* pada *Time limits From* lalu ketik waktu pertama window tersebut. Kemudian pada *Time limits To* waktu pertama window ditjumlahkan dengan 25 detik seperti yang ditunjukkan pada Gambar L6, lalu klik OK.



Gambar L6. Tampilan *cut signals* data hasil pengukuran mikrotremor

- Menyimpan hasil *cut* gelombang setiap *window* ke dalam format (.txt) klik *file* pilih *export*. Kemudian muncul tampilan seperti pada Gambar L7 pilih *Ascii multi columns* lalu klik OK

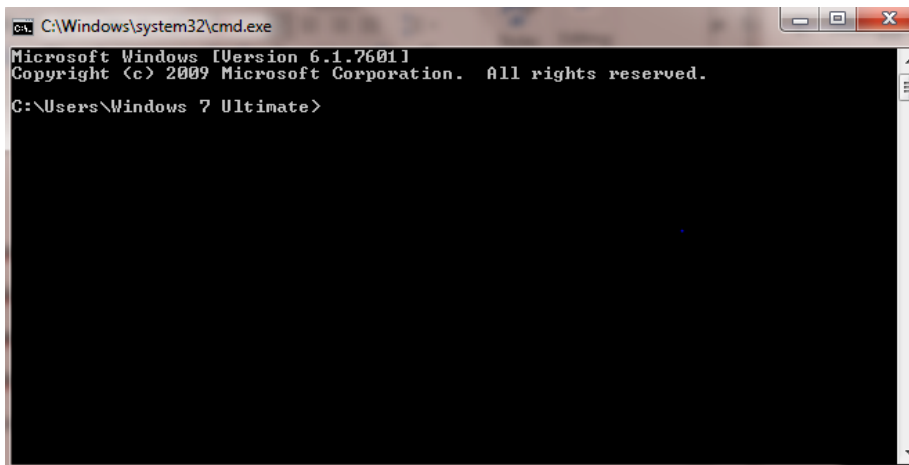


Gambar L7. Tampilan untuk menyimpan hasil *cut* gelombang

B. Menganalisis Data Mikrotremor dengan *Matlab 2008a*

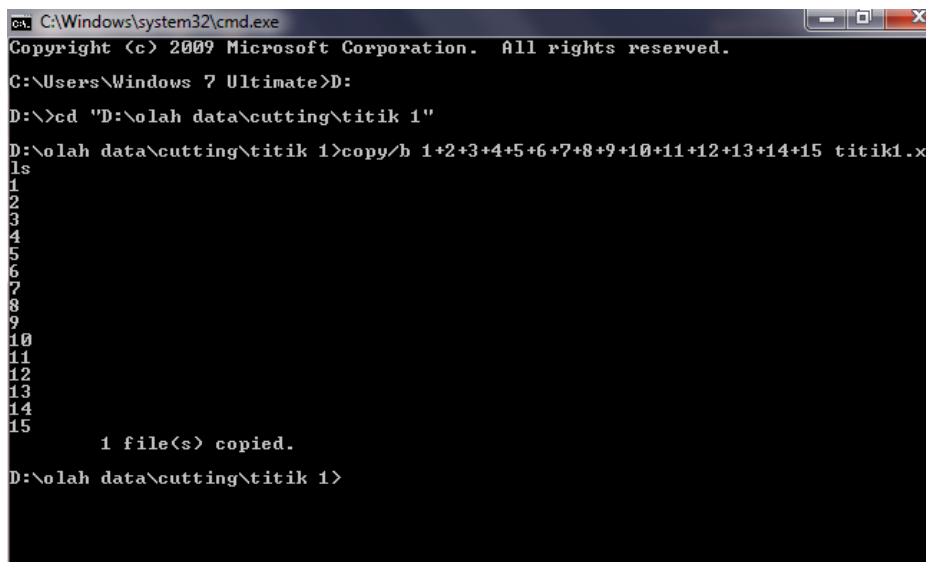
Langkah-langkah analisis mikrotremor menggunakan metode HVSR dengan bantuan *Matlab 2008a* adalah sebagai berikut:

- Menggabungkan data hasil *cut* gelombang dalam format txt menggunakan *Command Prompt*.
- Menekan tombol *Window+R* lalu mengetik cmd, maka akan muncul tampilan seperti yang ditunjukkan pada Gambar L8.



Gambar L8. Tampilan *Command Prompt*

3. Mengetik *Local Disc* penyimpanan hasil *cut* gelombang dan ditutup dengan tanda titik dua (:), kemudian ketik *cd* lalu *copy paste address* penyimpanan hasil *cut* gelombang dengan memberi tanda petik. Selanjutnya ketik *copy/b 1+2+3+... ke-n* (sesuai dengan nama dan jumlah *file* hasil *cut* gelombang), lalu diakhiri dengan nama file yang akan disimpan dalam format Excel Workbook (.xls).



Gambar L9. Proses akhir penggabungan hasil *cut* gelombang

4. Membuka file yang telah diubah ke dalam format xls dengan menggunakan *software Microsoft Excel*, maka akan muncul seperti Gambar L10. Kolom A menunjukkan komponen vertikal (*Up and Down*), kolom B menunjukkan komponen horizontal (*East - West*), dan kolom C menunjukkan komponen horizontal (*North - South*).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
1	-34	122	-116																		
2	177	-156	-258																		
3	96	48	-160																		
4	-142	-20	-83																		
5	-73	-184	187																		
6	77	96	501																		
7	100	124	189																		
8	80	-183	49																		
9	-61	-182	-31																		
10	-85	-109	-177																		
11	4	-147	8																		
12	3	24	-13																		
13	54	53	-67																		
14	6	117	-132																		
15	-15	127	-159																		
16	50	-200	-184																		
17	17	-294	-101																		
18	54	4	215																		
19	-36	263	41																		
20	-136	145	-235																		
21	9	65	-353																		

Gambar L10. Hasil penggabungan *cut* gelombang pada *Microsoft Excel*

5. Membuka *software Matlab 2008a*, maka akan muncul:

```

1  c:\clear all;clf
2  %U adalah sinyal input
3  x=xlsread('V.xls');
4  P=2500; %panjang window
5
6  PU=[0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14]; %Matriks potongan data window
7  jumlah_window=length(PU);
8
9  for i=1:length(PU);
10     s=0;
11     W=x((PU(i)*P)+1:(PU(i)+1)*P);
12     [hasil_fft]=fft_64(W);
13     s = s + hasil_fft;
14 end
15 S=s/jumlah_window;
16 fs=100;
17 N=length(W);
18 K=0:1:(N-1);
19 Fx=(Fs/N)*k;
20 F=Fx';
21 St=S';
22
23 %===== Smoothingnya=====
24 b=40;
25 [S1]=smooth_spektrum(St,f,b);
26 St=S1';
27
28 %=====Plotnya=====
29 %plot(f(1:400),St(1:400),'b'); hold on;
30 plot(f(1:400),S1(1:400),'b');
31
32

```

Gambar L11. Tampilan matlab untuk komponen data vertikal

6. Klik debug→run, maka akan muncul nilai seperti Gambar L12, kemudian *copy* nilai hasil FFT komponen vertikal dan *paste* ke dalam *file Excell*.

The screenshot shows the MATLAB workspace and variable editor. The workspace lists variables: N (2500), P (2500), PW (1x15 double), S (<1x2500 double>), S1 (<1x2500 double>), St (<1x2500 double>), W (<1x2500 double>), b (40), f (1x2500 double), fs (100), N (2500), and hasil (2500x1 double). The variable editor shows the value of S1 as a 1x2500 double array, with the first 15 elements displayed in a table.

1	2	3	4	5	6	7	8
8.5333e-04							
0.2840							
0.1366							
0.2238							
0.2205							
0.3133							
0.4817							
0.1790							
0.2729							
0.1695							
0.9339							
0.5967							
0.6246							
0.6461							
0.7416							

Gambar L12. Nilai data komponen vertikal

7. Langkah 5 dan 6 juga berlaku untuk komponen horizontal (*East - West*) dan komponen horizontal (*North - South*). Setelah komponen-komponen tersebut tergabung dalam satu *file Excell*, hitung nilai HVSR dengan menggunakan

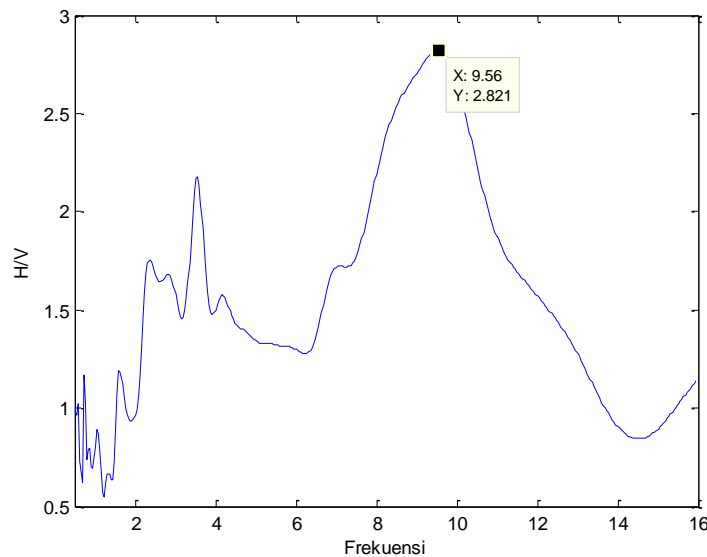
$$HVSR = \frac{\sqrt{[(EW)^2 + (NS)^2]}/2}{V}$$

8. Buka matlab dan panggil *file* dengan format HVSR.xls

```
1 -  clc; clear all;clf;
2 -   x=xlsread('HVSR.xlsx');
3 -   N=length(x);
4 -   %N=2500;
5 -   fs=100;
6 -   %dt=1/100;
7 -   %T=N*dt;
8 -   k=0:1:(N-1);
9 -   f=(fs/N)*k';
10 -  %f=k*1/T;
11 -  %fa=f';
12 -  %A=Y;
13 -  %b=40;
14
15 -  %St=X';
16 -  %[S1]=smooth_spektrum(St,f,b);
17
18 -  %S1t=S1';
19 -  %plot(f(1:300),X(1:300))
20 -  plot(f(1:400),x(1:400),'b');
21 -  xlabel('Frekuensi');
22 -  ylabel('H/V');
23 -  xlim([0.5 16]);
```

Gambar L13. Tampilan matlab untuk memanggil hasil HVSR

9. Klik debug→run, maka akan muncul grafik seperti berikut



Gambar L14. Grafik kurva H/V

10. Dari grafik maka akan diketahui nilai frekuensi dominan dan faktor amplifikasi, proses ini dilakukan untuk setiap titik pengukuran.

