

**PEMETAAN PERCEPATAN GETARAN TANAH MAKSIMUM  
DAN INTENSITAS GEMPABUMI DI KAWASAN JALUR  
SESAR SUNGAI OYO YOGYAKARTA**

**SKRIPSI**

**Diajukan Kepada Fakultas Matematik dan Ilmu Pengetahuan Alam  
Universitas Negeri Yogyakarta  
Untuk Memenuhi Sebagian Persyaratan guna Memperoleh Gelar  
Sarjana Sains**



**Oleh:**

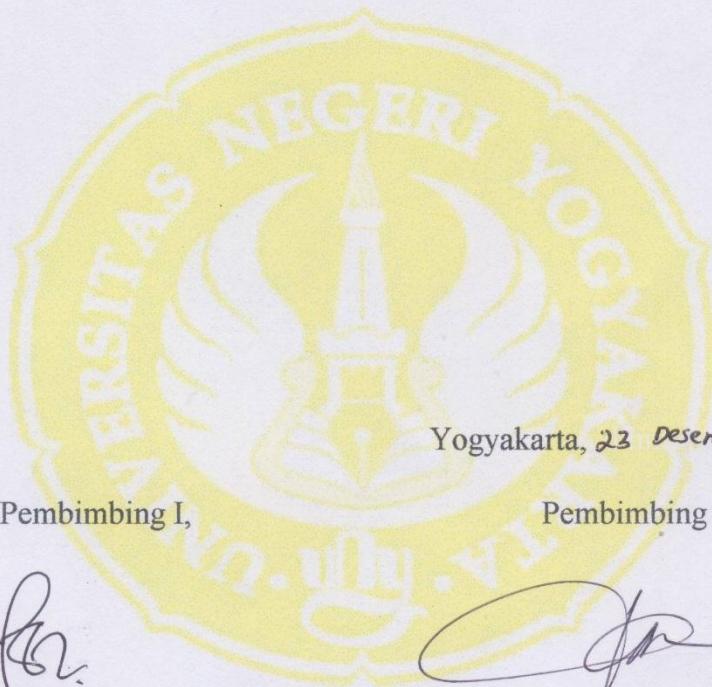
**MEITA AULIA SARI  
NIM. 12306144004**

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

**2016**

## PERSETUJUAN

Skripsi yang berjudul **“Pemetaan Percepatan Getaran Tanah Maksimum dan Intensitas Gempabumi di Kawasan Jalur Sesar Sungai Oyo Yogyakarta”** yang disusun oleh Meita Aulia Sari, NIM. 12306144004 ini telah disetujui oleh pembimbing untuk diujikan.



Yogyakarta, 23 Desember 2016

Pembimbing I,

A handwritten signature in black ink, appearing to read "Budi".

Nugroho Budi Wibowo, M. Si.

NIP. 19840223 200801 1 011

Pembimbing II,

A handwritten signature in black ink, appearing to read "Denny".

Denny Darmawan, M. Sc.

NIP. 19791202 200312 1 002

## PENGESAHAN

Skripsi yang berjudul "Pemetaan Percepatan Getaran Tanah Maksimum dan Intensitas Gempabumi di Kawasan Jalur Sesar Sungai Oyo Yogyakarta" yang disusun oleh Meita Aulia Sari, NIM. 12306144004 ini telah dipertahankan di depan 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 19840223 200801 1 011	Ketua Penguji		13 - 01 - 2017
2	<u>Denny Darmawan, M.Sc</u> NIP. 19791202 200312 1 002	Sekretaris Penguji		10 - 01 - 2017
3	<u>Nur Kadarisman, M.Si</u> NIP. 19640205 199101 1 001	Penguji Utama		09 - 01 - 2017
4	-	Penguji Pendamping	-	-

Yogyakarta, 16 Januari 2017

Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Universitas Negeri Yogyakarta  
Dekan



Drs. Hartono

NIP. 19620329 198702 1 002

## SURAT PERNYATAAN

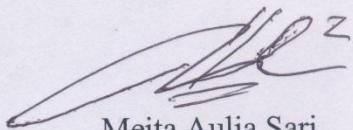
Yang bertanda tangan di bawah ini

Nama : Meita Aulia Sari  
NIM : 12306144004  
Program Studi : Fisika  
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam  
Judul Skripsi : Pemetaan Percepatan Getaran Tanah Maksimum dan  
Intensitas Gempabumi di Kawasan Jalur Sesar Sungai

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,



Meita Aulia Sari

NIM. 12306144004

## **MOTTO**

*"Don't tell people your dream, show them. Work hard in silence. Let  
your success be your noise"  
- dr. Gamal Albisaid -*

*Ada janji yang harus ditepati, Ada kewajiban yang harus dipenuhi, Dan  
ada mimpi yang harus dicapai.*

## **PERSEMBAHAN**

Dengan ijin-Nya kupersembahkan karya ini untuk :

Kedua Orangtuaku atas semua doa dan kasih sayang yang selalu mereka sertakan untuk kesuksesanku, dukungan yang selalu mereka kirimkan di setiap langkahku, dan kepercayaan yang mereka berikan untuk setiap keputusanku; adik-adik ku yang telah mengajarkan banyak kesabaran dan keikhlasan; serta keponakanku tersayang untuk setiap tawa yang dia berikan.

## **KATA PENGANTAR**

Assalamu'alaikum Wr. Wb,

Puji syukur kehadirat Allah SWT atas segala rahmat dan hidayah-Nya yang telah memberikan kekuatan dan kemudahan sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul “Pemetaan Percepatan Getaran Tanah Maksimum dan Intensitas Gempabumi 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 Dr. Hartono selaku Dekan FMIPA UNY yang telah mengesahkan skripsi ini.
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 Nugroho Budi Wibowo, M.Si. dan Bapak Denny Darmawan, M.Sc. selaku pembimbing yang telah memberikan banyak waktu dan perhatiannya untuk membimbing, mengarahkan dan mendampingi sampai terselesaiannya skripsi ini, serta kesabaran dan ketulusan nya dalam menghadapi keluh kesah anak didiknya.

4. Seluruh Dosen Jurusan Pendidikan Fisika FMIPA UNY yang senantiasa memberikan ilmu pengetahuan yang sangat 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 yang selalu memberi kasih sayang, dukungan, doa dan kepercayaan yang selalu menyertai dalam penulisan skripsi.
8. Teman hebat (Ika Kurniawati dan Heningtyas) yang sangat luar biasa telah berjuang bersama melalui setiap tahapan yang sangat luar biasa pula hingga terselesaiannya skripsi ini.
9. Teman-teman ‘sesar 5 mm’ (Yustina Dewi, Umi H, Rifka A, Yuni, Arif) yang telah bersama melalui waktu ‘sulit namun menyenangkan’ dalam menyelesaikan skripsi ini.
10. Kerabat 3 hari 2 malam (Ika Kurniawati, Heningtyas, Yustina Dewi, Danang M. Yuri, Dien Almas. R, Bang Akbar dan keluarga, Mas Khafidh, Bu Nana, Pak Agus) yang telah meluangkan waktunya untuk membantu proses pengambilan data, serta keluarga Bang Akbar yang telah menyediakan tempat istirahat yang sangat nyaman selama proses pengambilan data.
11. Sahabat kenyut (Ika Kurniawati, Yustina Dewi, Yunita A, Umi H, Oktiana Lusi, Winda dan Rifka A) yang telah mengisi sebagian waktu dengan kebersamaan.

12. Teman-teman kost unyu (Ari Mugia, Ananti Primadi, Putri A.P, Septiana A.P, Titis D, Welas S) yang menjadi tempat curhat dan pelarian setiap masalah.
13. Teman-teman Physics E 2012 yang telah mendukung dan menyemangati dalam perkuliahan hingga penyelesaian skripsi.
14. 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,



Meita Aulia Sari

NIM. 12306144004

## **Pemetaan Percepatan Getaran Tanah Maksimum dan Intensitas Gempabumi di Kawasan Jalur Sesar Sungai Oyo Yogyakarta**

### **ABSTRAK**

Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui nilai dan mikrozonasi dari percepatan getaran tanah maksimum (PGA) dan intensitas gempabumi dalam skala *Modified Mercalli Intensity* (MMI) di kawasan jalur sesar Sungai Oyo yang disebabkan oleh gempabumi Yogyakarta 27 Mei 2006.

Data penelitian diperoleh dari pengukuran sinyal mikrotremor di 25 titik pengamatan dengan interval setiap titik 2 km yang terletak di Kabupaten Bantul (Kecamatan Imogiri dan Kecamatan Dlingo) serta Kabupaten Gunungkidul (Kecamatan Panggang dan Playen). Data mikrotremor dianalisis menggunakan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSR) untuk mendapatkan nilai frekuensi predominan dan faktor amplifikasi di setiap titik pengamatan. Nilai frekuensi predominan digunakan untuk mencari nilai periode predominan yang selanjutnya digunakan untuk mencari nilai percepatan getaran tanah maksimum menggunakan metode Kanai (1966). Intensitas gempabumi dicari menggunakan metode Wald (1999) dengan input nilai percepatan getaran tanah maksimum.

Hasil penelitian menyatakan bahwa nilai percepatan getaran tanah maksimum berkisar antara  $84,74 - 363,1 \text{ cm/s}^2$  dengan intensitas gempabumi berada pada skala VI, VII, dan VIII MMI yang termasuk dalam tingkat kerawanan terhadap gempabumi kategori menengah. Mikrozonasi percepatan getaran tanah maksimum dengan nilai relatif lebih tinggi berada di formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu, dimana secara administratif untuk formasi Nglanggran terletak di Kecamatan Imogiri bagian timur dan Kecamatan Dlingo bagian barat (Kabupaten Bantul), sedangkan formasi Sambipitu terletak di Kecamatan Playen bagian barat (Kabupaten Gunungkidul). Sementara itu, mikrozonasi percepatan getaran tanah maksimum dengan nilai relatif lebih rendah berada di formasi Wonosari yang terletak di Kecamatan Panggang bagian Utara dan sebagian wilayah Kecamatan Playen bagian Barat daya (Kabupaten Gunungkidul, serta beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Imogiri bagian Tenggara dan beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Dlingo bagian Selatan (Kabupaten Bantul).

Kata kunci : *PGA, Intensitas gempabumi, Mikrotremor, Horizontal to Vertical Spectral Ratio, Sesar Sungai Oyo*

## **Microzonation of Peak Ground Acceleration and Earthquake Intensity in Oyo River Fault Line Area, Yogyakarta**

### **ABSTRACT**

The aims of this research were to determine the peak ground acceleration (PGA) and earthquake intensity in *Modified Mercalli Intensity* (MMI) scale at Oyo River Fault Line Area, Yogyakarta which were caused by May 27th, 2006 Yogyakarta earthquake and then microzonate them.

The research data were acquired from microtremor signal measurement in 25 observation points with 2 km interval of each point that located in Bantul Regency (Imogiri and Dlingo Sub district) also Gunungkidul Regency (Panggang and Playen Sub district). Microtremor data were analyzed using Horizontal to Vertical Ratio (HVSR) method to determine predominant frequency and amplification factor for every observation point. Predominant frequency was used to determine predominant period that later was used to determine peak ground acceleration using Kanai method (1966). The earthquake intensity was determined by Wald method (1999) using peak ground acceleration value as input.

The result showed that the value of peak ground acceleration was between 84,74 – 363,1 cm/s<sup>2</sup> with earthquake intensity of VI, VII and VIII MMI scales which was in moderate to severe earthquake levels. Higher value of PGA were located in Nglanggran and Sambipitu formations, where Nglanggran formation was administratively located on the eastern part of Imogiri sub district and the western part of Dlingo sub district (Bantul Regency), Sambipitu formation was located at western part of Playen sub district (Gunungkidul Regency). In addition, microzonation of PGA with lower value was located in Wonosari formation which was administratively located on northern part of Panggang sub district and some area at southwestern part of Playen sub district (Gunungkidul Regency), also some location in southeastern part of Imogiri sub district and southern part of Dlingo subdistrict (Bantul Regency).

Kata kunci : *PGA, Earthquake Intensity, Microtremor, Horizontal to Vertical Spectral Ratio, Oyo river fault*

## DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL .....	i
HALAMAN PERSETUJUAN.....	ii
HALAMAN PENGESAHAN .....	iii
HALAMAN PERNYATAAN .....	iv
HALAMAN MOTTO .....	v
HALAMAN PERSEMBAHAN .....	vi
KATA PENGANTAR .....	vii
ABSTRAK.....	x
ABSTRACT.....	xi
DAFTAR ISI.....	xii
DAFTAR GAMBAR .....	xiv
DAFTAR TABEL.....	xvi
DAFTAR LAMPIRAN.....	xvii

### **BAB I. PENDAHULUAN..... 1**

A. Latar Belakang .....	1
B. Identifikasi Masalah.....	8
C. Batasan Masalah .....	9
D. Rumusan Masalah.....	10
E. Tujuan Penelitian .....	10
F. Manfaaat Penelitian .....	11

### **BAB II. KAJIAN TEORI..... 12**

A. Dasar Teori.....	12
1. Gempabumi.....	12
2. Gelombang Seismik .....	14
a. Gelombang Badan.....	20
b. Gelombang Permukaan .....	21
3. Seismometer.....	24

4. Mikrotremor .....	26
5. <i>Site Effect</i> .....	26
6. Transformasi Fourier, DFT, dan FFT .....	29
7. Penghalusan Data ( <i>Smoothing</i> ) .....	34
8. HVSR .....	35
9. Percepatan Getaran Tanah Maksimum .....	38
10. Intensitas Gempabumi .....	41
11. Deskripsi Daerah Penelitian.....	43
a. Kondisi Geografis .....	43
b. Stratigrafi Regional .....	45
B. Kerangka Berfikir .....	48
<b>BAB III. METODE PENELITIAN .....</b>	<b>49</b>
A. Waktu dan Tempat Penelitian .....	49
B. Variabel Penelitian.....	49
C. Instrumen Penelitian .....	50
D. Teknik Pengambilan Data.....	52
E. Teknik Analisis Data.....	56
F. Diagram Alir Penelitian .....	60
<b>BAB IV. HASIL DAN PEMBAHASAN .....</b>	<b>61</b>
<b>BAB V. KESIMPULAN DAN SARAN .....</b>	<b>81</b>
A. Kesimpulan .....	81
B. Saran .....	82
<b>DAFTAR PUSTAKA .....</b>	<b>83</b>
<b>LAMPIRAN.....</b>	<b>89</b>

## DAFTAR GAMBAR

Gambar 1. Peta Lempeng Tektonik dan Persebaran Gunung Berapi di Jalur  
*Ring Of Fire* (USGS,  
1997)

---

2

Gambar 2. Distribusi Gempa Susulan ( <i>Aftershock</i> ) Gempa Yogyakarta 27 Mei 2006 (Walter <i>et al.</i> , 2008) .....	5
Gambar 3. Pemodelan <i>Elastic Rebound Theory</i> (Lowrie, 2007) .....	13
Gambar 4. Komponen-komponen Gaya pada Medium Kubus.....	15
Gambar 5. Penjalaran Gelombang P (Encyclopaedia Britannica, 2008) .....	20
Gambar 6. Penjalaran Gelombang S (Encyclopaedia Britannica, 2008) .....	21
Gambar 7. Penjalaran Gelombang Love (Encyclopaedia Britannica, 2008) .....	22
Gambar 8. Penjalaran gelombang Rayleigh (Encyclopaedia Britannica, 2008)..	23
Gambar 9. a) Tampilan Fisik Seismometer Tip TDV-235 .....	25
b) Konstruksi Seismometer tipe TDV-235 .....	25
c) Dimensi Seismometer tipe TDV-235 .....	25
Gambar 10. Tampilan Fisik <i>Digital Portable Seismograph</i> Tipe TDL-303S ...	25
Gambar 11. Model Cekungan yang Berisi material Cekungan Halus .....	36
Gambar 12. Ilustrasi Percepatan Tanaah Maksimum .....	39
Gambar 13. Tatapan Stratigrafi Pegunungan selatan Bagian Barat .....	47
Gambar 14. Peralatan Akuisisi Mikrotremor .....	51
Gambar 15. Desain Survei Berdasarkan Batasan penentuan Lokasi Penelitian	54
Gambar 16. Contoh Pemilihan Data pada Titik Pengamatan 18 .....	56
Gambar 17. Kurva H/V pada Titik Pengamatan 18 .....	58
Gambar 18. Diagram Alir Penelitian .....	60
Gambar 19. Peta Pemodelan Periode Predominan di-Overlay dengan Peta Geologi di Lokasi Penelitian	

63	
Gambar 20. Peta Pemodelan Periode Predominan di-Overlay dengan Peta Administrasi di Lokasi Penelitian .....	63
Gambar 21. Peta Pemodelan Ketebalan Sedimen di-Overlay dengan Peta Geologi di Lokasi Penelitian .....	68
	.....
Gambar 22. Peta Pemodelan Ketebalan Sedimen di-Overlay dengan Peta Administrasi di Lokasi Penelitian .....	
68	
Gambar 23. Grafik Nilai Percepatan Getaran Tanah Maksimum di Setiap Titik Pengamatan dari 21 <i>Event</i> Gempabumi Yogyakarta .....	
71	
Gambar 24. Grafik Sebaran Nilai Percepatan Getaran Tanah berdasarkan Formasi Batuan di Lokasi Penelitian .....	
72	
Gambar 25. Peta Pemodelan PGA di-Overlay dengan Peta Geologi di Lokasi Penelitian .....	
73	
Gambar 26. Peta Pemodelan PGA di-Overlay dengan Peta Administrasi di Lokasi Penelitian .....	
74	

Gambar 27. Peta Tingkat Kerawanan terhadap Gempabumi Berdasarkan  
Peta Geologi di Lokasi  
penelitian

---

75

Gambar 28. Peta Tingkat Kerawanan terhadap Gempabumi Berdasarkan  
Peta Geologi di Lokasi  
penelitian

---

75

## DAFTAR TABEL

Tabel 1. Klasifikasi Tanah Berdasarkan Nilai Periode Predominan Mikrotremor oleh Kanai .....	28
Tabel 2. Intensitas Gempabumi Skala MMI ( <i>Modified Mercalli Intensity</i> ) .....	42
Tabel 3. Prasyarat Penelitian Mikrotremor (SESAME, 2004).....	55

## DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran 1. Data Hasil Penelitian .....	89
Lampiran 2. Perhitungan Kriteria <i>Reliable H/V Curve</i> .....	90
Lampiran 3. Kurva H/V pada 24 Titik Pengamatan .....	91
Lampiran 4. Klasifikasi Tanah.....	97
Lampiran 5. Data <i>Event</i> Gempabumi Yogyakarta Periode Mei 2006 – Januari 2016.....	98
Lampiran 6. Lokasi Episenter 21 <i>Event</i> Gempabumi Yogyakarta.....	99
Lampiran 7. Nilai Percepatan Getarn Tanah di Loasi Penelitian untuk Setiap <i>Event</i> Gempa	
.....	
100	
Lampiran 8. Perhitungan Jarak Episenter .....	101
Lampiran 9. Perhitungan Jarak Hiposenter.....	102
Lampiran 10. Analisis Percepatan Getaran Tanah Maksimum .....	103
Lampiran 11. Analisis Intensitas Gempabumi .....	104
Lampiran 12. Percepatan Getaran Tanah Maksimum dan Intensitas Gempabumi .....	105
Lampiran 13. Proses Pengolahan Data Mokrotremor Menggunakan <i>Software</i> <i>Sesarray Geopsy</i> .....	106
Lampiran 14. Analisis Mikrotremor Menggunakan <i>Software Matlab R2008a</i> .	111
Lampiran 15. Program Matlab .....	117
Lampiran 16. Peta Pemodelan .....	121
Lampiran 17. Dokumentasi.....	126