LAMPIRAN 3. Analisis Kurva H/V

1. Perhitungan Kriteria *Reliable H/V Curve*.

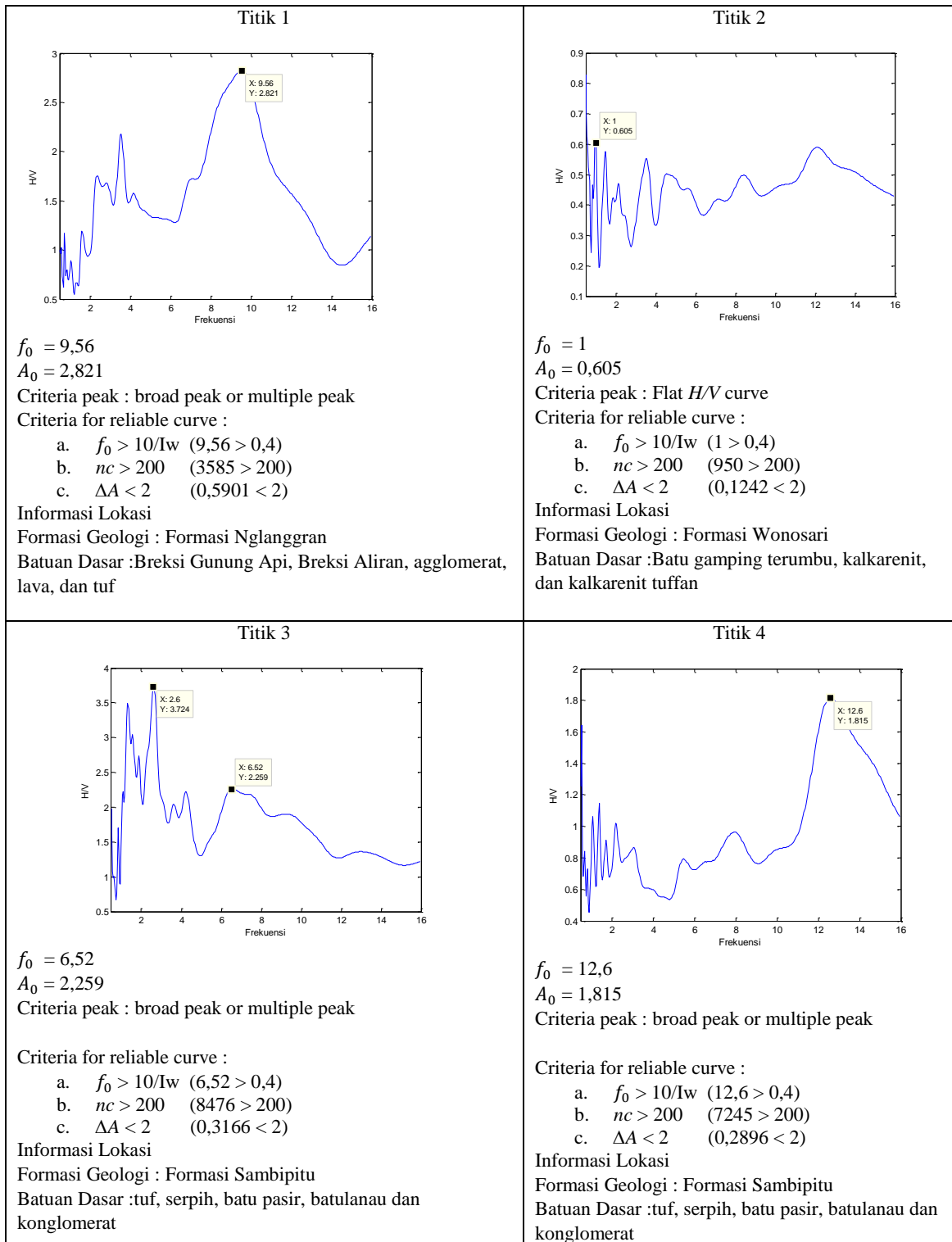
Kurva H/V harus memenuhi kriteria *reliable* yang mengacu pada standar yang dibuat oleh SESAME *European Research Project*, seperti berikut ini:

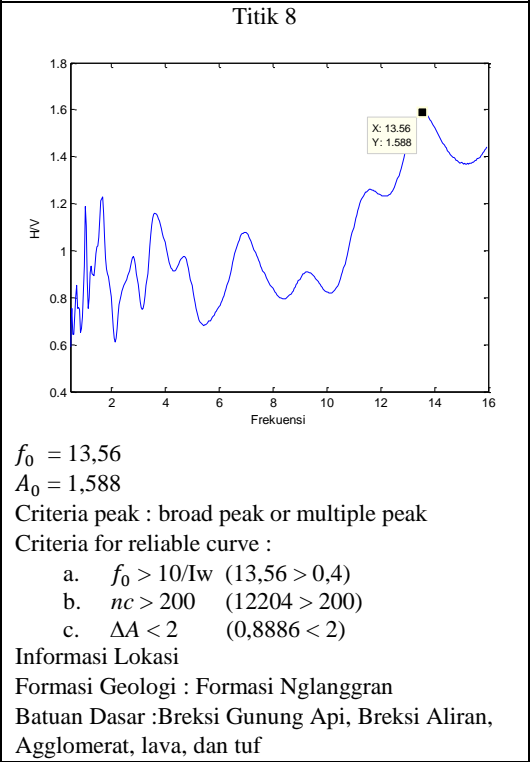
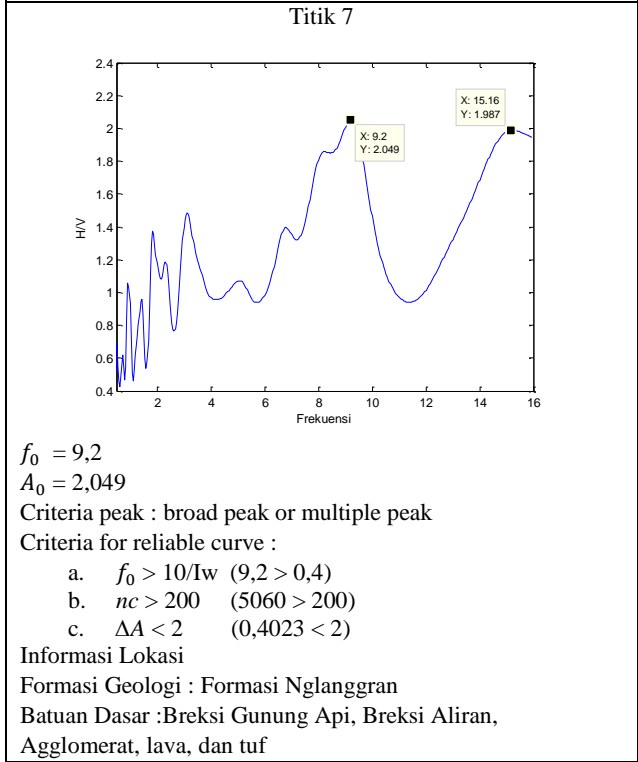
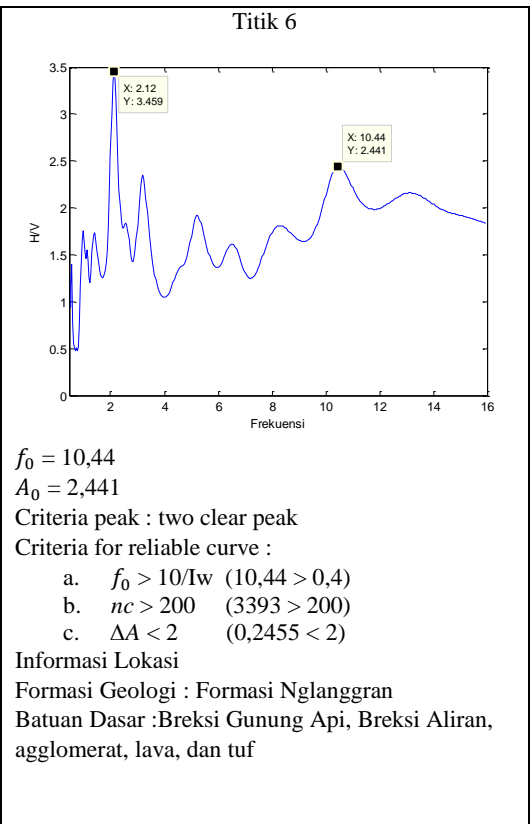
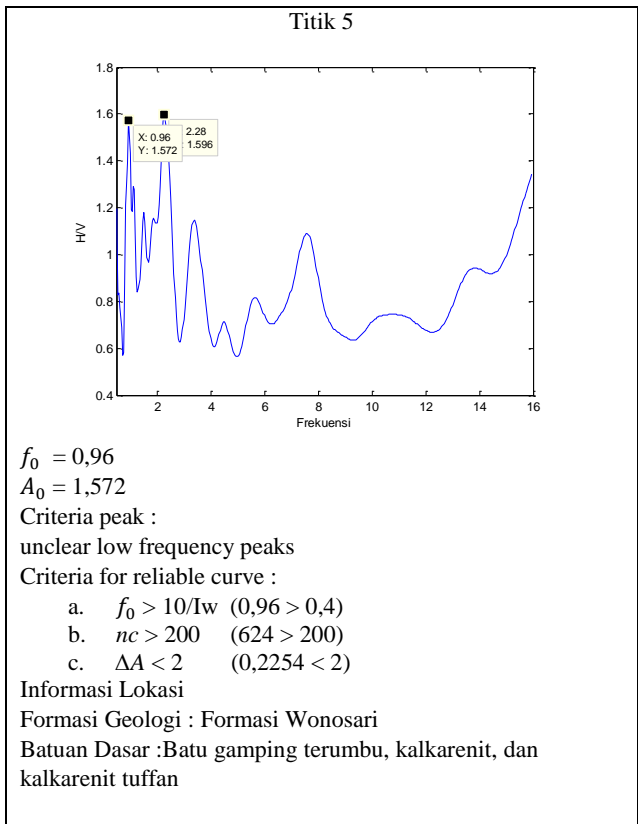
- $f_0 > 10/I_w$.
- $n_c(f_0) > 200$, dimana $n_c = I_w n_w f_0$.
- $\sigma_A < 2$ untuk $0.5f_0 < f < 2f_0$ jika $f_0 > 0.5$ Hz atau $\sigma_A > 3$ untuk $0.5f_0 < f < 2f_0$ jika $f_0 < 0.5$ Hz.