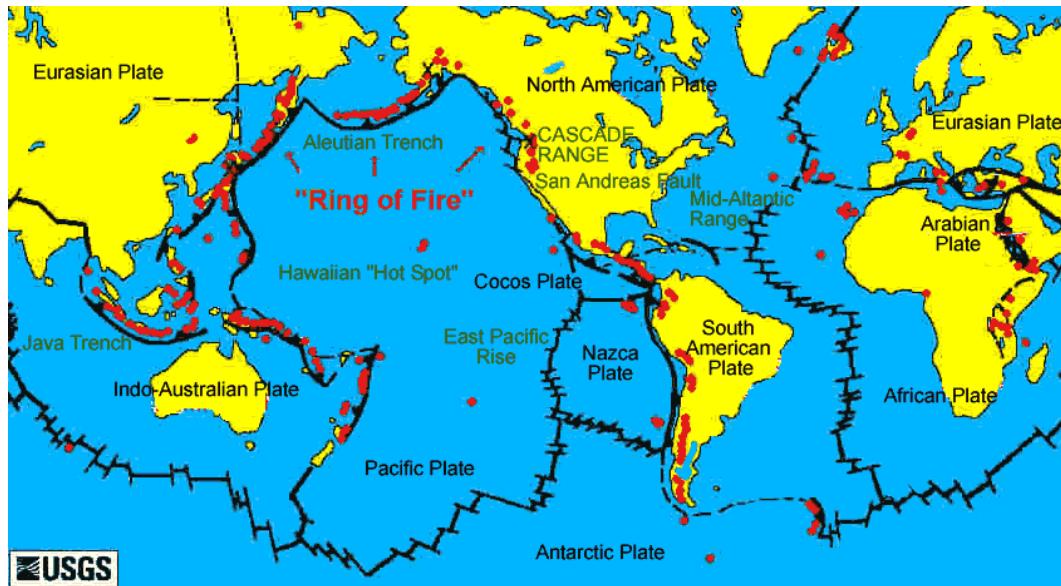
## **BAB I**

### **PENDAHULUAN**

#### **A. Latar Belakang**

Indonesia merupakan salah satu negara yang berada pada zona sangat rawan terhadap bencana, baik dari aktivitas vulkanik maupun tektonik. Indonesia menduduki peringkat tertinggi untuk ancaman bahaya tsunami, tanah longsor, dan gunung berapi, serta menduduki peringkat ketiga untuk ancaman gempabumi dan peringkat keenam untuk bencana banjir. Terletak di kawasan cincin api (*Ring of Fire*), Indonesia berada di antara lintasan dua jalur pegunungan, yaitu pegunungan Sirkum Pasifik dan Sirkum Mediterania yang memiliki banyak gunung berapi dengan berbagai aktivitas yang dapat menyebabkan terjadinya gempa vulkanik. Selain itu, posisi Indonesia juga berada pada pertemuan tiga lempeng tektonik utama, yaitu lempeng Indo-Australia di bagian selatan yang relatif bergerak ke utara dengan kecepatan sekitar 7 cm per tahun, lempeng Eurasia di bagian utara yang relatif bergerak ke selatan dengan kecepatan mencapai 13 cm per tahun, dan lempeng Pasifik di bagian timur yang relatif bergerak ke barat dengan kecepatan 10 cm per tahun, menempatkan Indonesia sebagai negara yang sangat rawan terhadap bencana akibat dari aktivitas tektonik (ESDM, 2009 ; Republika, 2015).

Wilayah yang rawan dan sering terjadi gempabumi umumnya memiliki kesamaan letak geografis, yaitu terletak dekat dengan aktivitas vulkanik gunung berapi ataupun aktivitas tektonik di zona subduksi (tumbukan) seperti ditunjukkan pada Gambar 1.



Gambar 1. Peta lempeng tektonik dan persebaran gunung berapi (ditandai oleh titik merah) di jalur *Ring of Fire* (Topinka, 1997).

Daerah Istimewa Yogyakarta (DIY) merupakan salah satu propinsi di bagian selatan Pulau Jawa yang berbatasan langsung dengan Samudra Hindia tempat zona subduksi lempeng Eurasia dan Indo-Australia berada. Hal inilah yang menyebabkan kondisi fisiografi Yogyakarta sangat dipengaruhi oleh aktivitas tumbukan kedua lempeng tersebut (Daryono, 2010). Selain rawan gempabumi akibat aktivitas tumbukan lempeng, Yogyakarta juga menjadi rawan gempabumi yang diakibatkan oleh aktivitas beberapa sesar lokal di daratan (Daryono, 2009). Sesar lokal di daratan tersebut terbentuk karena adanya dislokasi atau patahan yang memotong bidang-bidang perlapisan antar batuan. Pada umumnya bidang sesar terisi oleh fluida atau mineral yang relatif lebih kondusif dari batuan di sekitarnya (Hendrajaya dkk, 1993).

Terdapat cukup banyak sesar lokal yang berada di Yogyakarta dan sekitarnya, misalnya sesar Opak, sesar Jiwo, sesar Oyo, dan sesar Progo. Dengan

adanya sistem sesar atau patahan ini akan menyebabkan deformasi batuan yang mengakibatkan munculnya sesar baru atau sesar minor (Setyawan, 2011). Dari data yang dikumpulkan para ahli, terdapat 74 sesar minor dengan panjang antara 1 km – 4 km di sisi timur sesar Opak, tersebar di wilayah Kabupaten Gunungkidul hingga Klaten, yang mana aktivitasnya dapat menyebabkan terjadinya gempabumi (ANTARA, 2007).

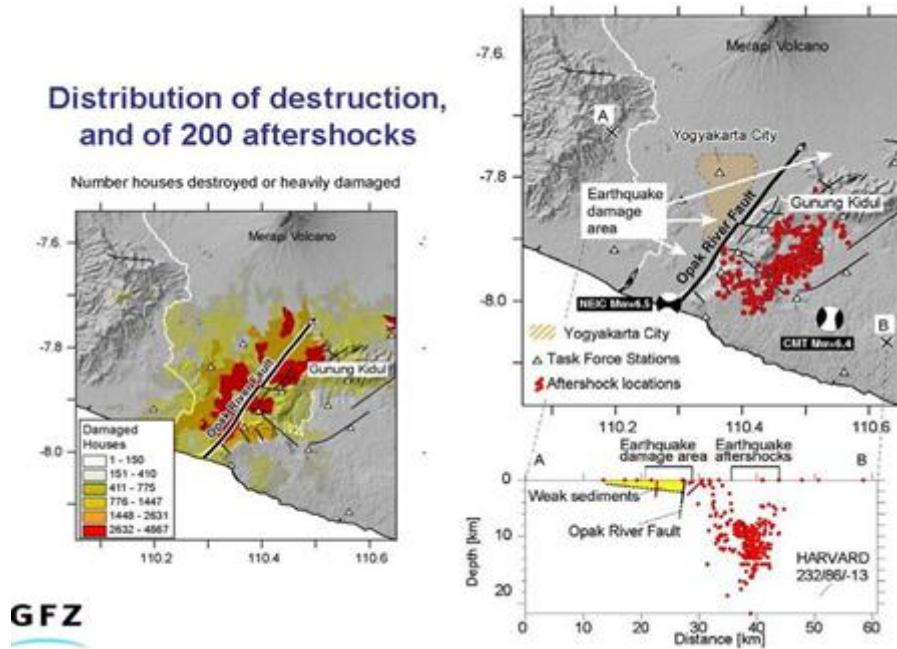
Sejarah mencatat sedikitnya empat kali gempabumi merusak terjadi di wilayah Yogyakarta, yaitu gempa Bantul 10 Juni 1867 yang menyebabkan 372 rumah roboh dan 5 korban meninggal dunia; gempa 27 September 1937 yang merobohkan 2.200 rumah di Klaten dan 326 rumah roboh di Prambanan serta 1 korban meninggal dunia; Gempa bumi tanggal 23 Juli 1943 dengan korban luka parah mencapai 564 jiwa, 31 jiwa melayang, dan ribuan rumah roboh; dan yang terakhir adalah gempabumi Yogyakarta 27 Mei 2006 yang mencatatkan jumlah korban meninggal sebanyak 5.774 jiwa, sakit dan luka-luka 192.534 jiwa, dan penduduk mengungsi mencapai 2.020.788 jiwa (Daryono, 2009; DEPKES RI, 2007).

Terdapat berbagai pendapat tentang penyebab terjadinya gempa Yogyakarta 27 Mei 2006. BMKG menyatakan gempa Yogyakarta 2006 memiliki episenter di dasar Samudra Hindia sejauh 37 km di selatan Kota Yogyakarta dan terletak di sekitar garis imajiner perpanjangan patahan Opak. USGS (sebelum revisi) menyebutkan posisi episenter gempa berada di kawasan Pantai Samas tepat di sebuah patahan yang berarah timur laut – barat daya dan membentang mulai dari kawasan utara Candi Prambanan hingga ke muara sungai Opak. Sementara itu,

ESMC menyatakan bahwa episenter gempa berada persis di bawah bukit-bukit kapur pegunungan Sewu yang menjadi bagian *horst* patahan Opak. Ketiga lembaga ini sama-sama menyatakan bahwa gempa tektonik ini berasal dari *pure strike-slip* (pergeseran mendatar) yang berkaitan dengan aktivitas patahan sungai Opak (Nakano *et al*, 2006; Yagi, 2006; Tsuji, 2009).

Pendapat di atas kemudian menjadi pro-kontra setelah bermunculan penelitian baru yang dinilai lebih relevan tentang penyebab terjadinya gempa Yogyakarta 2006. Abidin (2009), menyimpulkan dari penelitian yang dilakukan oleh tim peneliti Teknik Geodesi ITB melalui hasil survei GPS bahwa penyebab gempabumi 27 Mei 2006 adalah sesar dengan panjang 18 km, lebar 10 km, *strike*  $48^\circ$ , dan *dip*  $89^\circ$ , berada 5-10 km di sebelah timur dari lokasi sesar Opak yang biasa digambarkan sepanjang Sungai Opak pada Peta Geologi Lembar Yogyakarta (1995).

Penelitian lain dilakukan oleh Walter *et al* (2008) dari *GeoForschungZentrum Postdam* Germany, dengan melakukan perekaman data *aftershock* 4 hari setelah terjadi gempa utama 27 Mei 2006 di Yogyakarta melalui jejaring stasiun seismik (tipe Mark L4 1 Hz dan EDL) di pinggir-pinggir sesar Opak dan di sekitar daerah episenter gempa utama selama 3 hari. Penelitian ini menghasilkan pernyataan bahwa hiposenter gempa susulan (*aftershock*) bukan berada di sepanjang sesar Opak melainkan lebih ke *unidentified fault* yang berjarak 10-15 km sebelah timur pegunungan Gunungkidul seperti ditunjukkan pada Gambar 2.



Gambar 2. Distribusi gempa susulan (*aftershock*) gempa Yogyakarta 27 Mei 2006 (Walter *et al.*, 2008).

Selain BMG, EMSC, dan USGS, lembaga kebumian lain di dunia juga ikut menyumbangkan pendapatnya tentang episenter gempa Yogyakarta 27 Mei 2006. NIED (*National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience*) menyebutkan episenter berada di dekat sungai Opak berdekatan dengan pusat kerusakan gempa (Nakano *et al.*, 2006). NEIC-FMT (2006) menyebutkan pusat gempa berada di wilayah pantai dan berdekatan dengan muara sungai Opak. Harvard-CMT (2006), mengemukakan episenter mendekati wilayah Gunungkidul, sedangkan UNOSAT (2006) dan revisi kedua dari USGS menyebutkan pusat gempa berada di kawasan sungai Oyo (Tsuji *et al.*, 2009). Sederhananya, perbedaan lokasi episenter gempa tersebut dikarenakan metode dan peralatan yang digunakan tiap lembaga berbeda-beda.

Posisi episenter yang dikemukakan EMSC, UNOSAT, dan USGS (revisi kedua), menarik perhatian peneliti karena berada di sekitar sesar geser minor dengan arah barat laut – tenggara di kawasan sungai Oyo yang diduga keberadaannya dan tertera dalam Peta Geologi Lembar Yogyakarta (1995). Sesar minor ini berada di dua Kabupaten yaitu Kabupaten Bantul (Kecamatan Imogiri dan Dlingo) dan Kabupaten Gunungkidul (Kecamatan Playen dan Panggang). Selain itu, keberadaan sesar ini ternyata juga ter-*cover* dalam persebaran gempa susulan (*aftershock*) seperti ditunjukkan Gambar 2.

Terlepas dari apapun penyebab gempa Yogyakarta 2006 silam, gempa tersebut menimbulkan dampak yang begitu luas, baik dari sektor perekonomian, sosial, keamanan, maupun kesehatan. Melakukan mitigasi dengan cara zonasi daerah rawan bencana gempabumi menjadi salah satu usaha untuk mewaspadai dan mengantisipasi agar tidak timbul banyak korban jiwa serta kerugian akibat bencana ini. Zonasi daerah rawan bencana dapat dilakukan dengan mencari nilai percepatan getaran tanah maksimum atau *Peak Ground Acceleration* (PGA) yang kemudian dapat digunakan untuk pemetaan resiko rawan gempabumi. Nilai percepatan getaran tanah di kawasan sungai Oyo (lokasi episenter yang dikemukakan EMSC, UNOSAT, dan USGS (revisi kedua)) masih belum diketahui, sehingga dalam penelitian ini, peneliti memutuskan untuk mencari nilai percepatan getaran tanah di kawasan sesar sungai Oyo dengan koordinat  $7,9212^\circ$  LU –  $7,9977^\circ$  LS dan  $110,3923^\circ$  BB –  $110,4677^\circ$  BT sebagai lokasi penelitian.

Ditinjau dari kondisi geologinya, kawasan jalur sesar tersebut (lokasi penelitian) juga menarik untuk dikaji. Kawasan ini terdiri atas 3 formasi batuan,

yaitu formasi Nglanggran, formasi Sambipitu, dan formasi Wonosari yang memiliki batuan-batuan penyusun yang berbeda. Menurut Burton *et al* (2003), formasi batuan merupakan parameter yang penting dan berpengaruh terhadap nilai percepatan getaran tanah di suatu wilayah. Hal ini karena setiap formasi batuan memberikan penguatan dan pelemahan yang nilainya ditentukan berdasarkan jenis batuan yang menyusunnya.

Percepatan getaran tanah maksimum atau *Peak Ground Acceleration* (PGA) adalah nilai percepatan getaran tanah terbesar di suatu tempat yang diakibatkan oleh getaran gempabumi dalam periode waktu tertentu (Hadi, 2012). Setiap gempabumi yang terjadi akan memiliki satu nilai percepatan getaran tanah pada tempat tersebut. Percepatan getaran tanah dapat diukur secara langsung menggunakan *accelerograph* yang dipasang pada tempat tersebut maupun secara tidak langsung menggunakan pendekatan empiris dengan input parameter hasil analisis mikrotremor.

Metode Kanai (1966) merupakan salah satu metode pendekatan empiris yang dapat digunakan untuk menghitung nilai percepatan getaran tanah maksimum. Metode ini memperhitungkan parameter gempabumi seperti episenter, kedalaman dan magnitudo, serta periode predominan tanah sebagai input parameter hasil analisis mikrotremor.

Analisis mikrotremor dapat dilakukan dengan menggunakan metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) yang memperlihatkan hubungan antara struktur bawah permukaan tanah dengan rasio spektrum Fourier dari sinyal mikrotremor komponen horizontal terhadap vertikalnya (Nakamura, 1989).

Analisis mikrotremor dapat digunakan untuk memperkirakan karakteristik tanah sehingga metode ini dapat melihat bagaimana pengaruh kondisi geologi setempat dan kondisi lapisan tanah di suatu daerah. Karakteristik lapisan tanah ini ikut berpengaruh terhadap percepatan tanah suatu tempat (Edwiza, 2008).

Nilai percepatan getaran tanah maksimum yang diperoleh dapat digunakan untuk menentukan besarnya nilai intensitas gempa (tingkat kerawanan) yang dialami tempat tersebut. Menurut Edwiza (2008), tingkat kerawanan yang terjadi akibat gempabumi bergantung dari kekuatan dan kualitas bangunan, kondisi geologi, serta percepatan tanah maksimum daerah lokasi terjadi gempabumi. Dalam penelitian ini, kekuatan dan kualitas bangunan sebagai salah satu parameter penentu tingkat kerusakan akibat gempabumi sulit digunakan di daerah yang peneliti jadikan lokasi penelitian, hal ini disebabkan data mengenai kualitas dari konstruksi tiap bangunan di lokasi penelitian sulit untuk didapatkan. Oleh sebab itu, peneliti menggunakan kondisi geologi dan percepatan getaran tanah maksimum sebagai parameter untuk mengetahui potensi resiko rawan gempabumi kawasan sesar sungai Oyo.

## **B. Identifikasi Masalah**

Berdasarkan latar belakang yang telah dipaparkan, dapat diidentifikasi masalah-masalah sebagai berikut :

1. Banyak terjadi gempabumi yang disebabkan oleh aktivitas sesar lokal di Yogyakarta.
2. Aktivitas sesar lokal dapat mengakibatkan munculnya sesar minor.

3. Informasi mengenai keberadaan sesar minor di kawasan sungai Oyo belum banyak diketahui.
4. Terbatasnya informasi tentang nilai dan mikrozonasi percepatan getaran tanah maksimum di kawasan sesar sungai Oyo.
5. Terbatasnya informasi tentang nilai intensitas gempabumi di kawasan sesar sungai Oyo yang akan digunakan dalam pemetaan potensi resiko rawan bencana gempabumi.

### **C. Batasan Masalah**

Penelitian dibatasi oleh ruang lingkup masalah sebagai berikut :

1. Data mikrotremor yang digunakan diambil dari 24 titik pengamatan yang berada di kawasan sesar sungai Oyo Kabupaten Bantul sampai Kabupaten Gunungkidul sebagai lokasi penelitian dengan koordinat geografis  $7,9212^\circ$  LU –  $7,9977^\circ$  LS dan  $110,3923^\circ$  BB –  $110,4677^\circ$  BT.
2. Pengolahan data mikrotremor menggunakan metode HVSR.
3. Pengambilan data mikrotremor mengacu pada aturan yang ditetapkan oleh SESAME *European Research Project*.
4. Nilai percepatan getaran tanah dihitung menggunakan metode Kanai (1966) dengan parameter masukan koordinat, *magnitude*, dan episenter dari 21 *event* gempa Yogyakarta periode Mei 2006 – Januari 2016 yang memiliki *magnitude*  $\geq 3$  SR, serta periode predominan tanah dari masing-masing titik pengamatan.
5. *Event* gempa yang digunakan merupakan data gempa dengan sistem analisa WGSN yang dikeluarkan BMKG Yogyakarta.

6. Ketebalan lapisan sedimen digunakan dalam analisis untuk dikorelasikan dengan percepatan getaran tanah maksimum.
7. Potensi resiko rawan bencana gempabumi dipetakan dari hasil analisis percepatan getaran tanah maksimum menjadi intensitas gempa bumi skala MMI menggunakan persamaan Wald.

#### **D. Rumusan Masalah**

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

1. Bagaimanakah mikrozonasi percepatan getaran tanah maksimum di kawasan sesar sungai Oyo?
2. Berapakah nilai intensitas gempabumi dalam skala MMI berdasarkan hasil analisis percepatan getaran tanah maksimum ?

#### **E. Tujuan Penelitian**

Tujuan dari penelitian ini adalah:

1. Menentukan nilai dan mikrozonasi percepatan getaran tanah maksimum di kawasan sesar sungai Oyo.
2. Menentukan nilai dan mikrozonasi intensitas gempabumi dalam skala MMI berdasarkan hasil analisis percepatan getaran tanah maksimum.

#### **F. Manfaat Penelitian**

Adapun manfaat yang diharapkan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Memberikan informasi secara kuantitatif dan gambaran secara visual tentang percepatan getaran tanah maksimum dan intensitas gempabumi di Kawasan jalur sesar oyo yang dapat digunakan dalam mitigasi bencana alam terutama gempabumi.
2. Menambah wawasan dan pengetahuan mengenai kegempaan bagi masyarakat khususnya di wilayah yang dilalui sesar di kawasan sungai Oyo.

## **BAB II**

### **KAJIAN TEORI**

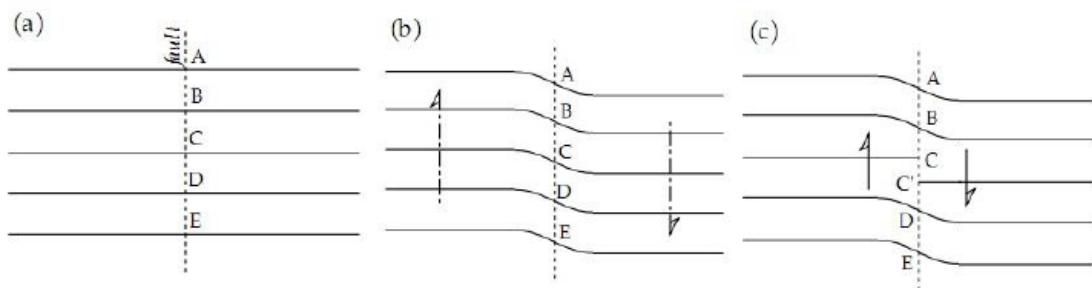
#### **A. Dasar Teori**

##### **1. Gempabumi**

Pada hakekatnya, gempabumi merupakan serentetan getaran dari kulit bumi yang bersifat tidak abadi dan hanya terjadi sementara. Getaran kulit bumi ini berupa gelombang seismik yang menjalar ke segala arah menjauhi fokus pusat terjadinya gempa. Sesungguhnya, kulit bumi bergetar secara kontinyu walaupun relatif sangat kecil, namun getaran tersebut tidak disebut sebagai gempabumi karena sifat getarannya yang terus menerus, berbeda dengan gempabumi yang memiliki waktu awal dan akhir terjadi yang jelas (Afnimar, 2009).

Gempabumi juga didefinisikan sebagai hentakan besar yang terjadi secara tiba-tiba akibat akumulasi energi elastik atau *strain* dalam waktu yang lama secara kontinyu dari adanya proses pergerakan lempeng benua dan samudra. Pergerakan lempeng-lempeng tersebut akan menyebabkan patahnya batuan ketika mengalami regangan melampaui batas elastisitasnya (Sapie dkk, 2001). 90 persen dari gempabumi yang pernah terjadi merupakan gempabumi yang diakibatkan oleh aktivitas tektonik, sementara 10 persen lainnya merupakan gempabumi yang berasal dari aktivitas vulkanik, runtuhan lubang-lubang interior bumi seperti goa atau tambang mineral, dan akibat ulah manusia (Lowrie, 2007). Energi yang dibebaskan dari pusat gempa biasanya dinyatakan dalam ukuran skala Richter. Kekuatan getaran gempa diukur oleh alat yang disebut seismograf atau seismometer.

Teori yang menjelaskan mekanisme terjadinya gempabumi khususnya gempabumi tektonik adalah *Elastic Rebound Theory* yang dikemukakan oleh H.F. Reid pada tahun 1906. *Elastic Rebound Theory* dikenal juga sebagai teori pergeseran sesar. Pelat-pelat tektonik bergerak secara perlahan, relatif terhadap satu sama lain dan menimbulkan regangan elastis. Jika regangan ini melebihi kapasitas batuan, maka batuan akan mengalami keruntuhan atau patah (*rupture*).



Gambar 3. Pemodelan *Elastic Rebound Theory* (Lowrie, 2007).

Gambar 3 menunjukkan urutan peristiwa dari *Elastic Rebound Theory*. Penambahan energi *strain* secara bertahap digambarkan oleh perkembangan dari (a) ke (b). Gambar 3(a) merupakan keadaan mula-mula atau awal. Bagian A sampai E pada Gambar 3(a) menunjukkan batuan kompak yang dicirikan dengan garis-garis menyambung (yang sebenarnya tidak ada). Adanya gaya yang bekerja pada batuan tersebut akan menyebabkan bagian kiri batuan tersebut akan naik sedangkan bagian kanan batuan akan bergerak turun, sehingga menyebabkan terjadinya deformasi pada batuan tersebut. Sifat elastik batuan akan menyebabkan garis-garis tadi ikut terbawa oleh gaya yang bekerja dan terjadilah pembengkokan (Gambar 3(b)). Pada akhirnya batuan yang mengalami deformasi tidak dapat lagi menahan akumulasi *stress* yang melampaui batas elastisitas batuan tersebut sehingga batuan

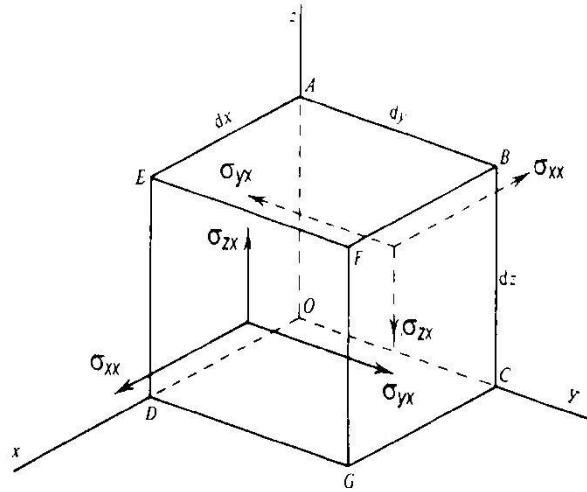
patah menjadi dua bagian yang dicirikan dengan adanya garis-garis yang tidak menyambung (Gambar 3(c)). Semakin tinggi kekuatan batuan dalam menahan *stress* maka semakin besar pula energi yang dilepaskan (Lowrie, 2007). Dengan perkataan lain, semakin besar periode ulang suatu gempabumi semakin besar pula gempabumi yang akan terjadi. Semakin besar magnitudo gempabumi maka makin besar pula percepatan tanah yang terjadi di suatu tempat.

## 2. Gelombang Seismik

Gelombang seismik disebut juga gelombang elastik karena osilasi partikel-partikel medium terjadi akibat interaksi antara gaya gangguan atau *gradient stress* dan gaya-gaya elastik. Sifat penjalaran gelombang seismik bergantung pada elastisitas batuan sebagai medium yang dilewatinya. Gelombang seismik bermula dari usikan mekanis pada suatu tempat yang kemudian menjalar di dalam medium (Saputra, 2006). Usikan mekanis ini menimbulkan ketidakseimbangan gaya-gaya yang bekerja pada medium tersebut.

Adanya pergerakan dan gaya pada bumi menyebabkan batuan terdeformasi. Peristiwa deformasi ini berkaitan erat dengan konsep tegangan (*stress*), dan regangan (*strain*) (Telford *et al.*, 2004). *Stress* didefinisikan sebagai gaya per satuan luas. Jadi, ketika sebuah benda diberi gaya, maka *stress* adalah perbandingan antara gaya dengan luas area dimana gaya tersebut bekerja. Sedangkan *strain* adalah perubahan bentuk dan ukuran suatu benda elastis akibat adanya *stress* yang bekerja pada benda tersebut. Persamaan gelombang seismik dapat didekati dengan

meninjau komponen gaya-gaya tertentu yang bekerja pada sebuah medium homogen berupa kubus seperti yang ditunjukkan Gambar 4.



Gambar 4. Komponen-komponen gaya pada medium kubus (Telford *et al.*, 2004)

*Stress* yang bekerja pada setiap permukaan medium dipandang berada pada keadaan tidak setimbang. *Stress* yang bekerja pada salah satu permukaan kubus tersebut (misal OABC) mempunyai komponen komponen sebagai berikut:

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

*Stress* yang bekerja pada permukaan yang berhadapan (misal OABC dan DEFG) memiliki arah yang saling berlawanan, sehingga *stress* total yang dihasilkan adalah:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx; \quad \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx; \quad \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx \quad (2)$$

*Stress* tersebut bekerja pada suatu area dengan luas  $dydz$  dan volume  $dxdydz$ . Maka kita dapat memperoleh gaya per satuan volume pada elemen

medium tersebut pada arah sumbu  $x$ ,  $y$ , dan  $z$  yang dapat diekspresikan dengan  $\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x}$ ;  $\frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x}$ ;  $\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x}$ . Sehingga didapatkan total gaya per satuan volume pada arah sumbu  $x$  dalam persamaan :

$$\left( \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right) \quad (3)$$

Pada Hukum II Newton, gaya merupakan perkalian antara massa benda ( $m$ ) dan percepatannya ( $a$ ). Apabila dikaitkan dengan persamaan densitas benda  $\rho = m/V$ , maka kita akan mendapatkan persamaan gerak searah sumbu  $x$  elemen medium tersebut adalah:

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

Dengan cara yang sama, dapat diperoleh persamaan gerak pada arah lainnya.

Persamaan hubungan antara tegangan (*stress*)  $\sigma$  dan regangan (*strain*)  $\varepsilon$  adalah (Telford *et al.*, 2004) :

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

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

dengan

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

$$\varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}$$

$u, v, w$  menunjukkan komponen perpindahan partikel,  $\lambda'$  adalah konstanta Lame,  $\mu$  merupakan modulus geser ( $N/m^2$ ), dan  $\Delta$  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).

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

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

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

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 :

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

Komponen regangan benda yang mengalami perpindahan secara rotasional didefinisikan pada persamaan (15) sebagai (Telford *et al.*, 2004) :

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

(15)

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

$$\frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x$$

(16)

dengan  $\theta_x$  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 :

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

(17)

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

(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 :

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

(19)

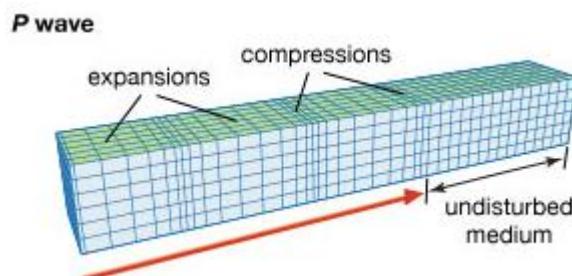
Menurut Telford *et al.* (2004), gelombang seismik terdiri dari dua tipe, yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*).

### a. Gelombang Badan

Gelombang badan adalah gelombang yang mampu menjalar dan merambat ke segala arah di dalam bumi, seperti gelombang suara dan cahaya yang menyebar ke segala arah menjauhi sumbernya. Berdasarkan gerak partikel, media, dan arah penjalarannya, gelombang badan dapat dibagi menjadi dua yaitu:

#### 1) Gelombang P (Primer/*Pressure*)

Gelombang P disebut dengan gelombang kompresi atau gelombang longitudinal. Gelombang ini dapat merambat melalui medium padat, cair dan gas. Ketika gelombang kompresi melalui suatu medium, partikel seolah-olah bergerak maju mundur searah dengan arah penjalaran gelombangnya (Gambar 5).

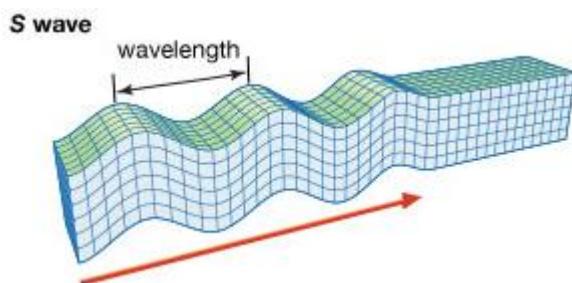


Gambar 5. Penjalaran Gelombang P (Encyclopaedia Britannica, 2008).

Gelombang P memiliki kecepatan paling tinggi di antara gelombang seismik lainnya sehingga gelombang ini merupakan gelombang yang pertama kali terekam di stasiun gempa (Lowrie, 2007).

## 2) Gelombang S (Sekunder/Shear)

Gelombang S disebut juga gelombang transversal. Arah gerakan partikel pada gelombang S tegak lurus terhadap arah penjalaran gelombangnya (Gambar 6). Gelombang ini hanya dapat merambat pada medium padat, karena cairan dan gas tidak memiliki daya elastisitas untuk kembali ke bentuk asal.



Gambar 6. Penjalaran gelombang S (Encyclopaedia Britannica, 2008).

Gelombang S memiliki kecepatan rambatan yang lebih kecil dibandingkan dengan gelombang P, sehingga gelombang ini terekam pada stasiun gempa setelah gelombang P (Lowrie, 2007).

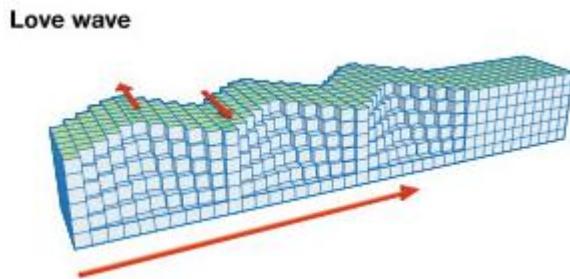
## b. Gelombang Permukaan

Gelombang permukaan adalah gelombang yang menjalar pada batas permukaan medium di permukaan lapisan bumi. Berdasarkan sifat gerakan partikel pada media elastik, gelombang permukaan merupakan gelombang kompleks yang memiliki frekuensi rendah dengan amplitudo yang besar. Gelombang ini menjalar akibat adanya efek *free surface* dimana terdapat perbedaan sifat elastik medium (Susilawati, 2008). Gelombang ini menyebabkan kerusakan paling parah karena

periode yang relatif lama. Gelombang permukaan terdiri dari gelombang Love dan gelombang Rayleigh.

### 1) Gelombang Love

Gelombang Love diperkenalkan oleh A.E.H Love, seorang ahli matematika dari Inggris pada tahun 1911. Gelombang Love merupakan gelombang permukaan yang menjalar dalam bentuk gelombang transversal dan merupakan gelombang S horizontal yang arah penjalarannya paralel dengan permukaannya (Gadallah dan Fisher, 2009). Gambar 7 menunjukkan ilustrasi penjalaran gelombang Love.



Gambar 7. Penjalaran gelombang Love (Encyclopaedia Britannica, 2008).

Gelombang Love lebih cepat daripada gelombang Rayleigh dan lebih dulu sampai pada seismograf. Kecepatan gelombang Love dinyatakan sebagai:

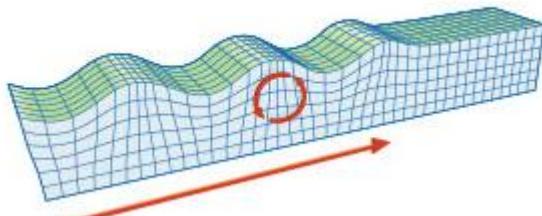
$$V_R < V_Q < V_S \text{ (km/s)}$$

dengan  $V_R$  adalah kecepatan gelombang Rayleigh,  $V_Q$  adalah kecepatan gelombang Love, dan  $V_S$  adalah kecepatan gelombang S. Saat terjadi gempa, gelombang Love adalah gelombang permukaan yang menyebabkan tanah mengalami pergeseran ke arah horizontal (Lowrie, 2007).

## 2) Gelombang Rayleigh

Gelombang Rayleigh diperkenalkan oleh Lord Rayleigh pada tahun 1885. Gelombang Rayleigh merupakan gelombang permukaan yang orbit gerakan partikelnya merupakan kombinasi dari gerakan partikel gelombang P dan S. Gerakan dari gelombang Rayleigh adalah *elliptic retrograde* atau *ground roll* yaitu tanah memutar ke belakang tetapi secara umum gelombang memutar ke depan. Gerakan partikel ini menyerupai elips serta tegak lurus dengan permukaan dan arah penjalarannya. Ilustrasi gelombang ini ditunjukkan pada Gambar 8.

**Rayleigh wave**



Gambar 8. Penjalaran Gelombang Rayleigh (Encyclopaedia Britannica, 2008).

Kecepatan gelombang Rayleigh ( $V_R$ ) diberikan oleh persamaan (20) (Lowrie, 2007):

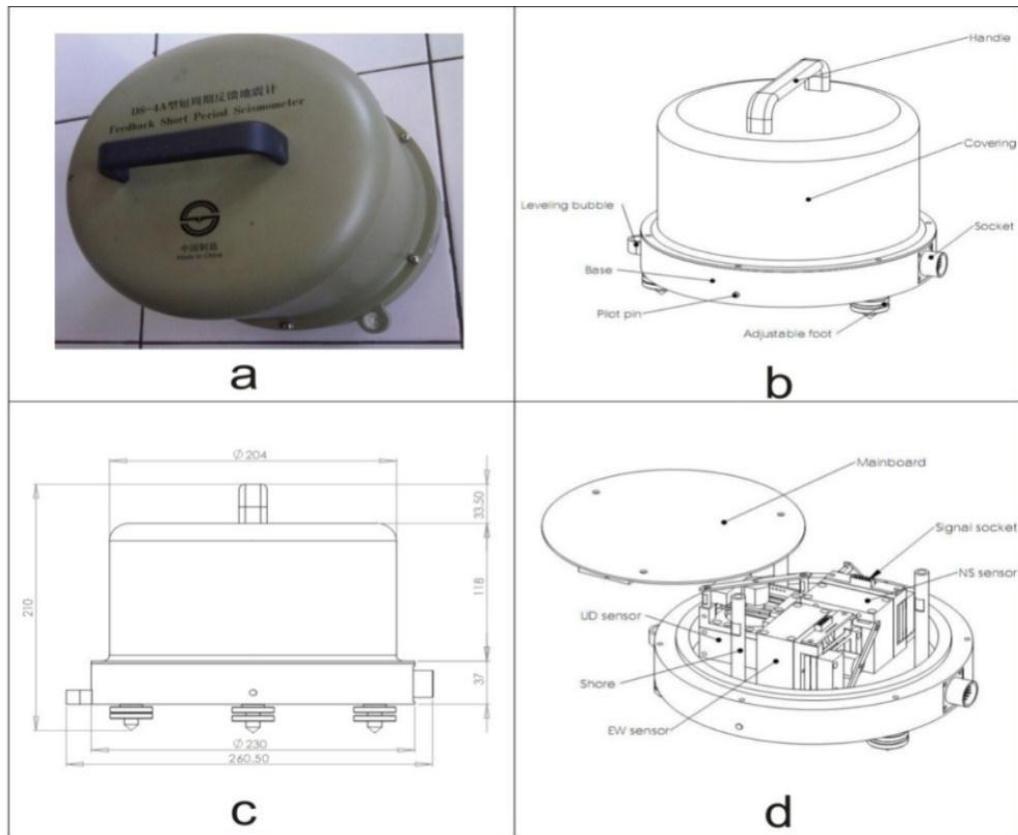
$$V_R = 0,92 V_s \quad (20)$$

Gerakan partikel gelombang Rayleigh adalah vertikal, sehingga pada saat terjadi gempa bumi besar, gelombang Rayleigh terlihat bergerak ke atas dan ke bawah pada permukaan tanah dan hanya ditemukan pada komponen vertikal seismogram.