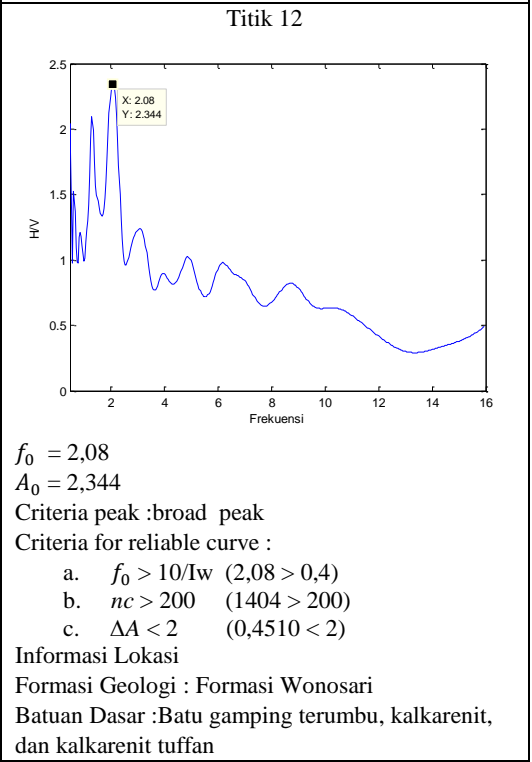
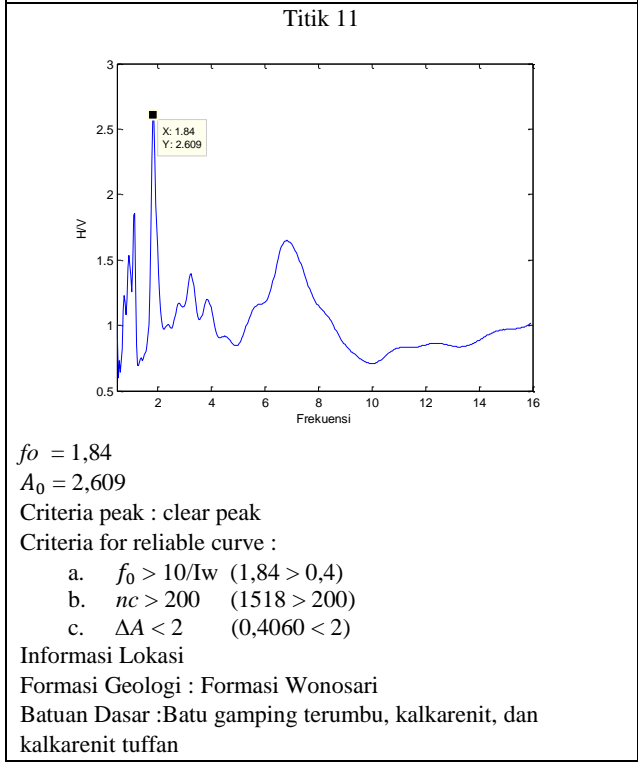
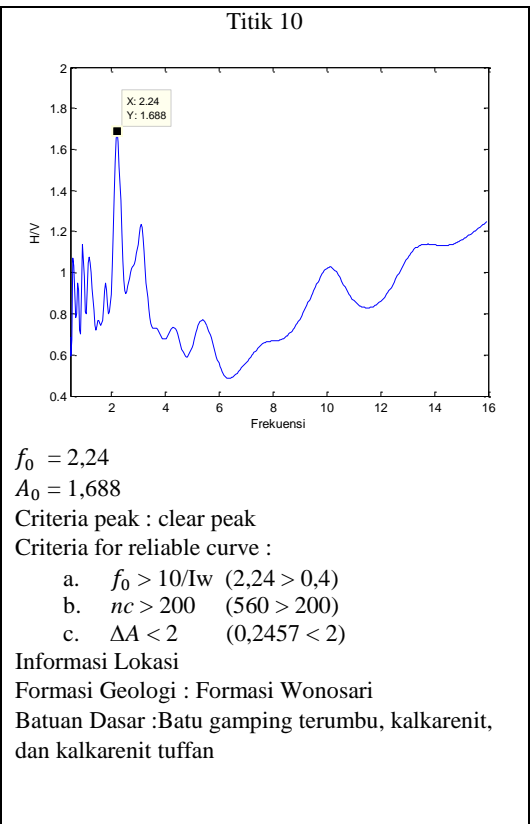
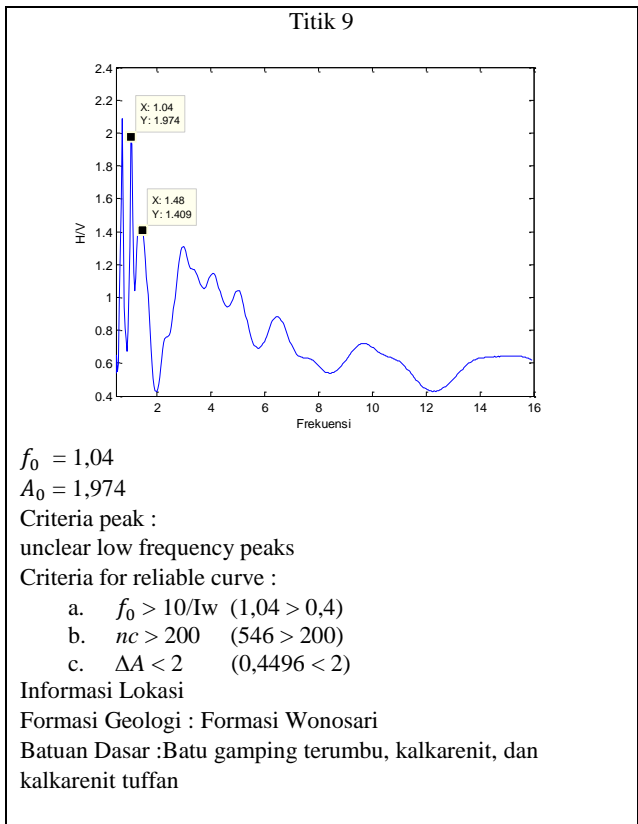
titik	f_0	A	I_w	$10/I_w$	n_w	n_c	$0,5f_0$	$2f_0$	σ_A	Kriteria		
										a	b	c
1	9,56	2,821	25	0,4	15	3585	4,78	19,12	0,5901	V	V	V
2	1	0,605	25	0,4	38	950	0,5	2	0,1242	V	V	V
3	6,52	2,259	25	0,4	52	8476	3,26	13,04	0,3166	V	V	V
4	12,6	1,815	25	0,4	23	7245	6,3	25,2	0,2896	V	V	V
5	0,96	1,572	25	0,4	26	624	0,48	1,92	0,2254	V	V	V
6	10,44	2,441	25	0,4	13	3393	5,22	20,88	0,2455	V	V	V
7	9,2	2,049	25	0,4	22	5060	4,6	18,4	0,4023	V	V	V
8	13,56	1,588	25	0,4	36	12204	6,78	27,12	0,8886	V	V	V
9	1,04	1,974	25	0,4	21	546	0,52	2,08	0,4496	V	V	V
10	2,24	1,688	25	0,4	10	560	1,12	4,48	0,2457	V	V	V
11	1,84	2,609	25	0,4	33	1518	0,92	3,68	0,4060	V	V	V
12	2,08	2,344	25	0,4	27	1404	1,04	4,16	0,4510	V	V	V
13	6,24	1,283	25	0,4	14	2184	3,12	12,48	0,1293	V	V	V
14	7,92	1,833	25	0,4	20	3960	3,96	15,84	0,2604	V	V	V
15	1,2	1,445	25	0,4	30	900	0,6	2,4	0,2294	V	V	V
16	0,76	5,775	25	0,4	26	494	0,38	1,52	1,2797	V	V	V
17	0,64	1,464	25	0,4	23	368	0,32	1,28	0,3294	V	V	V
18	1,72	1,92	25	0,4	33	1419	0,86	3,44	0,2843	V	V	V
19	1,52	4,57	25	0,4	40	1520	0,76	3,04	1,1148	V	V	V
20	1,48	2,048	25	0,4	31	1147	0,74	2,96	0,2871	V	V	V
22	13,44	1,865	25	0,4	29	9744	6,72	26,88	0,4110	V	V	V
23	6,64	1,128	25	0,4	31	5146	3,32	13,28	0,1774	V	V	V
24	12,64	2,357	25	0,4	33	10428	6,32	25,28	1,1225	V	V	V

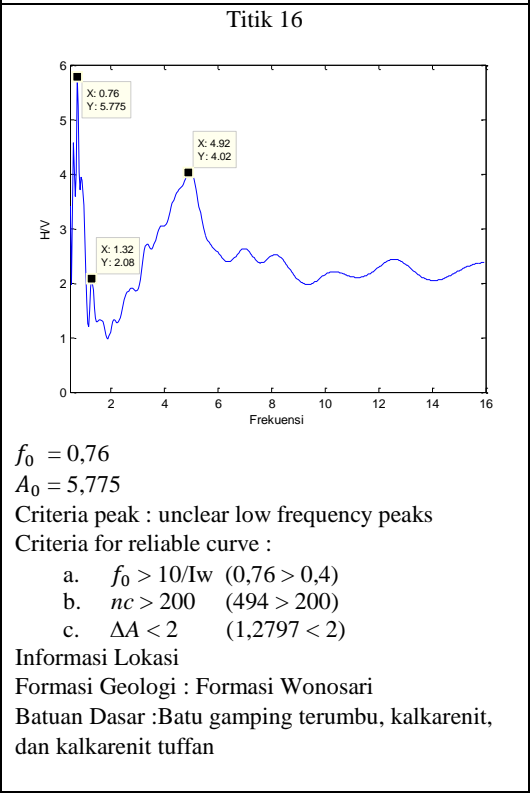
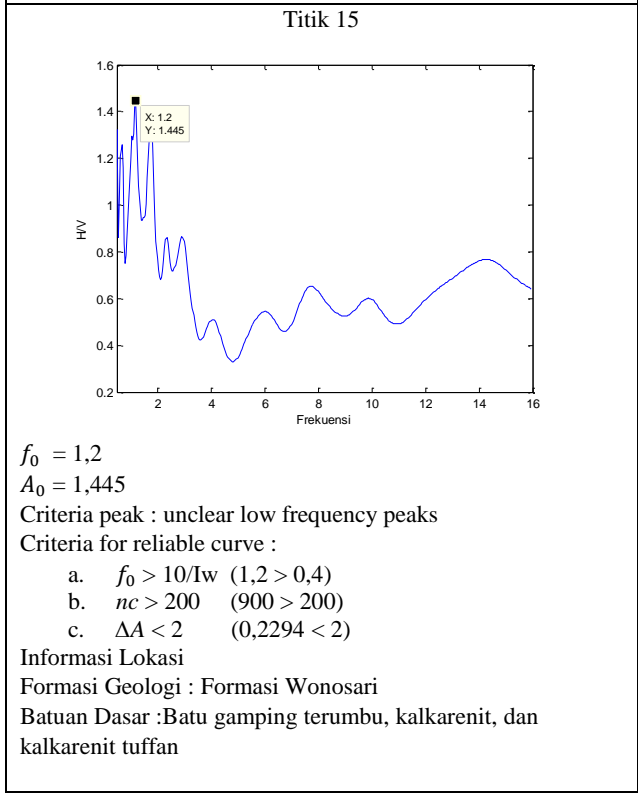
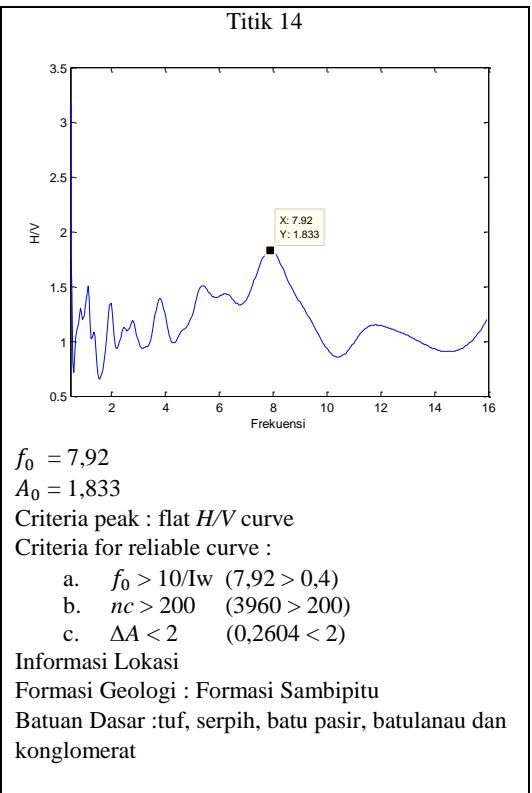
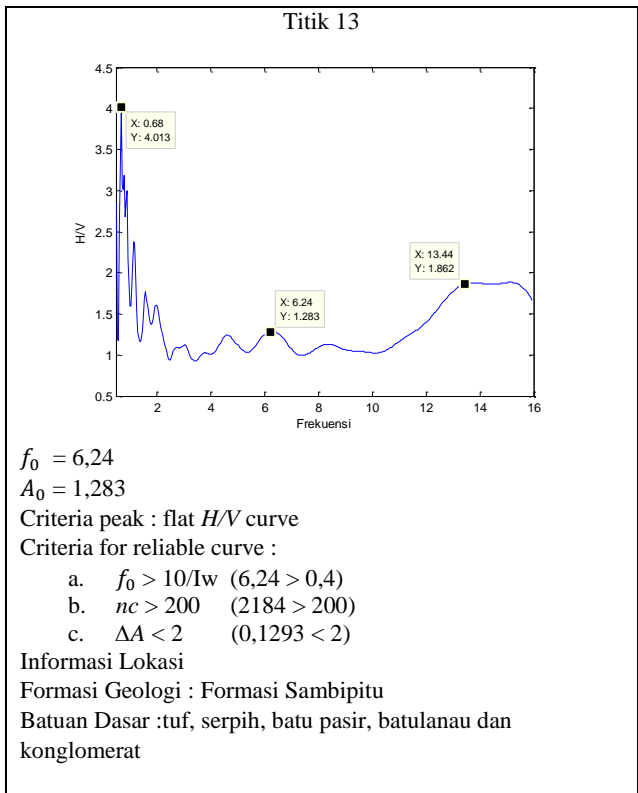
Simbol “V” menandakan bahwa syarat *criteria reliable* telah terpenuhi

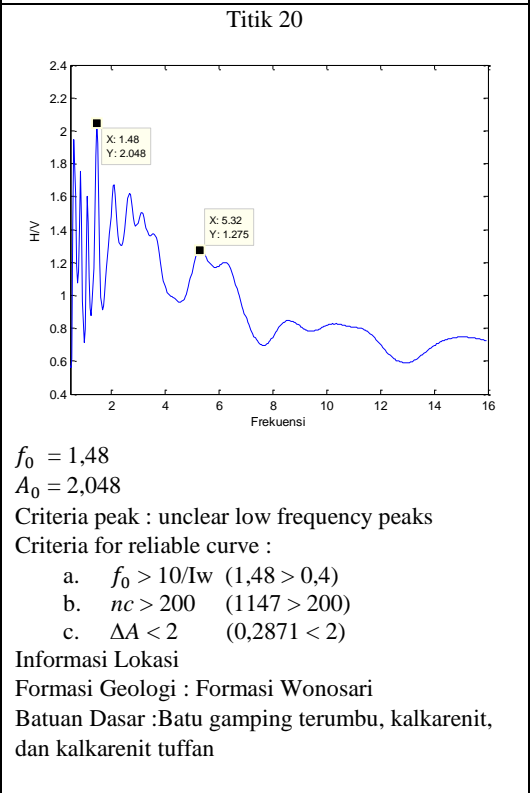
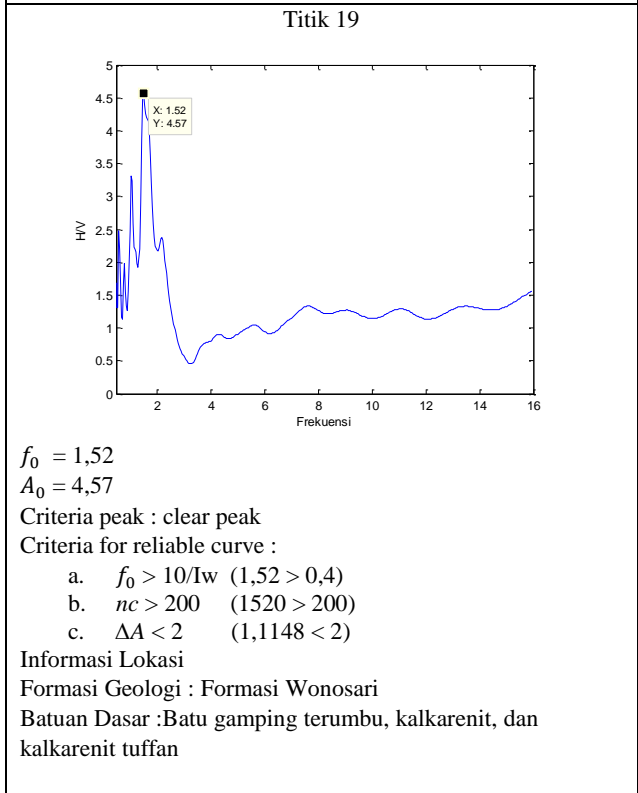
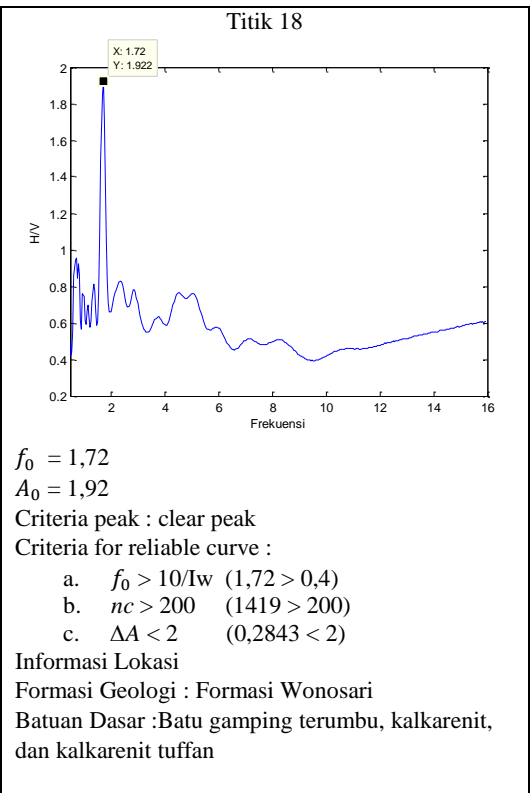
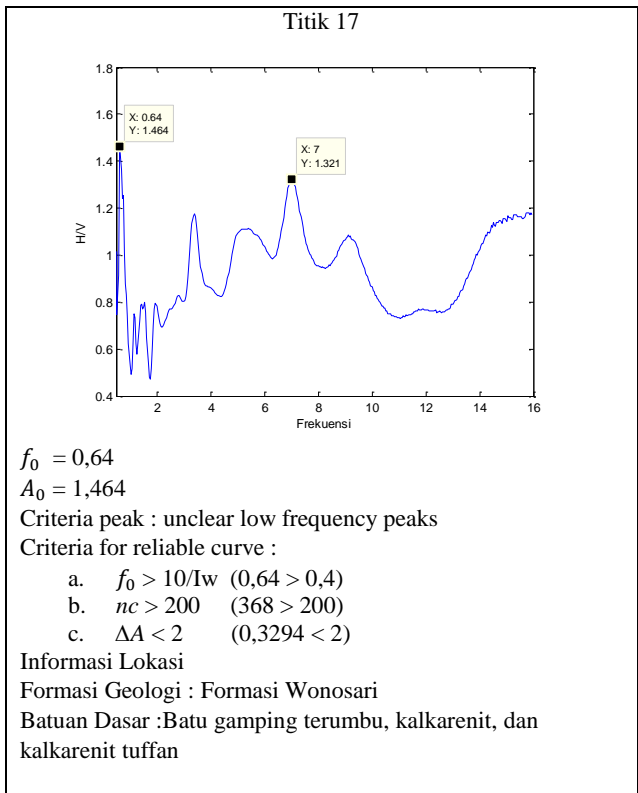
2. Kurva H/V pada 24 Titik Pengamatan.