## 3. Seismometer

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. 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 9.

Seismograf merupakan instrumen yang dapat mendeteksi dan mencatat pergerakan tanah atau getaran tanah akibat gempabumi beserta informasi waktu yang tepat. Seismograf terdiri dari seismometer, penunjuk waktu yang akurat, dan *digitizer* sinyal yang diperoleh dari seismometer. Hasil rekaman pergerakan tanah dari seismograf disebut seismogram. Pada penelitian ini seismograf yang digunakan adalah *Digital Portable Seismograph* tipe TDL-303S. Gambar 10 menunjukkan bentuk fisik seismograf TDL-303S.



Gambar 9. (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)



Gambar 10. Tampilan Fisik *Digital Portable Seismograph* Tipe TDL-303.

#### **4. Mikrotremor**

Mikrotremor adalah aktivitas getaran harmonik alami dari tanah yang terjadi secara terus menerus dengan amplitudo rendah yang dapat disebabkan oleh peristiwa alam maupun buatan, seperti angin, gelombang laut atau getaran kendaraan yang bisa menggambarkan kondisi geologi suatu wilayah dekat permukaan (Tokimatsu, 2004). Gelombang mikrotremor memiliki simpangan (amplitudo) getaran yang sangat kecil. Getaran tersebut dapat memiliki periode antara 0,05 – 2,00 detik atau bahkan mencapai 4,00 detik dengan amplitudo pergeseran sekitar  $0,1 - 1 \mu\text{m}$  (Mirzaoglu *et al.*, 2003).

Karakteristik mikrotremor suatu wilayah mencerminkan karakteristik batuan wilayah tersebut. Pengukuran mikrotremor banyak dilakukan pada studi penelitian struktur tanah untuk mengetahui keadaan bawah permukaan tanah. Dari hasil pengukuran mikrotremor dapat diketahui sifat getaran dalam berbagai jenis lapisan tanah dan periode dominannya (Nakamura *et al.*, 2000).

#### **5. Site Effect**

Dalam kajian teknik kegempaan, litologi yang lunak cenderung akan memberikan respon periode yang panjang (frekuensi rendah) dan memberikan penguatan gelombang yang lebih besar dibandingkan dengan batuan yang lebih kompak sehingga litologi yang lebih lunak cenderung akan memberikan resiko yang lebih tinggi apabila digoncang gempabumi. Fenomena ini biasa disebut dengan *site effect*. Salah satu faktor yang menyebabkan terjadinya *local site effect* ketika gempabumi adalah ketebalan lapisan sedimen pada daerah tersebut (Yasui

dan Noguchi, 2004). Menurut Nakamura (2008) ketebalan sedimen suatu daerah memiliki hubungan dengan frekuensi predominan dan kecepatan gelombang permukaan seperti diberikan oleh persamaan berikut:

$$f_g = \frac{V_s}{4H} \quad (21)$$

dimana  $f_g$  adalah frekuensi predominan (Hz),  $H$  adalah ketebalan lapisan sedimen (m), dan  $V_s$  adalah kecepatan rambat gelombang pada lapisan sedimen.

Endapan lunak akan memperkecil frekuensi getaran tanah dan memperpanjang durasinya, sehingga akan menambah efek kerusakan yang ditimbulkan. Gelombang seismik pada saat menjalar, terjebak dalam lapisan tanah lunak dan fenomena multi refleksi terjadi, menghasilkan getaran tanah yang sesuai dengan periode. Periode tersebut dinamakan periode predominan tanah (Nakamura, 1989). Disebutkan pula bahwa Kanai telah mengklasifikasikan jenis tanah berdasarkan periode predominan mikrotremor seperti yang ditunjukkan pada Tabel 1.

Perhitungan *site effect* digunakan untuk mengetahui nilai periode predominan tanah di titik penelitian. Metode yang sering digunakan dalam studi *site effect* adalah metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*). Periode predominan tanah didapatkan sebagai hasil pembagian satu dengan frekuensi predominan yang merupakan salah satu parameter yang dihasilkan melalui metode HVSR. Data mentah berupa sinyal seismik dalam domain waktu yang dihasilkan melalui pengukuran mikrotremor akan diubah menjadi sinyal dalam domain frekuensi (FFT), kemudian dilakukan penghalusan (*smoothing*) sinyal. Sinyal yang

dihasilkan dari proses *smoothing* adalah sinyal yang dianggap memenuhi syarat untuk dilakukan perhitungan menggunakan metode HVSR.

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

Klasifikasi Tanah	Periode predominan (sekon)	Klasifikasi Kanai	Deskripsi Tanah
Jenis I	0,05 – 0,15	Batuhan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan pasir berkerikil keras ( <i>hard sandy gravel</i> )	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis dan didominasi oleh batuan keras.
Jenis II	0,15 – 0,25	Batuhan alluvial dengan ketebalan 5m. Terdiri dari pasir berkerikil ( <i>sandy gravel</i> ), lempung keras berpasir ( <i>sandy hard clay</i> ), tanah liat, lempung ( <i>loam</i> ), dan sebagainya.	Ketebalan sedimen permukaan masuk dalam kategori menengah (5-10 m).
Jenis III	0,25 – 0,40	Batuhan alluvial yang hampir sama dengan tanah jenis II, hanya dibedakan oleh adanya formasi yang belum diketahui ( <i>buff formation</i> ).	Ketebalan sedimen permukaan masuk dalam kategori tebal (10-30 m).
Jenis IV	>0,40	Batuhan alluvial yang terbentuk dari sedimentasi delta, <i>top soil</i> , lumpur, tanah lunak, humus, endapan delta atau endapan lumpur, yang tergolong ke dalam tanah lembek, dengan kedalaman 30 m atau lebih.	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tebal.

## 6. Transformasi Fourier, DFT, dan FFT

### a. Transformasi Fourier

Transformasi Fourier dikembangkan oleh Jean Baptise Joseph Fourier.

Dalam survei mikrotremor transformasi Fourier digunakan untuk mengubah gelombang seismik dalam domain waktu menjadi domain frekuensi. Transformasi Fourier membagi sebuah sinyal menjadi frekuensi yang berbeda-beda dalam fungsi eksponensial kompleks. Fungsi-fungsi ini terkait dengan persamaan (22).

$$e^{i\theta} = \cos \theta + i \sin \theta \quad (22)$$

$$\cos \theta = \frac{1}{2}(e^{i\theta} + e^{-i\theta}) \text{ dan } i \sin \theta = \frac{1}{2i}(e^{i\theta} - e^{-i\theta}) \quad (23)$$

Misal  $f(\theta)$  adalah sebuah fungsi kompleks, dimana  $f$  periodik dengan periode  $2\pi$ , maka dalam bentuk deret Fourier  $f(\theta)$  dapat diuraikan sebagai (Chu, 2000):

$$f(\theta) = f(\theta + 2\pi) \quad (24)$$

$$f(\theta) = \frac{1}{2}a_0 + \sum_{n=1}^{\infty}(a_n \cos n\theta + b_n \sin n\theta) \quad (25)$$

dengan  $\frac{1}{2}a_0$  adalah koefisien, jika  $n = 0$ , maka  $\cos n = 0$  dan  $\sin 0 = 0$ , sehingga  $b_0 = 0$ . Dengan menggunakan fungsi eksponensial, persamaan (25) menjadi:

$$f(\theta) = C_n \sum_{n=-\infty}^{\infty}(e^{in\theta}) \quad (26)$$

Persamaan (26) digunakan untuk menentukan koefisien Fourier dengan mengalikan kedua sisi dengan  $e^{-ik\theta}$  dan mengintegralkan kedua sisi dengan batas  $\pi$  sampai  $-\pi$ , sehingga diperoleh :

$$\int_{-\pi}^{\pi} f(\theta) e^{-ik\theta} d\theta = \int_{-\pi}^{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} C_n (e^{i(n-k)\theta}) d\theta \quad (27)$$

dengan

$$\int_{-\pi}^{\pi} e^{i(n-k)\theta} d\theta = \begin{cases} 2\pi, & n = k \\ 0, & n \neq k \end{cases} \quad (28)$$

Sehingga persamaan (28) hanya mempunyai nilai saat  $n = k$ , dengan  $2\pi = T_0$ , dan  $\theta = \omega_0 t$ , maka koefisien Fourier dari sinyal periodik dengan interval  $\frac{-T_0}{2} < t < \frac{T_0}{2}$  didefinisikan sebagai :

$$C_k = \frac{1}{T_0} \int_{-T_0/2}^{T_0/2} f(\theta) e^{-ik\omega_0 t} d\theta \quad (29)$$

Saat  $T_0$  bertambah besar, maka  $\omega_0$  akan bertambah kecil sehingga jarak antar koefisien Fourier akan semakin kecil. Jika  $C_k T_0 = X(f)$ , dan saat  $T_0$  mendekati tak hingga, maka transformasi Fourier dinyatakan menjadi :

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j2\pi f t} dt \quad (30)$$

dengan  $x(t)$  adalah sinyal dalam domain waktu,  $e^{-j2\pi f t}$  adalah fungsi *kernel*,  $X(f)$  adalah fungsi dalam domain frekuensi, dan  $f$  adalah frekuensi. Persamaan (30) digunakan untuk mentransformasikan sinyal dari domain waktu ke dalam domain frekuensi.

### b. *Discrete Fourier Transform* (DFT)

Transformasi Fourier pada kasus waktu dan frekuensi yang kontinyu pada persamaan (31) 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 (31) dan  $\omega$  menjadi  $\theta n$  seperti pada persamaan (32) akan dihasilkan *Discrete-Time Fourier Transform* (DTFT) yang diberikan pada persamaan (33).

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \rightarrow \sum_{n=-\infty}^{n=+\infty} \quad (31)$$

$$e^{-j\omega} \rightarrow e^{-j\theta n} \quad (32)$$

$$X(f) = \sum_{n=-\infty}^{n=-\infty} x[n]e^{-j\theta n} \quad (33)$$

Dalam algoritma DTFT,  $\theta$  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  $2\pi$  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:

$$\text{unit frekuensi} = \frac{2\pi}{N} \quad (34)$$

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 ( $\theta$ ) yang telah

dilakukan *sampling* dapat diwakilkan oleh  $\theta[k]$ , dengan  $k$  adalah bilangan bulat yang merupakan indeks frekuensi. Pada persamaan (35) didefinisikan nilai  $\theta[k]$  untuk transformasi Fourier dengan panjang data  $N$ .

$$\theta[k] = \frac{2\pi k}{N} \quad (35)$$

dengan mengganti  $\theta$  pada persamaan (33) dengan  $\theta[k]$  pada persamaan (35) 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).

$$X[k] = \sum_{n=0}^{N-1} x[n] e^{-j \frac{2\pi k n}{N}} \quad (36)$$

atau lebih sering ditulis

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

dengan

$$W_N = e^{-j \frac{2\pi}{N}} \quad (38)$$

### 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 (37) yang dapat dijabarkan sebagai (Proakis dan Manolakis, 1996):

$$X^d[k] = x[0] + x[1]W_N^{k(1)} + x[2]W_N^{k(2)} + \dots + x[N-1]W_N^{k(N-1)} \quad (39)$$

bila  $x(n)$  dikelompokkan menjadi suku genap dan ganjil, persamaan (39) dapat diubah menjadi persamaan (40).

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

Persamaan (40) dapat juga dituliskan

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

Karena  $W_N^2 = W_{\frac{N}{2}}$ , persamaan (41) dapat diubah menjadi

$$X[k] = \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n]W_{\frac{N}{2}}^{nk} + W_N^k \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n+1]W_{\frac{N}{2}}^{nk} \quad (42)$$

dengan  $n = 0, 1, 2, \dots, \frac{N}{2} - 1$ . Persamaan (42) dapat pula dituliskan sebagai fungsi baru sebagai:

$$X[k] = G[k] + W_N^k H(k) \quad (43)$$

dengan  $G[k]$  dan  $H[k]$  didefinisikan pada persamaan (44) dan (45).

$$G[k] = \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n]W_{\frac{N}{2}}^{nk} \quad (44)$$

$$H[k] = \sum_{n=0}^{\frac{N}{2}-1} x[2n+1]W_{\frac{N}{2}}^{nk} \quad (45)$$

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 (46).

$$X\left[k + \frac{N}{2}\right] = G[k] - W_N^k H(k) \quad (46)$$

Persamaan (43) dan (46) 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 (47) merupakan susunan matrik DFT untuk  $N = 8$  (Van Loan, 1992).

$$\begin{bmatrix} X[0] \\ X[1] \\ X[2] \\ X[3] \\ X[4] \\ X[5] \\ X[6] \\ X[7] \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & W_8^1 & W_8^2 & W_8^3 & W_8^4 & W_8^5 & W_8^6 & W_8^7 \\ 1 & W_8^2 & W_8^4 & W_8^6 & W_8^8 & W_8^{10} & W_8^{12} & W_8^{14} \\ 1 & W_8^3 & W_8^6 & W_8^9 & W_8^{12} & W_8^{15} & W_8^{18} & W_8^{21} \\ 1 & W_8^4 & W_8^8 & W_8^{12} & W_8^{16} & W_8^{20} & W_8^{24} & W_8^{28} \\ 1 & W_8^5 & W_8^{10} & W_8^{15} & W_8^{20} & W_8^{25} & W_8^{30} & W_8^{35} \\ 1 & W_8^6 & W_8^{12} & W_8^{18} & W_8^{24} & W_8^{30} & W_8^{36} & W_8^{42} \\ 1 & W_8^7 & W_8^{14} & W_8^{21} & W_8^{28} & W_8^{35} & W_8^{42} & W_8^{49} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x[0] \\ x[1] \\ x[2] \\ x[3] \\ x[4] \\ x[5] \\ x[6] \\ x[7] \end{bmatrix} \quad (47)$$

## 7. Penghalusan (*smoothing*) data

Penghalusan data adalah proses memperhalus pola data dengan meminimalisasi efek *aliasing* sehingga hasil dari *smoothing* tidak berbeda dengan data sebelum *dismoothing*. Dalam pemrosesan sinyal untuk penghalusan suatu

sinyal dilakukan dengan cara membuat suatu fungsi pendekatan yang mempresentasikan pola data, sedangkan *noise* dalam hal ini dianggap sebagai frekuensi tinggi yang akan direduksi. Dalam penghalusan data, titik-titik data suatu sinyal dimodifikasi sedemikian rupa sehingga titik-titik yang tidak mengikuti pola tersebut akan direduksi. Penghalusan ini dilakukan sebelum perhitungan nilai H/V dan didasarkan pada persamaan Konno-Ohmachi (Konno dan Ohmachi, 1998):

$$W(f; f_c) = \left[ \frac{\sin(b \log_{10}(\frac{f}{f_c}))}{b \log_{10}(\frac{f}{f_c})} \right]^4 \quad (48)$$

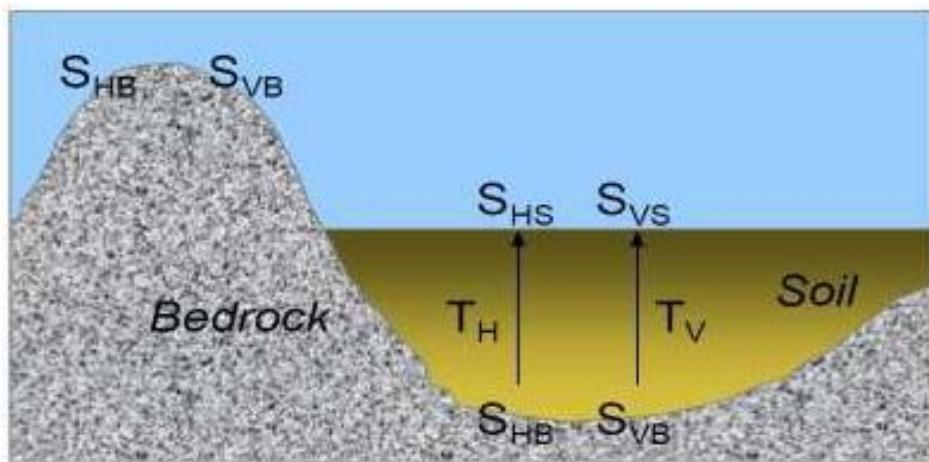
dengan  $b$  adalah faktor penambahan yang mengontrol penghalusan data. Nilai  $b$  biasanya 20 untuk penghalusan data yang signifikan, atau 40 dan 60 untuk penghalusan data yang lebih rendah.

## 8. HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)

Metode HVSR pertama kali diperkenalkan oleh Nogoshi dan Iragashi yang menyatakan adanya hubungan antara perbandingan komponen horizontal dan vertikal terhadap kurva elipsitas pada gelombang Rayleigh yang kemudian disempurnakan oleh Nakamura (1989). Nakamura mengusulkan sebuah hipotesa bahwa getaran mikrotremor pada suatu lokasi dapat ditentukan dengan menghitung rasio spektral antara komponen horizontal terhadap komponen vertikal yang diamati pada titik lokasi yang sama.

HVSR adalah metode yang didasarkan pada asumsi bahwa rasio spektrum horizontal dan vertikal dari getaran permukaan merupakan fungsi perpindahan. Hal itu juga menunjukkan bahwa karakteristik dinamis lapisan permukaan secara kasar

bisa dipahami pada titik yang diobservasi, jika pengamatan bentuk gelombang *seismic tremor* dilakukan pada tiga komponen, yaitu dua komponen horizontal dan satu komponen vertikal (Nakamura, 1989). Faktor amplifikasi atau amplitudo dari gerakan horizontal dan vertikal pada permukaan tanah sedimen berdasarkan pada gerakan seismik di permukaan tanah yang bersentuhan langsung dengan batuan dasar di area cekungan dilambangkan dengan  $T_H$  dan  $T_V$  (Nakamura, 2000).



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

Besarnya faktor amplifikasi horizontal  $T_H$  adalah :

$$T_H = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (49)$$

dengan  $S_{HS}$  adalah spektrum dari komponen gerak horizontal di permukaan tanah dan  $S_{HB}$  adalah spektrum dari komponen gerak horizontal pada dasar lapisan tanah.

Besarnya faktor amplifikasi vertikal  $T_V$  adalah :

$$T_V = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (50)$$

$S_{VS}$  adalah spektrum dari komponen gerak vertikal di permukaan tanah dan  $S_{VB}$  adalah spektrum dari komponen gerak vertikal pada dasar lapisan tanah.

Data mikrotremor tersusun atas beberapa jenis gelombang, tetapi yang utama adalah gelombang Rayleigh yang merambat pada lapisan sedimen di atas batuan dasar. Pengaruh dari gelombang Rayleigh pada rekaman mikrotremor besarnya sama untuk komponen vertikal dan horizontal saat rentang frekuensi 0,2 Hz – 20,0 Hz, sehingga rasio spektrum antara komponen horizontal dan vertikal di batuan dasar mendekati :

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} = 1 \quad (51)$$

Karena rasio spektrum antara komponen horizontal dan vertikal di batuan dasar mendekati nilai satu, maka gangguan yang terekam pada permukaan lapisan tanah akibat efek dari gelombang Rayleigh dapat dihilangkan, sehingga hanya ada pengaruh yang disebabkan oleh struktur geologi lokal atau *site effect* ( $T_{SITE}$ ).  $T_{SITE}$  menunjukkan puncak amplifikasi pada frekuensi dasar dari suatu lokasi (Slob, 2007). Berdasarkan persamaan (49), (50), dan (51) didapatkan besarnya  $T_{SITE}$  sebagai:

$$T_{SITE} = \frac{T_H}{T_V} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (52)$$

sehingga

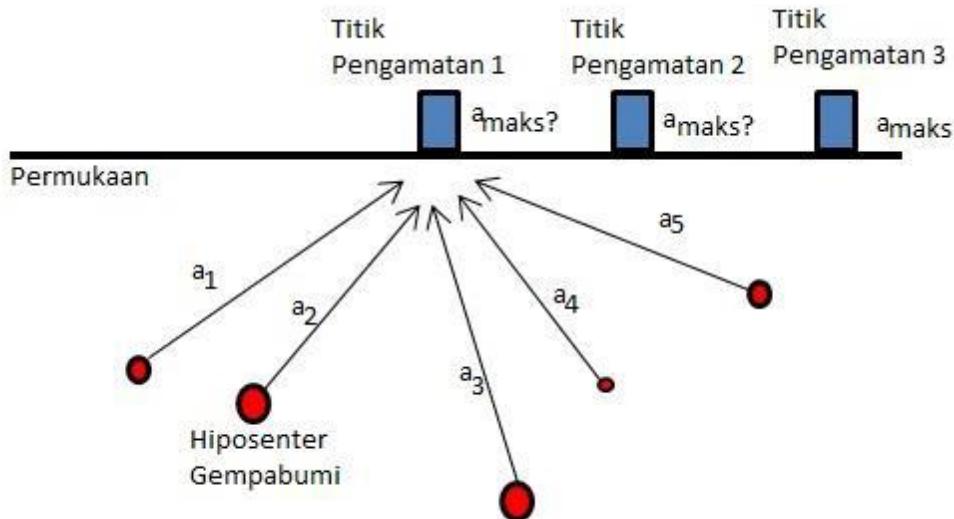
$$HVS = T_{SITE} = \frac{\sqrt{[(S_{North-South})^2 + (S_{East-West})^2]}}{S_{VS}} \quad (53)$$

Persamaan (53) menjadi dasar perhitungan rasio spektrum mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikalnya atau *Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR)*.

## 9. Percepatan Getaran Tanah Maksimum

Percepatan adalah parameter yang menyatakan perubahan kecepatan mulai dari keadaan diam sampai pada kecepatan tertentu. Setiap gempa yang terjadi akan menimbulkan satu nilai percepatan tanah pada suatu tempat (*site*). Percepatan getaran tanah adalah percepatan gelombang sampai ke permukaan bumi dengan satuan cm per sekon kuadrat.

Percepatan getaran tanah maksimum adalah nilai percepatan getaran tanah terbesar yang pernah terjadi di suatu tempat yang diakibatkan oleh gempabumi. Percepatan getaran tanah maksimum yang terjadi pada suatu titik tertentu dalam suatu kawasan dihitung dari akibat semua gempabumi yang terjadi pada kurun waktu tertentu dengan memperhatikan besar magnitudo dan jarak hiposenternya, serta periode predominan tanah di mana titik tersebut berada (Kirbani, 2012). Pada Gambar 12, percepatan getaran tanah maksimum di titik pengamatan 1 adalah nilai percepatan getaran tanah yang tertinggi yang diakibatkan oleh *event-event* gempa yang pernah terjadi.



Gambar 12. Ilustrasi percepatan tanah maksimum (Tim Geofisika UGM, 2013).

Percepatan getaran tanah dapat diukur secara langsung menggunakan *accelerograph* yang dipasang pada suatu tempat maupun secara tidak langsung menggunakan pendekatan empiris dengan input parameter hasil analisis mikrotremor.

Metode Kanai (1966) merupakan salah satu metode pendekatan empiris yang dapat digunakan untuk menghitung nilai percepatan getaran tanah maksimum. Metode ini memperhitungkan input parameter gempabumi seperti episenter, kedalaman dan magnitudo, serta periode predominan tanah sebagai input parameter hasil analisis mikrotremor. Rumus empiris untuk menghitung nilai percepatan getaran tanah menggunakan metode Kanai (1966) diberikan oleh persamaan:

$$\alpha = \frac{a_1}{\sqrt{T_G}} 10^{a_2 M - P \log R + Q} \quad (54)$$

$$P = a_3 + a_4/R \quad (55)$$

$$Q = a_5 + a_6/R \quad (56)$$

dimana  $\alpha$  adalah nilai percepatan getaran tanah ( $\text{cm/s}^2$ ),  $M$  adalah magnitudo gempabumi dalam skala Richter,  $R$  adalah jarak hiposenter (km),  $T_G$  adalah periode predominan tanah (sekon), dan dengan konstanta-konstanta  $a_1 = 5$ ,  $a_2 = 0,61$ ,  $a_3 = 1,66$ ,  $a_4 = 3,60$ ,  $a_5 = 0,167$ ,  $a_6 = -1,83$  (Douglas, 2004).

Semakin besar nilai percepatan getaran tanah yang pernah terjadi di suatu tempat, semakin besar bahaya dan resiko gempabumi yang mungkin terjadi. Periode predominan tanah merupakan salah satu karakteristik dinamik dari lapisan tanah yang berpengaruh terhadap nilai percepatan getaran tanah di tempat tersebut. Gelombang yang melalui lapisan tanah akan menimbulkan resonansi. Hal ini disebabkan karena gelombang gempa mempunyai spektrum yang lebar sehingga hanya gelombang gempa yang sama dengan periode predominan tanah yang akan diperkuat. Bangunan yang ada di atasnya akan menerima getaran-getaran yang sama dengan getaran tanah yang terjadi akibat gempa, di mana arahnya dapat diuraikan menjadi 2 komponen yaitu komponen vertikal dan komponen horizontal. Untuk getaran yang vertikal umumnya kurang berbahaya karena searah dengan gaya gravitasi bumi. Sedangkan untuk komponen horizontal menyebabkan bangunan seperti diayun. Bila bangunan itu tinggi, maka dapat diumpamakan seperti bandul yang mengalami paksaan (*forced vibration*) sehingga sangat membahayakan.

## 10. Intensitas Gempa

Intensitas gempabumi pada suatu tempat diklasifikasikan berdasarkan efek yang terlihat akibat gempa yang terjadi. Intensitas gempabumi digunakan untuk mengukur tingkat getaran tanah berdasarkan kerusakan yang ditimbulkan oleh gempa. Gempa besar yang terjadi dapat menyebabkan perubahan pada susunan alami permukaan bumi atau kerusakan berat pada struktur buatan manusia seperti bangunan, jembatan, dan bendungan. Gempa kecil pun dapat menyebabkan ketidakseimbangan bahkan kerusakan pada bangunan, jika konstruksi atau penggunaan material pada bangunan tersebut buruk.

Intensitas gempa bumi dinyatakan dalam bentuk skala Mercally yang biasa disebut MMI (*Modified Mercally Intensity*). Skala ini diusulkan oleh G. Mercalli pada tahun 1902 yang berisi 12 tingkatan dari akibat yang ditimbulkan gempabumi, dimulai dari yang lemah sampai yang kuat (Tabel 2). Terdapat hubungan secara empiris dari nilai percepatan tanah maksimum dengan skala intensitas dalam MMI, seperti diberikan oleh persamaan Wald (1999) berikut ini:

$$IMM = 3.6 \log \alpha - 1.66 \quad (57)$$

dengan IMM adalah intensitas gempa menurut skala MMI dan  $\alpha$  menyatakan percepatan tanah maksimum. Berdasarkan skala intensitas gempabumi, dapat diketahui juga besarnya tingkat resiko kawasan rawan bencana gempabumi di suatu daerah.

Tabel 2. Intensitas gempabumi skala MMI (*Modified Mercalli Intensity*) (Wald, 1999; Lowrie, 2007).

Tingkat kerawanan	Skala MMI	Rentang nilai MMI	Deskripsi <i>effect</i> yang dirasakan
Rendah	I	0,50 – 1,49	Getaran tidak dirasakan kecuali dalam keadaan hening, dan hanya dirasakan oleh beberapa orang.
	II	1,50 – 2,50	Getaran dirasakan oleh beberapa orang yang tinggal diam, lebih-lebih di rumah tingkat atas. Benda-benda ringan yang digantung terlihat bergoyang.
	III	2,51 – 3,49	Getaran dirasakan di rumah tingkat atas. Terasa getaran seakan ada truk lewat, lamanya getaran dapat ditentukan.
	IV	3,50 – 4,50	Pada siang hari dirasakan oleh orang banyak dalam rumah, di luar oleh beberapa orang, kendaraan yang sedang berhenti bergerak dengan jelas. Pada malam hari orang terbangun, piring dan gelas dapat pecah, jendela dan pintu berbunyi.
Menengah	V	4,51 – 5,49	Getaran dirasakan oleh hampir semua penduduk, jendela kaca dan plester dinding pecah, barang-barang terpelanting, pohon-pohon tinggi tampak bergoyang
	VI	5,50 – 6,50	Getaran dirasakan oleh semua penduduk, kebanyakan terkejut dan lari ke luar, kadang-kadang meja kursi bergerak, plester dinding dan cerobong asap pabrik rusak. Terjadi kerusakan ringan.
	VII	6,51 – 7,49	Semua orang ke luar rumah, kerusakan ringan pada rumah-rumah dengan bangunan dan konstruksi yang baik. Cerobong asap pecah atau retak-retak. Goncangan terasa oleh orang yang naik kendaraan.
	VIII	7,50 – 8,50	Kerusakan ringan pada bangunan-bangunan dengan konstruksi yang kuat. Retak-retak pada bangunan yang kuat. Banyak kerusakan pada bangunan yang tidak kuat. Dinding dapat lepas dari kerangka rumah, cerobong asap pabrik-pabrik dan monumen-monumen. Meja kursi terlempar, air menjadi keruh, orang naik sepeda motor terasa terganggu.
Tinggi	IX	8,51 – 9,49	Kerusakan pada bangunan yang kuat, rangka-rangka rumah menjadi tidak lurus, banyak

		lubang-lubang karena retak-retak pada bangunan yang kuat. Rumah tampak bergeser dari pondasinya, pipa-pipa dalam tanah putus
X	9,50 – 10,50	Bangunan dari kayu yang kuat rusak, rangka-rangka rumah lepas dari pondasinya, tanah longsor di sekitar sungai dan tempat-tempat yang curam saat terjadi air bah
XI	10,51 – 11,49	Bangunan-bangunan kayu sedikit yang tetap berdiri, jembatan rusak. Pipa dalam tanah tidak dapat dipakai sama sekali, tanah terbelah, rel melengkung sekali.
XII	11,50 – 12,50	Hancur sama sekali. Gelombang tampak pada permukaan tanah, pemandangan menjadi gelap, benda-benda terlempar ke udara.

## 11. Deskripsi Daerah Penelitian

### a. Kondisi geografis

Lokasi penelitian berada di dua kabupaten, yaitu Kabupaten Bantul dan Kabupaten Gunungkidul, tepatnya Kecamatan Imogiri dan Dlingo di Kabupaten Bantul serta Kecamatan Panggang dan Playen di Kabupaten Gunungkidul.

#### 1) Kabupaten Bantul

Wilayah Kabupaten Bantul terletak antara  $110^{\circ} 12' 34''$  sampai  $110^{\circ} 31' 08''$  BT dan antara  $7^{\circ} 44' 04''$  sampai  $8^{\circ} 00' 27''$  LS. Lokasi penelitian pada Kabupaten Bantul berada di Kecamatan Dlingo dan Imogiri. Kecamatan Dlingo dengan luas  $55,87 \text{ km}^2$  merupakan kecamatan terluas di Kabupaten Bantul dengan prosentase luas wilayah 11,02% dari total luas wilayah Kabupaten Bantul. Kepadatan penduduk di Kecamatan Dlingo menempati urutan terbawah dari 17 Kecamatan di Kabupaten Bantul yaitu  $653 \text{ jiwa/km}^2$ . Sementara itu, Kecamatan Imogiri merupakan kecamatan terluas kedua di Kabupaten Bantul setelah Kecamatan Dlingo dengan luas  $54,49 \text{ km}^2$ , dan prosentase luas wilayah 10,75 % dari total luas

wilayah Kabupaten Bantul. Kepadatan penduduk di Kecamatan Imogiri menempati urutan ke-15 dari 17 Kecamatan yang ada di Kabupaten Bantul yaitu 1.066 jiwa/km<sup>2</sup> (BPS, 2016).

## 2) Kabupaten Gunungkidul

Wilayah Kabupaten Gunungkidul terletak antara 7° 46' – 8° 09' LS dan 110° 21' – 110° 50' BT yang berbatasan dengan Kabupaten Klaten dan Sukoharjo (Jawa Tengah) di sebelah utara, Kabupaten Wonogiri (Jawa Tengah) di sebelah timur, Samudra Indonesia sebelah selatan serta Kabupaten Bantul, Sleman, dan kota Yogyakarta di sebelah barat. Kabupaten Gunungkidul tercatat memiliki luas 1485,36 km<sup>2</sup> yang meliputi 144 Desa dalam 18 Kecamatan.

Lokasi penelitian pada Kabupaten Gunungkidul berada di Kecamatan Playen dan Panggang. Kecamatan Playen memiliki wilayah seluas 104,48 km<sup>2</sup> atau 7,03% dari seluruh wilayah Gunungkidul dan merupakan wilayah terluas ke-2 dari 18 Kecamatan di Kabupaten Gunungkidul. Kepadatan penduduk di Kecamatan Playen menempati urutan ke-14 dari 18 Kecamatan di Kabupaten Gunungkidul yaitu 540 jiwa/km<sup>2</sup>. Sementara itu, Kecamatan Panggang merupakan kecamatan terluas ke-5 di Kabupaten Gunungkidul dengan luas 99,80 km<sup>2</sup>, atau 6,72% dari total luas wilayah Kabupaten Gunungkidul. Kepadatan penduduk di Kecamatan Panggang menempati urutan ke-17 dari 18 Kecamatan yang ada di Kabupaten Bantul yaitu 277 jiwa/km<sup>2</sup> (BPS, 2016).

## **b. Stratigrafi regional**

Berdasarkan peta geologi lembar Yogyakarta (1995), lokasi penelitian yang berada pada titik koordinat 7,9212° LU – 7,9977° LS dan 110,3923° BB – 110,4677° BT merupakan lokasi yang tersusun atas tiga formasi batuan, yaitu formasi Nglanggran, formasi Sambipitu, dan formasi Wonosari. Ketiga formasi tersebut merupakan susunan formasi yang berada pada stratigrafi regional Pegunungan Selatan bagian barat seperti ditunjukkan Gambar 12. Litologi daerah penelitian di kolom stratigrafi berada pada formasi yang diberi tanda kotak merah.

### 1) Formasi Nglanggran

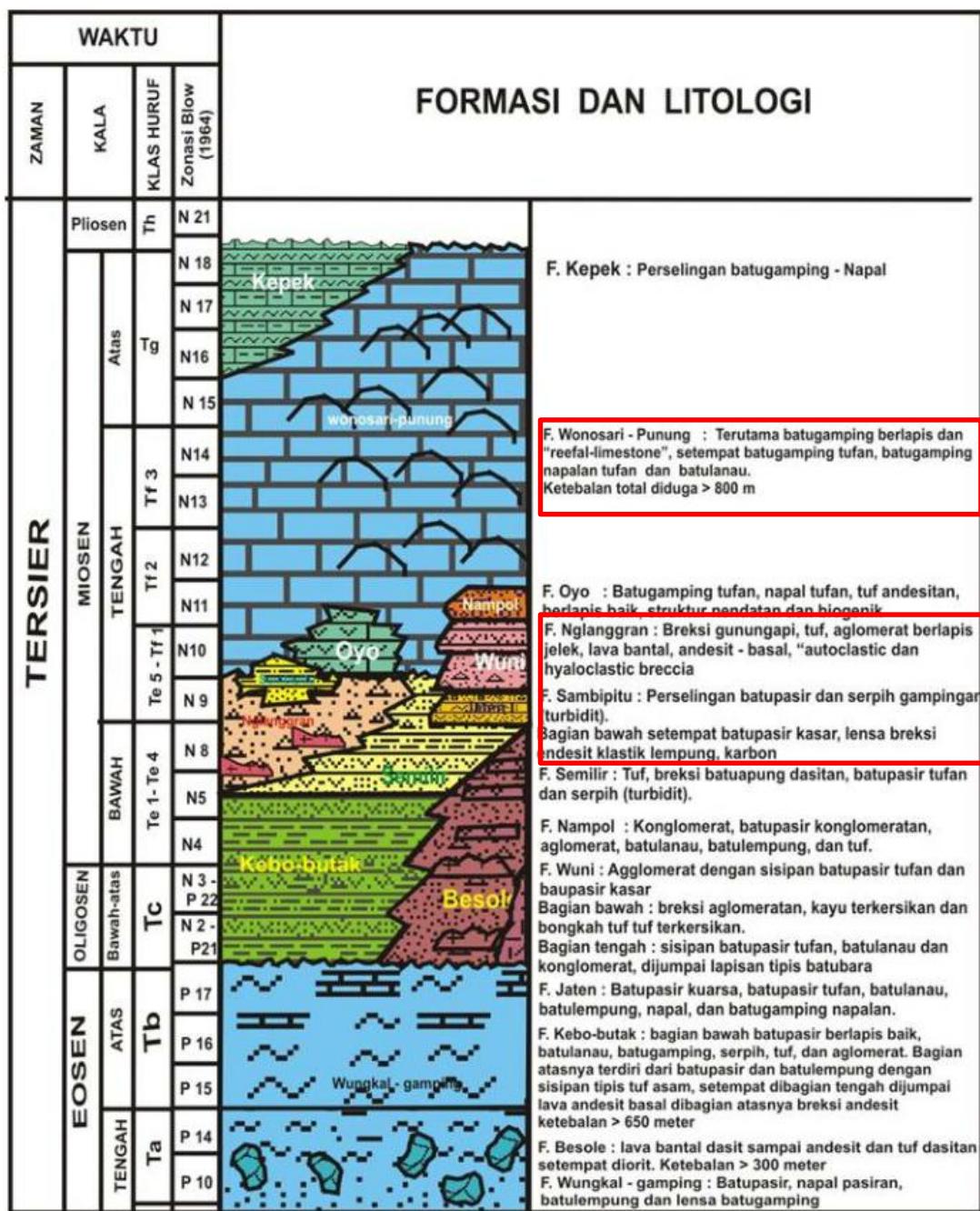
Formasi Nglanggran tersusun oleh breksi gunung api dengan fragmen andesit, breksi aliran, agglomerat, lava, dan tuff. Menurut Toha *et al.* (1996), di beberapa tempat formasi ini terlihat sebagai perkembangan dari tubuh batuan beku andesit basal yang berubah secara berangsur-angsur menjadi batuan beku terkekarkan berstruktur bantal, breksi autoklastik, hialoklastik dan akhirnya menjadi breksi andesit. Formasi ini berumur Miosen tengah dan bawah. Formasi Nglanggran yang pada awalnya merupakan satu satuan yang terdiri dari breksi, dapat dipisahkan menjadi 2 satuan yang berbeda serta mempunyai proses mekanisme pengendapan yang berbeda, yaitu satuan breksi formasi Nglanggran dengan karakteristik terdapat batupasir sebagai sisipan dan satuan breksi andesit dengan lava sebagai sisipan (Febbyanto, 2012).