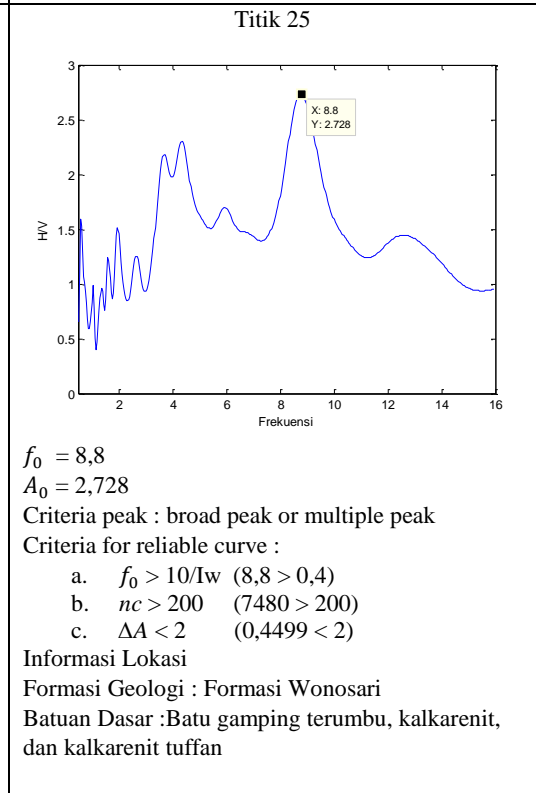
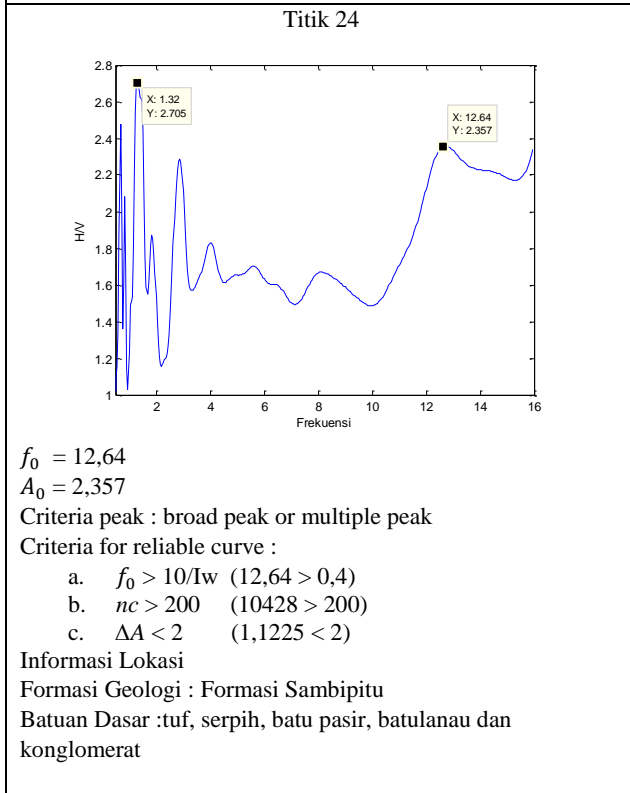
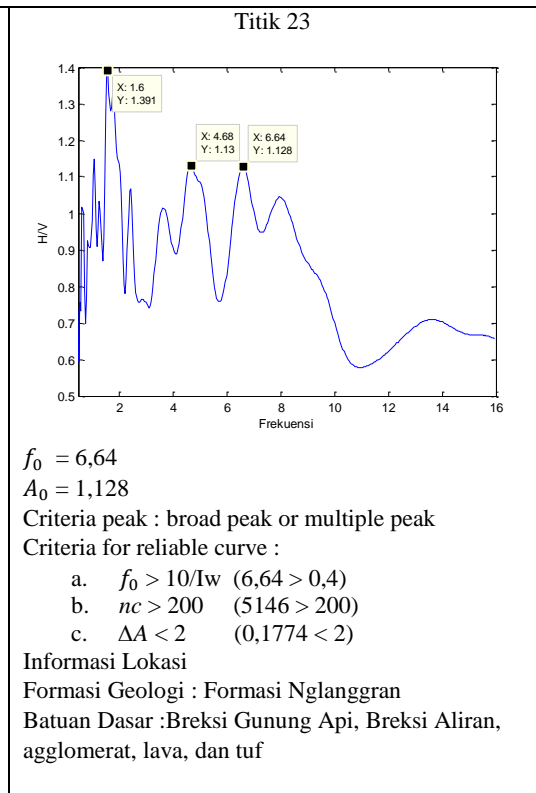
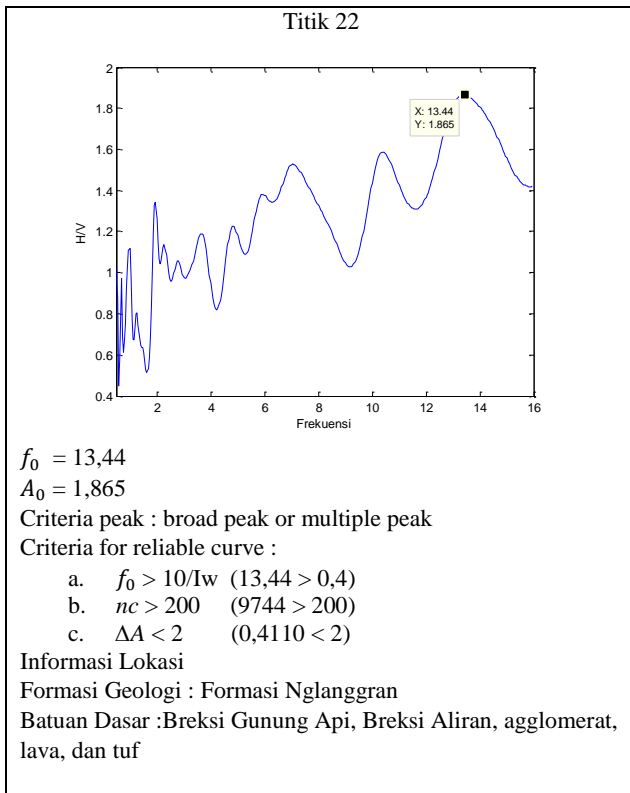








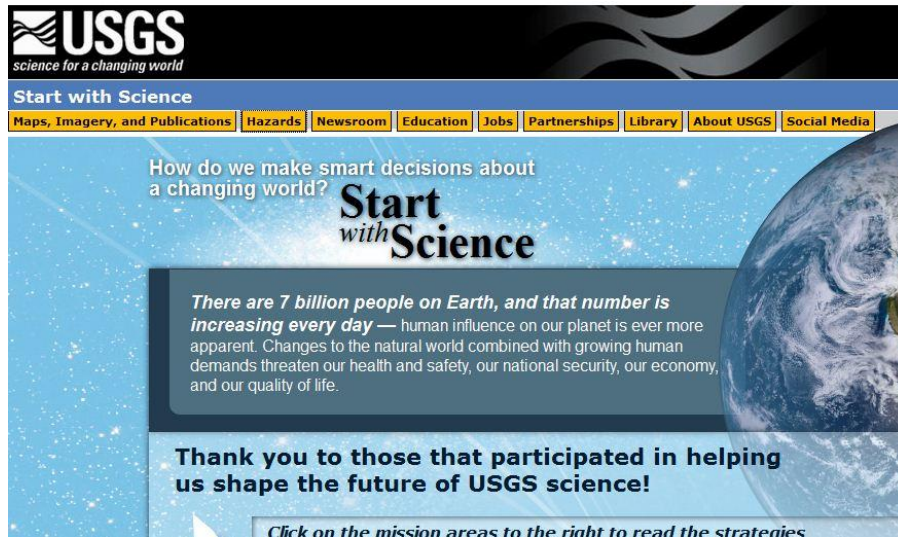




LAMPIRAN 4. Mencari nilai Vs30

Mencari nilai V_{s30} dengan cara sebagai berikut:





1. Buka web www.usgs.gov maka akan muncul:



Gambar L15. Tampilan awal dari web www.usgs.gov

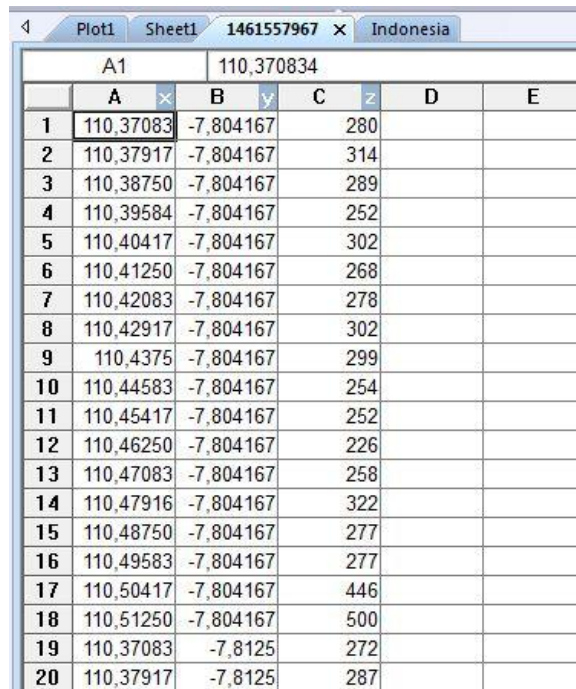
2. Klik *hazards* → *Earthquake Hazards* → *DATA & PRODUCTS* → USGS Global V_{s30} Server, maka akan muncul:
3. Klik *select a Predefined Map and Grid*, kemudian *download* 3 data dalam format txt, grd, dan JPG untuk wilayah Indonesia

Pacific

Name	Longitude (min/max)	Latitude (min/max)	Slope Type	Image	ASCII	Grid
Hawaii	-160.5/-154.5	18.8/22.4	Tectonic	 (20 kB)	Download (833 kB)	Download (74 kB)
Indonesia	93/130	-10/8	Tectonic	 (40 kB)	Download (32 Mb)	Download (6 Mb)
Japan	134.1/142.2	33/42	Tectonic	 (71 kB)	Download (3 Mb)	Download (906 kB)
New Zealand	165/179.3	-47.8/-34	Tectonic	 (55 kB)	Download (7 Mb)	Download (1 Mb)

Gambar L16. Tiga data yang harus diunduh

4. Buka data dalam *format text* (.txt) menggunakan *software Surfer 12*



	A	B	C	D	E
	110,37083	-7,804167	280		
2	110,37917	-7,804167	314		
3	110,38750	-7,804167	289		
4	110,39584	-7,804167	252		
5	110,40417	-7,804167	302		
6	110,41250	-7,804167	268		
7	110,42083	-7,804167	278		
8	110,42917	-7,804167	302		
9	110,4375	-7,804167	299		
10	110,44583	-7,804167	254		
11	110,45417	-7,804167	252		
12	110,46250	-7,804167	226		
13	110,47083	-7,804167	258		
14	110,47916	-7,804167	322		
15	110,48750	-7,804167	277		
16	110,49583	-7,804167	277		
17	110,50417	-7,804167	446		
18	110,51250	-7,804167	500		
19	110,37083	-7,8125	272		
20	110,37917	-7,8125	287		

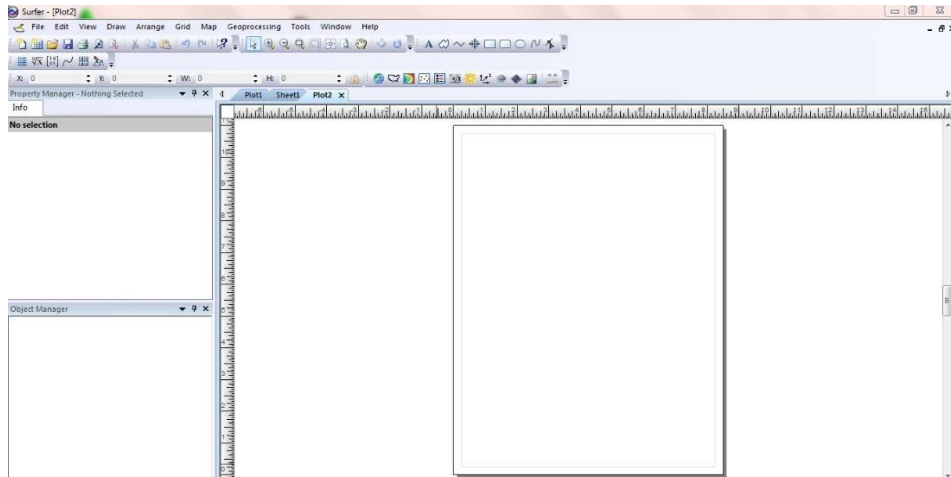
Gambar L17. Tampilan data dalam *format text* pada *software Surfer 12*

5. Cocokkan nilai pada kolom X dan Y dengan nilai yang mendekati *latitude* dan *longitude* daerah penelitian, sehingga diperoleh nilai V_{30} pada kolom Z.

LAMPIRAN 5. Pemodelan Peta Mikrozonasi

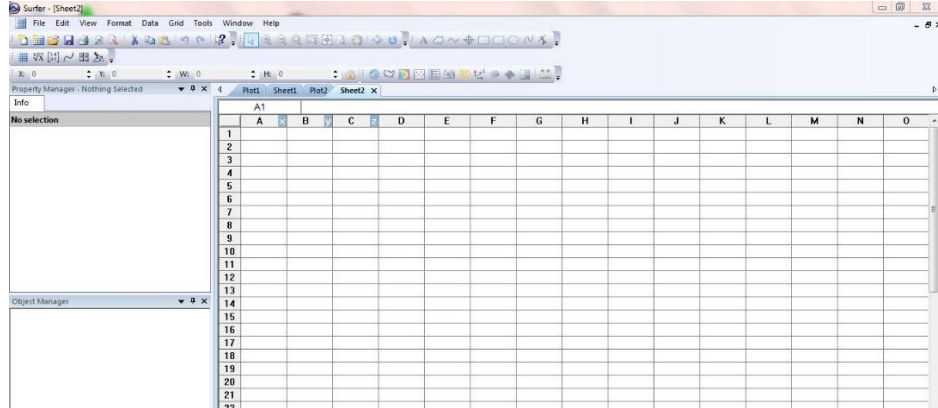
Langkah-langkah membuat mikrozonasi menggunakan *software Surfer12*.

1. Buka aplikasi *software Surfer12*, maka akan muncul:



Gambar L18. Tampilan awal aplikasi *software Surfer12*

2. Klik *file* → *New* → *Worksheet*



Gambar L19. Tabel pengisian data untuk mikrozonasi

3. Pada kolom x diisi data *longitude*, kolom y diisi data *lattitude*, dan kolom z diisi data yang akan dibuat peta pemodelan, misalnya frekuensi dominan

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O
1	110.3835	-7.9576560	2.821												
2	110.4116	-7.9606220	0.665												
3	110.4269	-7.9608370	2.259												
4	110.433	-7.9667	1.815												
5	110.4677	-7.9582300	1.572												
6	110.3924	-7.9400700	2.441												
7	110.4129	-7.9431550	2.049												
8	110.4306	-7.9388520	1.588												
9	110.4413	-7.9480220	1.974												
10	110.4635	-7.9399130	1.686												
11	110.3939	-7.9153300	2.659												
12	110.4136	-7.9750539	2.344												
13	110.4308	-7.9756938	1.283												
14	110.4468	-7.9772130	1.833												
15	110.4658	-7.9749580	1.445												
16	110.3923	-7.9521180	5.775												
17	110.4127	-7.9328880	1.464												
18	110.4269	-7.9977470	1.92												
19	110.4643	-7.986250	4.57												
20	110.4635	-7.9539200	2.046												
21	110.4121	-7.9249320	1.865												
22	110.433	-7.9235200	1.128												
23	110.4480	-7.9325149	2.357												
24	110.4670	-7.9212050	1.515												

Gambar L20. Tabel data frekuensi predominan

4. *Save dalam format txt*

5. *Klik file → New → plot*

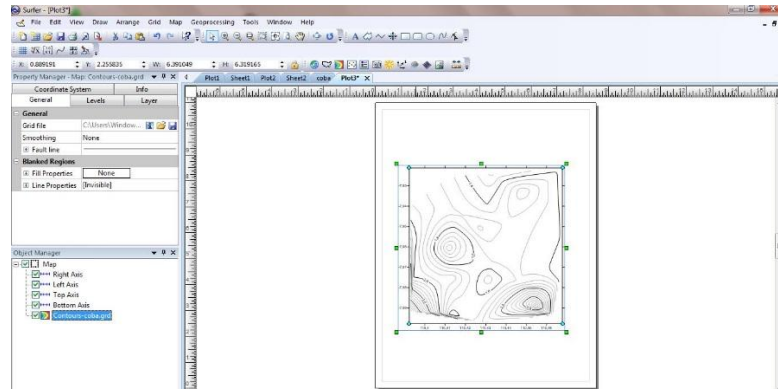
6. *Grid → Data → pilih data txt → Open → Oke, maka akan menghasilkan data tipe*