## 2) Formasi Sambipitu

Di atas formasi Nglanggran terdapat formasi batuan yang menunjukkan ciri-ciri turbidit, yaitu formasi Sambipitu. Formasi ini tersusun atas tuff, batupasir, serpih, batu lanau dan konglomerat. Berdasarkan hasil dan analisa *measuring section* (pengukuran stratigrafi terukur) yang dilakukan di daerah Patuk – Gedangsari – Sambipitu Kabupaten Gunungkidul, mekanisme sedimentasi arus turbid di formasi Sambipitu dibagi menjadi dua, yaitu satuan batupasir bagian bawah yang terdiri dari batu pasir kasar dengan endapan turbidit volkanoklastik berselang – seling dengan tuff halus dan lapilli yang diakibatkan oleh pengaruh vulkanisme yang tinggi pada Miosen bawah sampai Miosen tengah, dan satuan batupasir bagian atas yang berangsur-angsur menjadi batupasir halus yang berseling-seling dengan serpih, batu lanau, dan batu lempung (IAGI, 2013).

## 3) Formasi Wonosari

Di atas formasi Sambipitu terdapat formasi Oyo dan formasi Wonosari. Pada Miosen tengah – Miosen atas diendapkan formasi Wonosari yang tersusun atas batugamping berlapis, batugamping terumbu, batugamping napalan, kalkarenit, dan kalkarenit tuffan. Formasi ini termasuk dalam kelompok Gunung Sewu bersama dengan formasi Kepek, formasi Oyo, dan formasi Sambipitu, yaitu formasi yang diendapkan pada cekungan Wonosari



Gambar 13. Tatanan Stratigrafi Pegunungan Selatan Bagian Barat (Suyoto, 1994).

Setiap litologi batuan penyusun formasi memiliki densitas yang berbeda-beda. Litologi yang sama dapat memiliki nilai densitas yang berbeda dan litologi yang berbeda juga dapat memiliki nilai densitas yang sama, tergantung pada keterkaitan dan kekompakan butir penyusun lithologi tersebut.

## **B. Kerangka Berpikir**

Akuisisi data pada lokasi penelitian menghasilkan data mentah berupa data mikrotremor. Melalui *Sesarray-Geopsy*, data mentah *defilter* untuk mendapatkan sinyal tanpa *noise*. Setelah itu sinyal akan diolah pada *software Matlab-2008* berupa pengubahan sinyal dalam domain waktu menjadi sinyal dengan domain frekuensi dan proses *smoothing* sinyal. Sinyal yang dihasilkan kemudian akan diolah menggunakan metode HVSR untuk mencari frekuensi predominan tanah dan faktor amplifikasi.

Nilai percepatan getaran tanah dianalisis menggunakan metode Kanai (1966) sesuai persamaan (54) untuk 21 *event* gempa Yogyakarta yang terjadi dalam kurun waktu 10 tahun terahir, dengan magnitudo  $\geq 3$  SR dan episenter berada di kawasan sebelah timur sesar Opak. Nilai percepatan getaran tanah maksimum (PGA) yang diperoleh kemudian digunakan untuk menghitung nilai intensitas gempa menggunakan persamaan Wald seperti persamaan (57). Setelah itu, PGA dan intensitas dipetakan menggunakan *software Surfer 12* dan dikaitkan dengan kondisi geologi setempat.

## **BAB III**

### **METODE PENELITIAN**

#### **A. Waktu dan Tempat Penelitian**

Penelitian dimulai pada Desember 2015 dengan studi *literature* dan diskusi. Pengambilan data lapangan dilakukan selama 3 hari pada tanggal 14-16 Maret 2016. Pengambilan data berupa pengukuran sinyal mikrotremor secara langsung di 25 titik pengamatan dengan interval setiap titik 2 km. Lokasi penelitian berada di kawasan sesar Sungai Oyo dengan koordinat geografis  $7,9212^\circ$  LS –  $7,9977^\circ$  LS dan  $110,3923^\circ$  BT –  $110,4677^\circ$  BT yang melintasi dua kabupaten, yaitu Kabupaten Bantul (Kecamatan Imogiri dan Dlingo), dan Kabupaten Gunungkidul (Kecamatan Playen dan Panggang).

#### **B. Variabel Penelitian**

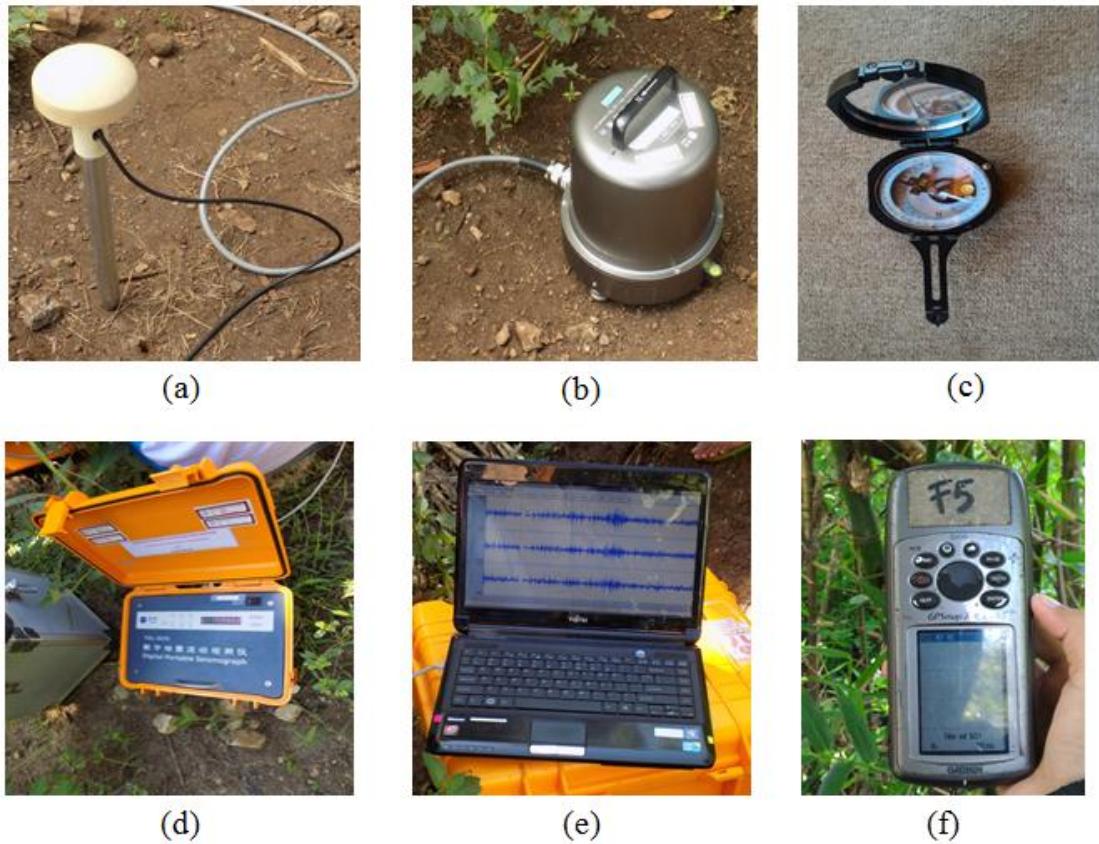
Variabel – variabel yang terdapat pada penelitian ini adalah :

1. Variabel Bebas : Titik penelitian
2. Variabel Terkontrol : Episenter, magnitudo, dan kedalaman gempa.
3. Variabel Terikat : Frekuensi predominan tanah ( $f_0$ ), percepatan getaran tanah maksimum.

### C. Instrumen Penelitian

Terdapat 2 instrumen yang digunakan pada penelitian ini, yaitu perangkat keras dan perangkat lunak. Perangkat keras digunakan saat proses pengambilan atau akuisisi data (Gambar 14), sedangkan perangkat lunak digunakan dalam proses pengolahan data.

1. Perangkat keras (*Hardware*)
  - a. Satu set *Digital Portable Seismograph* tipe TDL 303-S yang dilengkapi dengan *seismic sensor (seismometer)* tipe TDV-23S sebagai alat perekam getaran tanah pada setiap titik pengamatan, *digitizer* tipe TDL-303S untuk merekam sinyal getaran tanah yang diperoleh dari seismometer, kabel penghubung antara *digitizer* dan *seismic sensor (seismometer)*, serta antena GPS (*Global Positioning System*) untuk memunculkan koordinat titik pengamatan.
  - b. Kompas untuk menentukan arah utara saat memasang sensor seismik (*seismometer*).
  - c. Laptop untuk menyimpan data hasil rekaman dari sensor seismik (*seismometer*).
  - d. GPS *portable* sebagai penunjuk arah dan rute menuju lokasi penelitian.
  - e. Lembar *check list survey* mikrotremor.
  - f. Lembar desain survei dan rute menuju lokasi penelitian.
  - g. *Stopwatch* untuk menunjukkan lamanya waktu pengambilan data.



Gambar 14. Peralatan Akuisisi Mikrotremor, yaitu (a) GPS, (b) *Seismic sensor*, (c) kompas, (d) *Digitizer*, (e) Laptop, dan (f) *GPS portable*.

## 2. Perangkat lunak (*Software*)

- a. *Microsoft Word 2010* untuk menyusun laporan penelitian.
- b. *Microsoft Excel 2010* untuk mengolah data.
- c. *MATLAB R2008a* untuk menganalisis data mikrotremor dengan *Fast Fourier Transform (FFT)*.
- d. *Sesarray Geopsy* untuk mem-*filter* gelombang dengan cara *cutting* gelombang.
- e. *Surfer12* untuk mengolah hasil dalam bentuk zonasi.
- f. *Google Earth* untuk mengetahui kondisi alam daerah penelitian.

- g. *Global Mapper13* untuk menggabungkan dan memotong peta serta mengubah format menjadi .kmz agar dapat dibuka pada *Google Earth*.
- h. *Command Prompt* untuk menampilkan hasil *cutting* gelombang dalam format .xlsx.

## **D. Teknik Pengambilan Data**

### 1. Pra-survei

Pra-survei dilakukan dengan 3 tahapan, yaitu penentuan lokasi penelitian, survei umum kawasan dan pembuatan desain survei. Penentuan lokasi didasarkan pada 5 hal, yaitu:

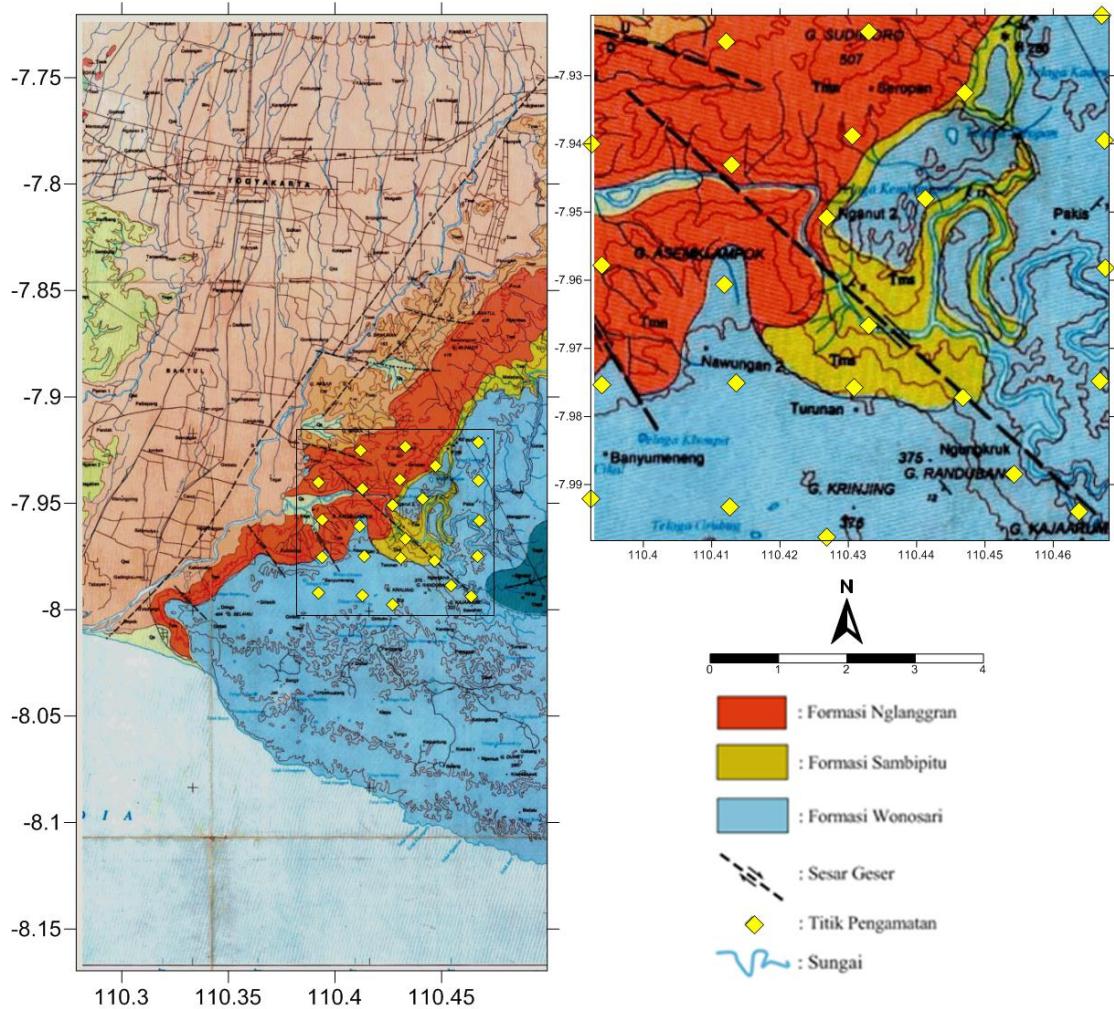
- a. Berdasarkan penelitian Walter *et al* (2008) penyebab gempabumi Yogyakarta 27 Mei 2006 bukanlah Sesar Opak, melainkan *unidentified fault* yang berjarak 10-15 km sebelah timur pegunungan Gunungkidul.
- b. Menurut USGS, episenter gempabumi Yogyakarta 27 Mei 2006 berada di koordinat 7,961° LS dan 110,446° BT yang masuk dalam jalur sesar kawasan Sungai Oyo.
- c. Hasil pemetaan *aftershock* gempabumi Yogyakarta 27 Mei 2006 menurut GFZ (2006) tersebar di jalur sesar kawasan sungai Oyo.
- d. Garis *cross section* bawah permukaan tanah berdasarkan Peta Geologi Lembar Yogyakarta (1995) harus masuk dalam lokasi penelitian.
- e. Lokasi penelitian dibatasi hanya mencakup sesar berarah barat laut – tenggara di kawasan Sungai Oyo.

Tahapan kedua yaitu survei umum kawasan. Tahapan ini dilakukan dengan tujuan untuk mengetahui secara langsung kondisi alam di Kabupaten Bantul dan Gunungkidul yang menjadi lokasi penelitian. Secara umum kondisi alam lokasi penelitian berada di daerah perbukitan dengan lembah yang curam dan jalan menanjak sampai menurun yang berliku untuk mencapai lokasi tersebut.

Tahapan yang ketiga yaitu pembuatan desain survei berdasarkan penentuan lokasi. Secara *grid* ditetapkan sebanyak 25 titik sebagai titik pengamatan dengan interval 2 km. Desain survei dibuat menggunakan *software Surfer12* dengan Peta Geologi Lembar Yogyakarta yang telah dipotong menggunakan *software Global Mapper13* seperti Gambar 15.

## 2. Survei lapangan.

Survei lapangan bertujuan untuk menemukan lokasi dari koordinat titik pengamatan yang telah dibuat pada desain survei. Sebelumnya, koordinat dari 25 titik pengamatan dimasukkan ke dalam GPS *portable* yang berfungsi sebagai penunjuk arah dan rute bagi peneliti untuk menuju ke titik – titik pengamatan. Survei lapangan juga digunakan untuk mencari posisi yang strategis saat pengambilan data sesuai aturan *SESAME European Research Project* pada Tabel 3. Selain itu, melalui survei lapangan peneliti dituntut menemukan rute tercepat untuk berpindah dari satu titik pengamatan ke titik pengamatan yang lainnya.



Gambar 15. Desain Survei Berdasarkan Batasan Penentuan Lokasi

### 3. Pengambilan data

Pengambilan data mikrotremor di setiap titik pengamatan dilakukan selama kurang lebih 30 menit dengan frekuensi *sampling* 100 Hz. Pengambilan data dilakukan berdasarkan prasyarat teknis survei mikrotremor di lapangan menurut *SESAME European Research Project* pada Tabel 3.