GRD, lalu save Grid Data Report

Filtered Data Counts	
Active Data:	24
Original Data:	24
Excluded Data:	0
Deleted Duplicates:	0
Retained Duplicates:	0
Artificial Data:	0
Superseded Data:	0

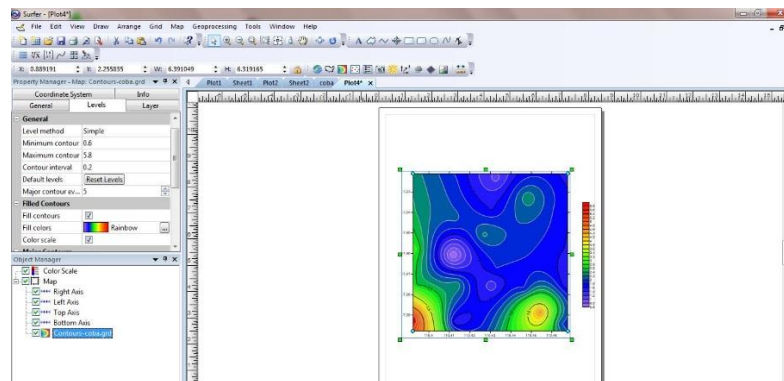
Gambar L21. Contoh data yang disimpan dalam format GRD

7. *New contour map → pilih data dengan format GRD → Open*



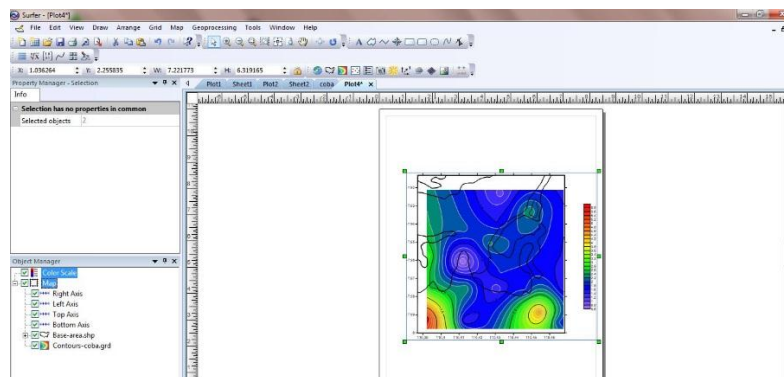
Gambar L22. Bentuk *file* frekuensi predominan dalam format GRD

8. Mengubah warna kontur, klik *contour file GRD* → *levels* → *filled contours*



Gambar L23. Pemodelan mikrozonasi frekuensi predominan

9. Menambahkan peta, klik *New Base map* → peta yang akan digunakan → *Map* → *Overlay maps*



Gambar L24. Pemodelan mikrozonasi frekuensi predominan dan peta lokasi penelitian

LAMPIRAN 6. Program FFT Matlab R2008a radix-64

1. Program FFT

```
function [hasil]=fft_64(W)

%W adalah sinyal input
%W=x((PW(i)*P)+1:(PW(i)+1)*P);
N=length(W);      %Jumlah data sinyal
r=64;      %radix 64
k=0:(N/r)-1;
n=0:N-1;

%=====FFT RADIX 64=====

z1=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r)/N)*W(r*k+1)';
z2=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+1)/N)*W(r*k+2)';
z3=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+2)/N)*W(r*k+3)';
z4=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+3)/N)*W(r*k+4)';
z5=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+4)/N)*W(r*k+5)';
z6=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+5)/N)*W(r*k+6)';
z7=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+6)/N)*W(r*k+7)';
z8=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+7)/N)*W(r*k+8)';
z9=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+8)/N)*W(r*k+9)';
z10=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+9)/N)*W(r*k+10)';
z11=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+10)/N)*W(r*k+11)';
z12=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+11)/N)*W(r*k+12)';
z13=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+12)/N)*W(r*k+13)';
z14=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+13)/N)*W(r*k+14)';
z15=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+14)/N)*W(r*k+15)';
z16=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+15)/N)*W(r*k+16)';
z17=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+16)/N)*W(r*k+17)';
z18=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+17)/N)*W(r*k+18)';
z19=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+18)/N)*W(r*k+19)';
z20=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+19)/N)*W(r*k+20)';
z21=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+20)/N)*W(r*k+21)';
z22=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+21)/N)*W(r*k+22)';
z23=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+22)/N)*W(r*k+23)';
z24=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+23)/N)*W(r*k+24)';
z25=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+24)/N)*W(r*k+25)';
z26=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+25)/N)*W(r*k+26)';
z27=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+26)/N)*W(r*k+27)';
z28=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+27)/N)*W(r*k+28)';
z29=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+28)/N)*W(r*k+29)';
z30=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+29)/N)*W(r*k+30)';
z31=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+30)/N)*W(r*k+31)';
z32=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+31)/N)*W(r*k+32)';
z33=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+32)/N)*W(r*k+33)';
z34=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+33)/N)*W(r*k+34)';
z35=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+34)/N)*W(r*k+35)';
```



```

z36=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+35)/N)*W(r*k+36)';
z37=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+36)/N)*W(r*k+37)';
z38=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+37)/N)*W(r*k+38)';
z39=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+38)/N)*W(r*k+39)';
z40=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+39)/N)*W(r*k+40)';
z41=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+40)/N)*W(r*k+41)';
z42=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+41)/N)*W(r*k+42)';
z43=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+42)/N)*W(r*k+43)';
z44=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+43)/N)*W(r*k+44)';
z45=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+44)/N)*W(r*k+45)';
z46=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+45)/N)*W(r*k+46)';
z47=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+46)/N)*W(r*k+47)';
z48=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+47)/N)*W(r*k+48)';
z49=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+48)/N)*W(r*k+49)';
z50=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+49)/N)*W(r*k+50)';
z51=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+50)/N)*W(r*k+51)';
z52=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+51)/N)*W(r*k+52)';
z53=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+52)/N)*W(r*k+53)';
z54=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+53)/N)*W(r*k+54)';
z55=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+54)/N)*W(r*k+55)';
z56=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+55)/N)*W(r*k+56)';
z57=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+56)/N)*W(r*k+57)';
z58=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+57)/N)*W(r*k+58)';
z59=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+58)/N)*W(r*k+59)';
z60=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+59)/N)*W(r*k+60)';
z61=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+60)/N)*W(r*k+61)';
z62=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+61)/N)*W(r*k+62)';
z63=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+62)/N)*W(r*k+63)';
z64=exp(-1i*2*pi*n'*(k*r+63)/N)*W(r*k+64)';

```

```

z=z1+z2+z3+z4+z5+z6+z7+z8+z9+z10+z11+z12+z13+z14+z15+z16+z17+z18+z19
+z20+z21+z22+z23+z24+z25+z26+z27+z28+z29+z30+z31+z32+z33+z34+z35+z36
+z37+z38+z39+z40+z41+z42+z43+z44+z45+z46+z47+z48+z49+z50+z51+z52+z53
+z54+z55+z56+z57+z58+z59+z60+z61+z62+z63+z64;

```

```

hasil=abs(2*z/N);

```

```

end

```

2. Program Smoothing Konno-Ohmachi

```

function [spektrum_baru]=smooth_spektrum(S,f,b)
%Konno&Ohmachi smoothing using MATLAB
[smooth_matrix]=hitung_smoothing_matrix(f,b);
spektrum_baru=S*smooth_matrix;
end
function [smooth_window]=konno_ohmachi_smoothing_window(f,f_c,b)
%Konno&Ohmachi smoothing using MATLAB
%f == matrix frekuensi
%fc == center frequency
%b == konno-ohmachi bandwidth

```

```

l=length(f);
%apabila f_c=0 buat matriks 0 sepanjang l, kecuali suku pertama yg
%bernilai 1
if f_c==0
smooth_window=zeros(1,l);
smooth_window(1)=1;
smooth_window=smooth_window/sum(smooth_window);
else
smooth_window=(sin(b*log10(f./f_c))./(b*log10(f./f_c))).^4;
%mengganti inf dengan 1
posisi_fc= f==f_c;
smooth_window(posisi_fc)=1;
%mengganti NaN dengan 0
posisi_NaN= isnan(smooth_window);
smooth_window(posisi_NaN)=0;
smooth_window=smooth_window/sum(smooth_window);
end
end
function [smooth_matrix]=hitung_smoothing_matrix(f,b)
%Konno&Ohmachi smoothing using MATLAB
%b adalah bandwidth Konno-Ohmachi
%smooth_matrix berdimensi length(f) x length(f)
l=length(f);
smooth_matrix=[];
for j=1:l:l
f_c=f(j);
[smooth_window]=konno_ohmachi_smoothing_window(f,f_c,b);
smooth_matrix=[smooth_matrix smooth_window'];
end
end

```

3. Program utama analisis spektrum Fourier

```

clc;clear all;clf
    %W adalah sinyal input
x=xlsread('V.xlsx');
P=2500;    %panjang window

PW=[0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14];    %Matriks potongan data
window
jumlah_window=length(PW);

for i=1:length(PW);
    s=0;
    W=x((PW(i)*P)+1:(PW(i)+1)*P);
    [hasil_fft]=fft_64(W);
    s = s + hasil_fft;
end

```

```

S=s/jumlah_window;
fs=100;
N=length(W);
k=0:1:(N-1);
fx=(fs/N)*k';
f=fx';
St=S';

%===== Smoothingnya=====
b=40;
[S1]=smooth_spektrum(St,f,b);
S1t=S1';

%=====Plotnya=====
%plot(f(1:400),St(1:400),'b'); hold on;
plot(f(1:400),S1(1:400),'b');

```

LAMPIRAN 7. Tabulasi Lokasi Titik Pengukuran

Hari/Tanggal: Senin/14 Maret 2016

Titik	Waktu	Koordinat Geografis		Keterangan	
		x (m)	y (m)	Tempat	Noise
S-25	09:01:13	441227	9124295	Sebelah kebun, banyak pohon, tanah aluvium, cuaca cerah, dekat rumah pemotong kayu, offset 150 m.	09'28" motor lewat
S-10	10:00:57	441308	9122350	Sebelah jalan umum, di tengah-tengah kebun rumput gajah, dekat dengan SMA N 1 Dlingo, offset 40 m.	1'40" 2'34" 2'53"-2'56" 3'45" 4'24" 5'19"-5'25" 5'31" 5'39" 6'06"-6'10" 6'37"-6'41" 7'34" 9'07" 9'19" 10'13" 10'31" 11'07" 11'50" 12'01" 12'15" 12'54" 13'48" mobil 14'25" mobil 14'53" 15'55" 16'10" 16'16" 16'20" 16'55" 17'18" 17'48" 18'33" 18'59" 19'07" 19'38" mobil 20'05" 20'14" 20'25" 20'30" 21'30" 21'59" 22'18" 22'57" 23'25" 24'03"- 24'10" 24'22" 25'18"- 25'21" 25'41" 26'30" 26'46"- 26'49" 27'33" 28'09" 28'59" 29'46"

S-05	11:20:11	441309	9120270	Di pinggir jalan kampung (jalan cor-coran), tanah lempung, banyak pohon tinggi.	
S-24	12:23:59	438934	9123291	Di pinggir jalan kampung (jalan cor-coran), banyak pohon bambu.	
S-09	13:19:27	438417	9121413	Lokasi di area Watu Mabur, ada banyak pohon.	
S-08	14:07:29	437264	9122402	Lokasi di dekat sungai kecil, banyak pohon, di pinggir jalan kampung.	
S-23	15:08:03	437467	9124172	Lokasi pengambilan data di kawasan Hutan Pinus	
S-22	16:08:43	435208	9123940	Di dekat kebun singkong, dekat jalan setapak, offset 270 m.	1 menit awal motor lewat 3'04" makanan jatuh 8'07" 18'10"-18'15" 28'28"-28'30" ibu lewat
S-21	17:35:48	432995	9124502	Di depan Taman Makam Seniman Budayawan (Mangunan), di pinggir jalan tanjakan, banyak pohon dan tumbuhan liar, offset 105 m.	2 menit awal motor lewat 17'34" 17'47"-17'50" 2'25" 18'16" 2'40"-2'48" 18'19" 2'55" 19'04" 3'03" 19'45" 4'38" 20'45" 6'06" 21'09" 6'27" 21'12" 6'41" 21'22" 7'08"-7'10" 21'43" 7'21" 22'21" 8'29"-9'16" 23'06" 9'32" 24'00" 9'56" 24'18" 10'05" 24'26" 11'18" 24'37" 11'57" 25'32"-25'52" 13'15"-13'22"

					13'46"-13'48"	26'02"
					14'31"	26'40"
					14'39"	28'20"
					14'49"-14'51"	28'28"
					15'10"	28'43"
					15'45"	29'00"
					16'09"-16'10"	29'20"
					16'43"	29'36"
					16'46"	29'50"
					17'03"-17'05" mobil dan motor	30'05"
					17'13"	
					7'32	

Hari/Tanggal: Selasa/15 Maret 2016

Titik	Waktu	Koordinat Geografis		Keterangan	
		x (m)	y (m)	Tempat	Noise
S-04	07:18:52	438893	9119292	Berada di sebelah jalan tanjakan, di tengah kebun jati, angin sepoi-sepoi, offset 223 m.	2'58" bapak jalan 3'13" ibu jalan 4'43" 9'06" 20'52" 24'40" ada yg ngeduk tanah 25'20"
S-15	08:40:08	441225	9118437	Di pinggir jalan kampung (jalan cor-coran), di dekat hutan jati, offset 81 m, data diambil setelah turun hujan.	3'15" 7'19" 10'41" ibu lewat 11'55" 14'25" 15'49" 17'06" bapak lewat

					18'04" 21'20" 21'39"-21'45" ibu lewat 30'33"	
S-20	09:37:17	441011	9116401	Di dekat kandang sapi dan kambing, di pekarangan rumah warga dan terdapat beberapa pohon kelapa, offset 178 m.	3'50" orang lewat 5'14" ayam jalan 7'55" sapi lewat 13'25" orang lewat 17'07" orang lewat 23'17" orang lewat 24'31" orang lewat 27'38" orang lewat	
S-19	10:27:14	439283	9116377	Di halaman rumah warga, di atas keramik	3'03" ayam 10'05" ibu gerak 17'03" ibu jalan 28'01"	
S-13	11:28:05	437271	9118346	Di lereng bukit kebun jati dan cemara, dekat tiang listrik, offset 50 m.	1'17" 3'08" 3'38" 4'08" 4'57" 10'02" 13'40" 14'18" truk 15'36" 17'58" mobil 19'25" mobil	21'23" mobil 22'31" 23'22" 23'45" 24'07" 25'19" 25'50" 27'30" 27'47" 28'38"

S-14	12:18:54	439047	9118161	Di dekat jalan tanjakan agak sedikit turun, di ladang jagung, terdapat banyak pohon, tanah lempung (khas tanah perkebunan).	0'25" 1'29" 4'40" 5'03" 6'17" 7'36" mobil 7'52" 10'06" 11'36" truk 12'05" 16'50" 18'30" 19'52" 23'34" 24'27" 24'51" 21'08" 29'14" truk
S-12	13:15:43	435381	9118413	Di bawah benteng tua, 100 m dari jalan raya, di kebun jagung dan bawang.	14" 1'15" 2'30" 4'00" 5'04" orang jalan
S-17	14:17:08	435282	9116391	Di samping jalan tanjakan, banyak pohon tumbuh di sekitarnya.	
S-02	12:34:51	435162	9120010	Di sebelah kandang sapi, ruang terbuka, di kebun terong, offset 388 m.	3'15" 6'52' 7'01" 7'33" orang jalan 9'03' 9'19" orang lewat 10'27"

					10'57" 11'54" orang jalan 12'40" 12'58" 13'30" orang jalan 13'46" 13'50" 18'43" 20'45" 21'34" 23'34" 23'51" 24'59" 27'29" 27'44"
S-01	16:38:28	433195	9120314	Di pertigaan jalan, depan gardu, dekat kebun tebu, di dekat sungai, offset 130 m.	9" orang lewat 2'09" 2'33" 3'00" 4'50" ayam 6'13" 7'04" 10'09" 11'50" 12'10" 13'38" 14'20" 15'37" 15'59" 18'43" 19'22" 21'21" 21'43" 21'51" 22'00"

					22'34"	
					23'24"	
					28'22"	
S-06	17:34:06	433016	9122291	Di lapangan luas.	1"	14'56"
					58"	15'54"
					1'09"	16'28"
					1'14"	16'38"
					1'40"	16'55"
					2'26"	17'09"
					2'33"	18'14"
					2'57"	18'31"
					3'52"	18'36" truk
					4'30"	18'43"
					3'17" mobil	18'50"
					6'01"	18'55"
					6'18'	19'06"
					6'25"	19'42"
					6'35"	20'11"
					6'41"	22'08"
					6'48"	22'17"
					7'15"	23'11"
					8'21"	23'46"
					9'27"	23'49"
					9'48"	24'06"
					10'15"	24'19"
					11'43"	24'25"
					11'55"	24'40"
					12'18"	25'28"
					12'31"	25'31"
					13'43"	
					14'15"	
					14'48"	

Hari/Tanggal: Rabu/16 Maret 2016

Titik	Waktu	Koordinat Geografis		Keterangan	
		x (m)	y (m)	Tempat	Noise
S-03	07:18:00	436753	9121156	Di bawah bukit, di samping rumah warga, dekat sungai besar dan aliran sungai deras, di lahan perkebunan, dan offset 461 m.	5'03" didin 10'38" ayam 13'34"-19'04" diesel bekerja 20'59"-25'30" diesel jalan 32'07" 44'06"
S-07	08:29:32	435299	9121950	Di dekat tiang listrik, pekarangan rumah warga, di pinggir jalan umum, banyak ayam berkeliaran di sekitar, dan banyak pohon.	30" 12'41" 16'34" 27'18"
S-18	09:46:30	436858	9115896	Di pinggir jalan kampung, banyak pohon di sekitarnya.	15'00" 18'48" 19'32" 20'46" 21'40" 27'11" ibu lewat
S-16	11:02:48	433046	9116527	Di pinggir lahan persawahan, ada beberapa pohon, di pinggir jalan setapak.	4'20" orang jalan 5'04" orang jalan 9'51" motor dituntun 10'08" oramng jalan 11'10" orang jalan
S-11	12:10:05	433206	9118377	Di lahan perkebunan, di bawah pohon rindang, di pinggir jalan kampung.	Gangguan didin

Keterangan :

Noise dengan waktu berwarna **biru** merupakan noise yang disebabkan oleh motor

LAMPIRAN 8. Dokumentasi Proses Pengambilan Data

Pengambilan data dilakukan pada tanggal 14–16 Maret 2016 di kawasan jalur Sesar Sungai Oyo Yogyakarta



Gambar L28. Dokumentasi lokasi pengambilan data mikrotremor