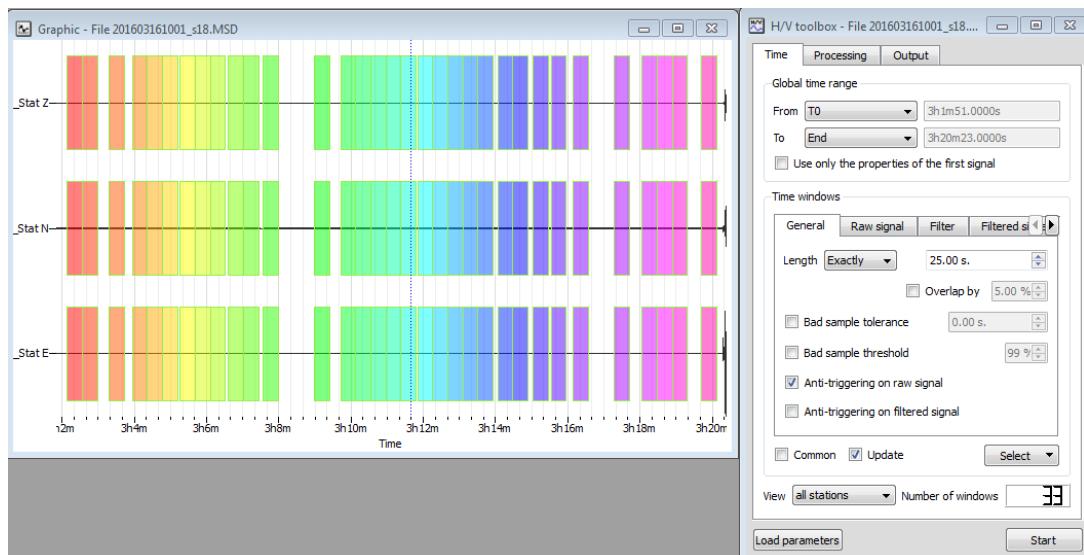
Tabel 3. Prayarat Penelitian Mikrotremor (SESAME, 2004).

Jenis parameter	Saran yang dianjurkan	
Durasi pencatatan	$f_0$ 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 (insitu)	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Atur sensor langsung pada permukaan tanah</li> <li>▪ Hindari menempatkan sensor seismograf pada permukaan tanah lunak.</li> </ul>	
<i>Coupling soil-sensor</i> buatan atau artifisial	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Hindari lempengan yang terbuat dari material lunak seperti karet atau busa.</li> <li>▪ Pada kemiringan yang curam dimana sulit mendapatkan level sensor yang baik, pasang sensor dalam timbunan pasir.</li> </ul>	
Keberadaan bangunan atau pohon	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Hindari pengukuran dekat dengan bangunan, gedung bertingkat, dan pohon yang tinggi, jika tiupan angin di atas <math>\pm 5</math> m/s. Kondisi ini sangat mempengaruhi hasil analisa HVSR yang ditunjukkan dengan kemunculan frekuensi rendah pada kurva.</li> <li>▪ Hindari pengukuran di lokasi tempat parkiran, pipa air dan gorong-gorong.</li> </ul>	
Kondisi Cuaca	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Angin : Lindungi sensor dari angin (lebih cepat dari 5 m/s).</li> <li>▪ Hujan : Hindari pengukuran pada saat hujan lebat. Hujan ringan tidak memberikan gangguan berarti.</li> <li>▪ Suhu : Mengecek kondisi sensor dan mengikuti instruksi pabrik.</li> </ul>	
Gangguan	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Sumber monokromatik : hindari pengukuran mikrotremor dekat dengan mesin, industri, pompa air, generator yang sedang beroperasi.</li> <li>▪ Sumber sementara : jika terdapat sumber getar <i>transient</i> (jejak langkah kaki, mobil lewat, motor lewat) tingkatkan durasi pengukuran untuk memberikan jendela yang cukup untuk analisis setelah gangguan tersebut hilang.</li> </ul>	

## E. Teknik Analisis Data

### 1. Filter gelombang tanpa *noise* menggunakan *software Sesarray Geopsy*

Filter gelombang tanpa *noise* (*windowing*) dilakukan menggunakan *software Sesarray Geopsy* untuk semua data pengamatan. Setiap data pengamatan akan menghasilkan sejumlah *window* yang ditunjukkan oleh pengelompokan spektrum warna seperti pada Gambar 16. Sebagai contoh, pengukuran di titik 18 menghasilkan jumlah *window* sebanyak 33 *window*. Pemilihan sinyal atau *cutting* dilakukan pada setiap *window* dan disimpan dalam satu folder. Sinyal yang telah dipilih tersebut kemudian diubah menjadi format .xlsx menggunakan *software Command Prompt*. Pemilihan sinyal pada titik 18 ditunjukkan oleh Gambar 16.



Gambar 16. Contoh Pemilihan Sinyal Pada Titik 18.

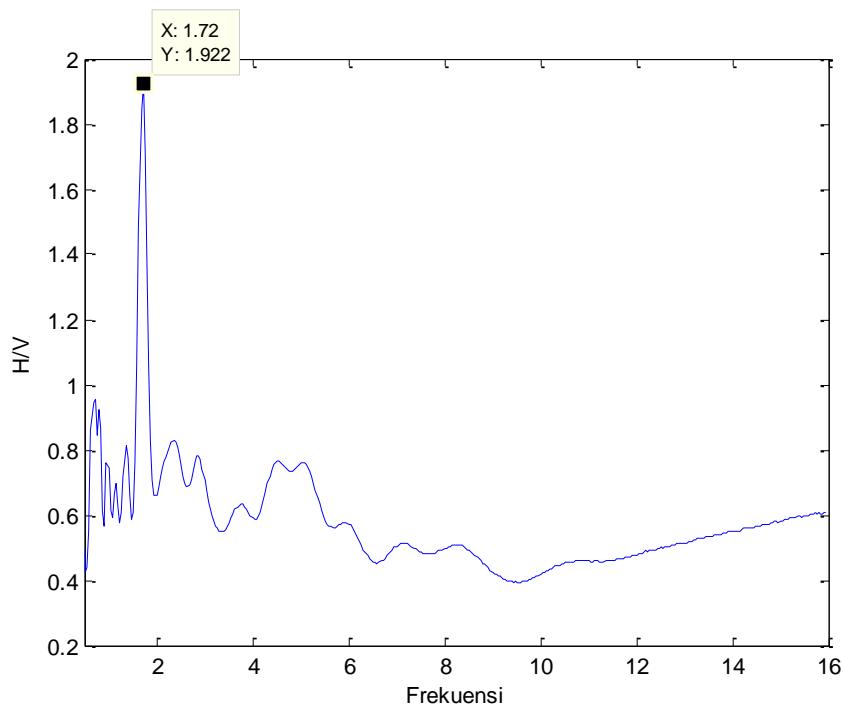
Setelah dilakukan proses pemilihan sinyal untuk semua data pengamatan, diperoleh hasil bahwa data pada titik 21 tidak sesuai dengan ketentuan yang ditetapkan oleh *SESAME European Research Project* (2004) dimana *window* minimum yang diperbolehkan berjumlah 10. Pada titik 21 hanya didapatkan 5 *window*, sehingga untuk selanjutnya data titik 21 tidak digunakan dan dihilangkan dalam proses pengolahan data.

## 2. Analisis data mikrotremor dengan *Fast Fourier Transform* (FFT)

File yang telah *dfilter* dan diubah ke dalam format .xlsx kemudian dianalisis menggunakan *software Matlab R2008a*. File dalam format .xlsx ini berisikan tiga komponen sinyal mikrotremor, yaitu komponen horizontal *North-South* (NS), komponen horizontal *East-West* (EW), dan komponen Vertikal (V). Ketiga komponen ini selanjutnya dianalisis dengan algoritma *Fast Fourier Transform* (FFT) yang dijalankan dalam program *radix 64*. Hasil analisis menggunakan algoritma FFT berupa spektrum dari tiap – tiap komponen data mikrotremor tersebut. Setelah itu dilakukan *smoothing* data terhadap masing – masing komponen menggunakan *smoothing* Konno-Ohmachi.

Data yang telah di-*smoothing* dianalisis menggunakan metode HVSR sehingga menghasilkan kurva H/V yang memberikan informasi nilai frekuensi predominan (frekuensi pada *peak* kurva H/V) dan faktor amplifikasi (*peak* amplitudo kurva H/V) yang masing – masing diberi simbol  $f_0$  dan A seperti ditunjukkan oleh Gambar 17. Kurva H/V ini harus memenuhi kriteria *reliable* yang mengacu pada standar yang dibuat oleh *SESAME European Research Project*, seperti berikut ini :

- a. Jika *peak* dari kurva H/V terlihat jelas, nilai frekuensi predominan ( $f_0$ ) harus memenuhi syarat lebih besar dari  $10/I_w$ , dengan  $I_w$  adalah panjang *window* yaitu sebesar 25.
- b. Nilai dari *number of cycles* ( $n_c$ ) harus lebih besar dari 200, dimana  $n_c = I_w n_w f_0$ , dengan  $n_w$  adalah jumlah *window*.
- c. Nilai standar deviasi yang tinggi dari *peak* kurva H/V biasanya diakibatkan oleh adanya gangguan pada saat pengukuran. Oleh sebab itu, dipastikan nilai dari standar deviasi  $\sigma_A$  harus lebih kecil dari 2 (untuk  $f_0 > 0.5$  Hz) dan 3 (untuk  $f_0 < 0.5$  Hz) dalam batas frekuensi  $0,5f_0$  sampai  $2f_0$ .



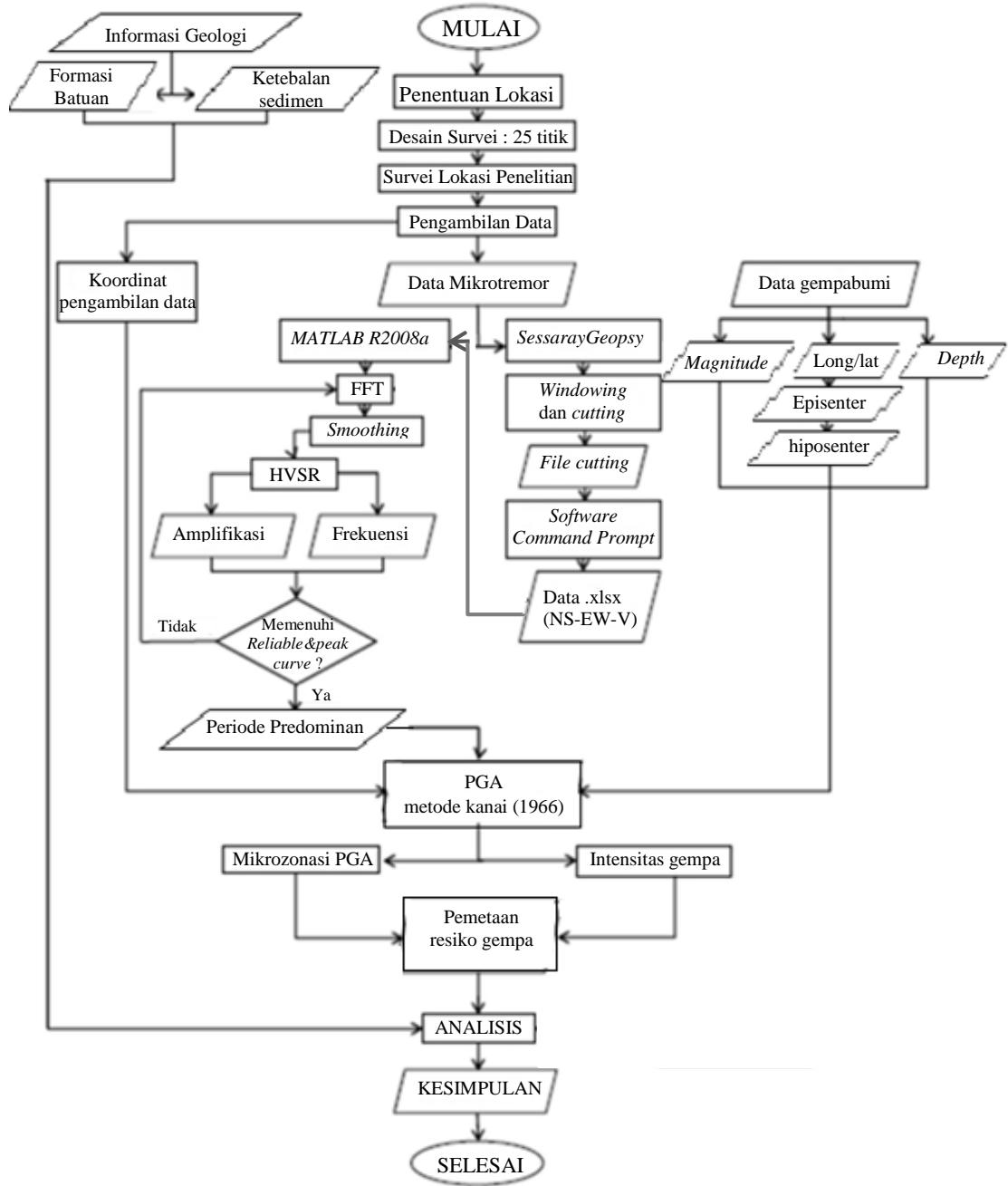
Gambar 17. Kurva H/V Pada Titik Pengamatan 18.

### 3. Analisis Percepatan Getaran Tanah

Percepatan getaran tanah dianalisis secara empiris menggunakan metode Kanai (1966) sesuai Persamaan (54) dengan input berupa data episenter, kedalaman, magnitudo dan nilai periode predominan tanah. Percepatan getaran tanah maksimum diperoleh dari gempabumi Yogyakarta 27 Mei 2006 sebagai penghasil percepatan getaran tanah tertinggi di lokasi penelitian dalam kurun waktu 10 tahun terakhir dari *event* gempabumi mulai Mei 2006 sampai Januari 2016 yang dikeluarkan oleh BMKG berdasarkan hasil analisis WGSN. Menurut BMKG, gempa Yogyakarta 27 Mei 2006 yang berepisenter di  $8,03^{\circ}$  LS dan  $110.32^{\circ}$  BT ini terjadi pada kedalaman 12 km dengan kekuatan 5,9 skala Richter. Nilai percepatan getaran tanah maksimum akan dikaitkan dengan kondisi geologi setempat, yang mana lokasi penelitian berada pada tiga formasi batuan yaitu formasi Nglanggran, Sambipitu, dan Wonosari serta ketebalan lapisan sedimen di lokasi-lokasi tersebut. Nilai PGA yang dihasilkan kemudian digunakan untuk menghitung nilai intensitas gempa menggunakan persamaan Wald seperti Persamaan (57) untuk menunjukkan skala intensitas yang dihasilkan oleh gempa tersebut sesuai Tabel 2 pada Bab II yang menunjukkan tingkat kerawanan wilayah tersebut terhadap gempabumi.

## F. Diagram Alir Penelitian

Diagram alir penelitian ditunjukkan pada Gambar 18.



Gambar 18. Diagram Alir Penelitian.

## **BAB IV**

### **HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN**

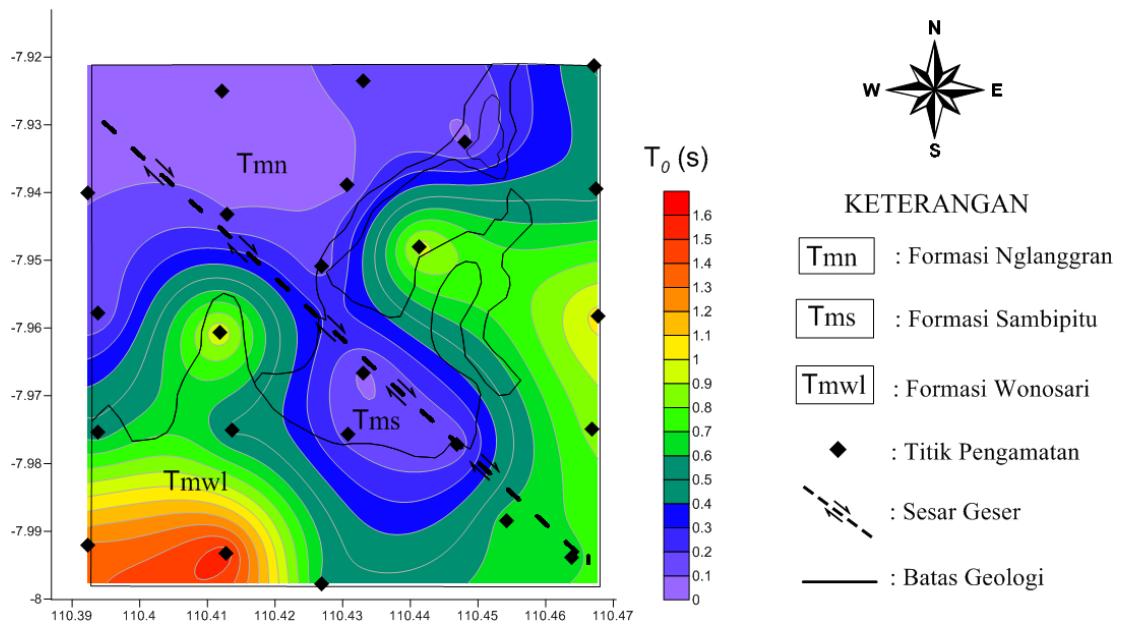
Hasil yang diperoleh dari penelitian ini adalah percepatan getaran tanah maksimum (PGA) dan intensitas gempa di kawasan jalur sesar Sungai Oyo yang memiliki arah barat laut – tenggara, yang kemudian divisualisasikan dengan mikrozonasinya. Dalam penelitian ini, hasil pengukuran mikrotremor di lapangan berupa data *transient* sinyal seismik berdomain waktu, dianalisis menggunakan metode HVSR untuk memperoleh kurva H/V. Kurva H/V akan memberikan informasi tentang frekuensi predominan dan faktor amplifikasi, dimana frekuensi predominan akan digunakan sebagai variabel dalam penelitian ini. Metode HVSR yang digunakan pada saat pengolahan data hasil pengukuran mikrotremor di lapangan dinilai efektif untuk mengkaji karakteristik dinamis lapisan bawah permukaan tanah penyebab terjadinya *local site effect* saat gempabumi (Nakamura *et al.*, 2000).

Berdasarkan peta geologi lembar Yogyakarta (1995), lokasi penelitian berada di tiga formasi batuan, yaitu formasi Nglanggran, formasi Sambipitu, dan formasi Wonosari. Secara administratif lokasi penelitian terletak di Kabupaten Bantul (Kecamatan Imogiri dan Kecamatan Dlingo) serta Kabupaten Gunungkidul (Kecamatan Playen dan Panggang).

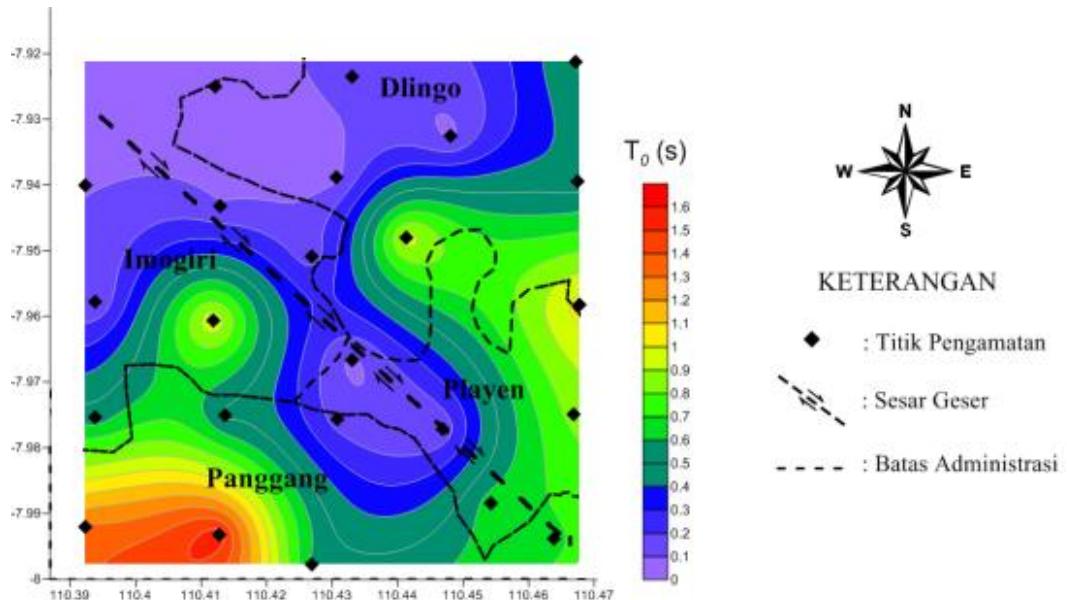
## 1. Periode Predominan

Gelombang seismik pada saat menjalar terjebak dalam lapisan tanah lunak, sehingga fenomena multi refleksi terjadi yang menghasilkan getaran tanah yang sama dengan periode predominan tanah. Periode predominan juga diartikan sebagai waktu yang dibutuhkan gelombang mikrotremor untuk merambat melewati lapisan endapan sedimen permukaan atau mengalami satu kali pemantulan terhadap bidang pantulnya ke permukaan, dimana bidang pantul tersebut merupakan batas antara lapisan sedimen dengan batuan dasar (Marjiono *et al.*, 2007). Tanah atau batuan yang lunak dan lepas akan mempunyai periode predominan getaran yang panjang (frekuensi rendah) begitu juga sebaliknya. Dengan demikian, semakin dalam bidang pantul menunjukkan bahwa nilai periode predominan semakin tinggi dan lapisan sedimen di lokasi tersebut semakin tebal (Marjiono *et al.*, 2014).

Nilai periode predominan didapatkan dari pembagian satu dengan nilai frekuensi predominan. Dalam kurva H/V, frekuensi predominan ditunjukkan oleh nilai sumbu horizontal pada puncak kurva H/V. Nilai periode predominan yang didapatkan di setiap titik pengamatan ditampilkan pada peta pemodelan (mikrozonasi) periode predominan seperti ditunjukkan oleh Gambar 19 dan Gambar 20.



Gambar 19. Peta Pemodelan Periode Predominan di-*Overlay* dengan Peta Geologi di Lokasi Penelitian.



Gambar 20. Peta Pemodelan Periode Predominan di-*Overlay* dengan Peta Administrasi di Lokasi Penelitian.

Dari hasil analisis dan peta pemodelan pada Gambar 19 dan Gambar 20, periode predominan di lokasi penelitian memiliki nilai minimum 0,07 sekon dan nilai maksimum 1,56 sekon yang tersebar di 24 titik pengamatan, bersesuaian dengan frekuensi predominan yang memiliki nilai 0,64 Hz hingga 13,56 Hz. Berdasarkan Gambar 19, lokasi penelitian dengan nilai periode predominan relatif lebih tinggi berada pada formasi Wonosari, sedangkan lokasi penelitian dengan periode predominan relatif lebih rendah berada pada formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu.

Periode predominan dengan nilai relatif lebih tinggi terdapat pada formasi Wonosari dengan nilai berkisar antara 0,45 sekon hingga 1,56 sekon. Mengacu pada Lampiran 4, klasifikasi tanah oleh Kanai menyebutkan bahwa periode predominan dengan nilai lebih dari 0,40 sekon termasuk dalam klasifikasi tanah jenis IV yang tersusun atas batuan alluvial yang terbentuk dari sedimentasi delta, *top soil*, lumpur, tanah lunak, humus, endapan delta atau endapan lumpur, yang tergolong ke dalam tanah lembek, dengan kedalaman 30 m atau lebih. Sehingga pada rentang nilai periode predominan 0,45 sekon hingga 1,56 sekon diketahui bahwa lokasi penelitian yang berada pada formasi Wonosari dengan periode predominan yang relatif lebih tinggi memiliki lapisan sedimen yang sangat tebal. Berdasarkan Gambar 20, formasi Wonosari pada lokasi penelitian berada di Kabupaten Gunungkidul (Kecamatan Panggang bagian Utara dan sebagian wilayah Kecamatan Playen bagian Barat daya) hingga Kabupaten Bantul (beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Imogiri bagian Tenggara dan beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Dlingo bagian Selatan).

Pada formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu, periode predominan memiliki nilai relatif lebih rendah bila dibandingkan dengan formasi Wonosari yaitu berkisar antara 0,07 sekon hingga 0,16 sekon. Berdasarkan Lampiran 4, formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu didominasi oleh jenis tanah tipe I dengan nilai periode predominan berada pada rentang 0,05 – 0,15 sekon, dimana tanah tersusun atas batuan berumur tersier atau lebih tua yang terdiri dari batuan pasir berkerikil keras (*hard sandy gravel*), sehingga ketebalan sedimen permukaan di kedua formasi ini sangat tipis karena didominasi oleh batuan keras. Pada kedua formasi ini juga dijumpai dua lokasi dengan jenis tanah tipe II yang berada pada rentang periode 0,15 – 0,25 sekon dimana tanah tersusun atas batuan alluvial dengan ketebalan lebih dari 5 m yang terdiri dari pasir berkerikil (*sandy gravel*), lempung keras berpasir (*sandy hard clay*), tanah liat, lempung (*loam*), sehingga kedua lokasi tersebut memiliki ketebalan sedimen dengan kategori menengah.

Hal di atas sesuai dengan kondisi geologi di kedua formasi tersebut dimana formasi Nglanggran merupakan formasi yang tersusun atas breksi vulkanik dengan fragmen andesit dan basalt, tuf, dan aglomerat, sedangkan Formasi Sambipitu tersusun atas perselingan batu pasir dan serpih bersifat karbonat, batulanau, konglomerat dan tuf, dimana kedua formasi terbentuk pada zaman tersier (Sudarno, 1997).

Formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu memiliki nilai periode predominan pada rentang yang sama, yaitu lokasi penelitian dengan nilai periode predominan relatif rendah berkisar antara 0,07 – 0,16 sekon, sehingga kedua formasi ini juga tergolong dalam klasifikasi tanah yang sama yaitu jenis I dan II.

Hal ini disebabkan karena formasi Sambipitu mempunyai kedudukan menjemari dan selaras dengan formasi Nglanggran. Di atas formasi Nglanggran terdapat formasi Sambipitu yang menunjukkan ciri-ciri turbidit yaitu endapan dengan proses sedimentasi yang dipengaruhi oleh aliran air dan gravitasi. Pengikisan batuan breksi pada formasi Nglanggran kemungkinan terseret ke kawasan formasi Sambipitu, mengingat di antara kedua formasi tersebut terdapat aliran sungai (Daniel, 2011).

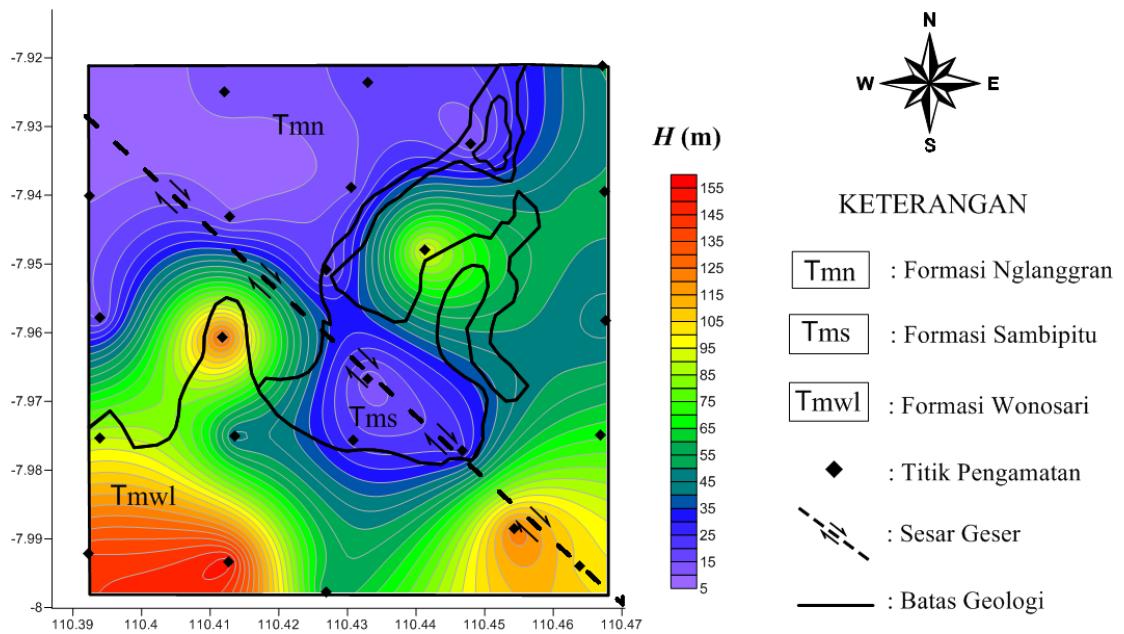
Berdasarkan Gambar 20, formasi Nglanggran pada lokasi penelitian berada di Kabupaten Bantul yaitu Kecamatan Imogiri bagian timur dan Dlingo bagian Barat. Sementara itu, formasi Sambipitu pada lokasi penelitian berada di Kabupaten Gunungkidul tepatnya Kecamatan Playen bagian Barat.

## 2. Ketebalan Sedimen

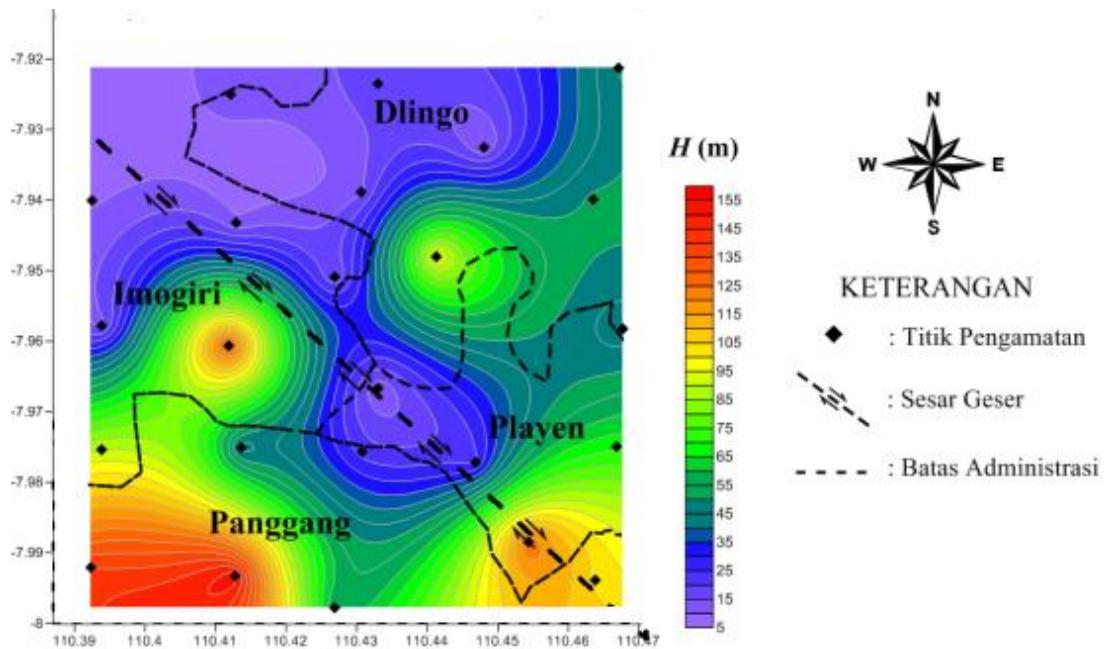
Frekuensi alami (frekuensi predominan) merepresentasikan banyaknya gelombang yang terjadi dalam satuan waktu (Nakamura, 2000). Frekuensi alami dipengaruhi oleh besarnya kecepatan rata-rata pergeseran dan ketebalan sedimen bawah permukaan. Berdasarkan persamaan (23) frekuensi alami berbanding terbalik dengan ketebalan sedimen dan berbanding lurus dengan kecepatan pergeseran rata-rata. Dengan demikian periode alami (periode predominan) akan berbanding terbalik dengan kecepatan pergeseran rata-rata dan berbanding lurus dengan ketebalan sedimen. Secara empiris lokasi dengan nilai periode predominan yang tinggi akan memiliki endapan sedimen yang tebal.

Menurut Sungkono dan Santosa (2011), kerusakan bangunan akibat getaran gempabumi terjadi pada daerah dengan geologi lapisan sedimen tebal atau lapisan permukaan berupa *soft sediment*. Hal tersebut disebabkan karena endapan lunak akan memperkecil frekuensi getaran tanah dan memperpanjang durasinya, sehingga akan menambah efek kerusakan yang ditimbulkan. Gelombang seismik pada saat menjalar, terjebak dalam lapisan tanah lunak dan terperangkap dalam durasi yang lebih lama. Inersia besar yang dimiliki oleh material lunak penyusun lapisan sedimen akan menyebabkan lokasi tersebut akan sukar berhenti saat guncangan gempabumi terjadi. Semakin besar inersia suatu benda, semakin sulit membuat benda itu bergerak. Sebaliknya, benda yang bergerak juga sulit dihentikan jika inersianya besar (Banjarnahor, 2012).

Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh Kurniawati (2016), ketebalan sedimen di lokasi penelitian dapat ditunjukkan pada Gambar 21 dan Gambar 22. Pada lokasi penelitian, lapisan sedimen di formasi Wonosari lebih tebal bila dibandingkan dengan lapisan sedimen di formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu.



Gambar 21. Peta Pemodelan Ketebalan Sedimen di-*Overlay* dengan Peta Geologi di Lokasi Penelitian (Kurniawati, 2016).



Gambar 22. Peta Pemodelan Ketebalan Sedimen di-*Overlay* dengan Peta Administrasi di Lokasi Penelitian (Kurniawati, 2016).

Ketebalan sedimen tidak memiliki hubungan dengan faktor amplifikasi, namun ketebalan sedimen dapat mengamplifikasi getaran yang terjadi pada lapisan sedimen tersebut. Nakamura (2000) menyatakan bahwa amplifikasi berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan di bawahnya. Apabila perbandingan kontras impedansi kedua lapisan tersebut tinggi maka nilai amplifikasi juga tinggi, begitu pula sebaliknya. Dengan demikian, dapat diketahui bahwa amplifikasi getaran gempa terjadi di daerah yang permukaannya tersusun atas sedimen lunak dengan *bedrock* yang keras, karena pada geologi tersebut kontras (perbedaan antara lapisan sedimen dan *bedrock*) impedansinya besar (Sungkono dan Santosa, 2011).

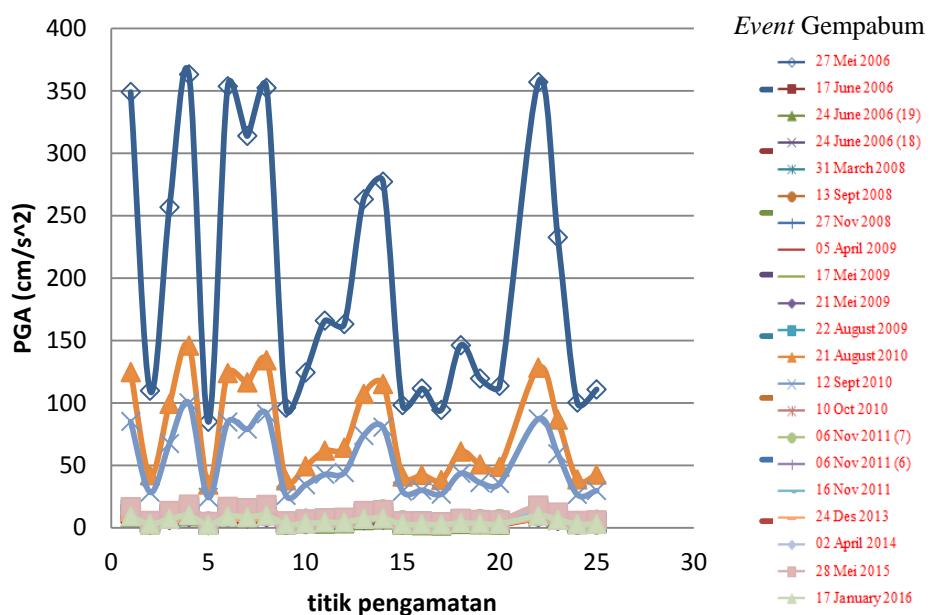
Jika mengorelasikan data periode predominan, amplifikasi, dan ketebalan sedimen dengan data formasi geologi, maka pada formasi Wonosari (meliputi Kabupaten Gunungkidul (Kecamatan Panggang bagian utara dan sebagian wilayah Kecamatan Playen bagian barat daya) hingga Kabupaten Bantul (beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Imogiri bagian tenggara dan beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Dlingo bagian selatan)) akan lebih rawan terhadap goncangan gempabumi karena daerah tersebut memiliki lapisan sedimen yang lebih tebal dan akan cenderung mengalami pengutan gelombang sehingga daerah tersebut lebih rawan kerusakan bangunan akibat goncangan gempabumi dibandingkan dengan formasi Nglanggran yang berada berada di Kabupaten Bantul yaitu Kecamatan Imogiri bagian timur dan Dlingo bagian Barat serta formasi Sambipitu yang berada di Kabupaten Gunungkidul tepatnya Kecamatan Playen bagian Barat.

Lokasi dengan ketebalan sedimen lebih tipis akan memiliki frekuensi predominan lebih tinggi dan inersia yang lebih kecil sehingga lokasi tersebut cenderung lebih responsif terhadap gelombang. Saat getaran terjadi, lokasi tersebut akan dengan cepat merespon gelombang dan dalam waktu yang sama akan mencapai kecepatan yang lebih tinggi dibandingkan pada lokasi dengan lapisan sedimen yang tebal. Perubahan kecepatan dalam durasi waktu yang sama pada lokasi dengan ketebalan sedimen yang berbeda akan menyebabkan percepatan getaran tanah di lokasi tersebut juga berbeda. Lokasi dengan ketebalan sedimen lebih tipis dengan kecenderungan lebih responsif akan cenderung memiliki getaran tanah yang lebih cepat namun dalam durasi singkat, begitupun berlaku sebaliknya. Dengan demikian, formasi Wonosari akan memiliki nilai percepatan getaran tanah yang lebih rendah dibandingkan dengan formasi Nglanggran dan Sambipitu.

### 3. Percepatan Getaran Tanah dan Intensitas Gempabumi

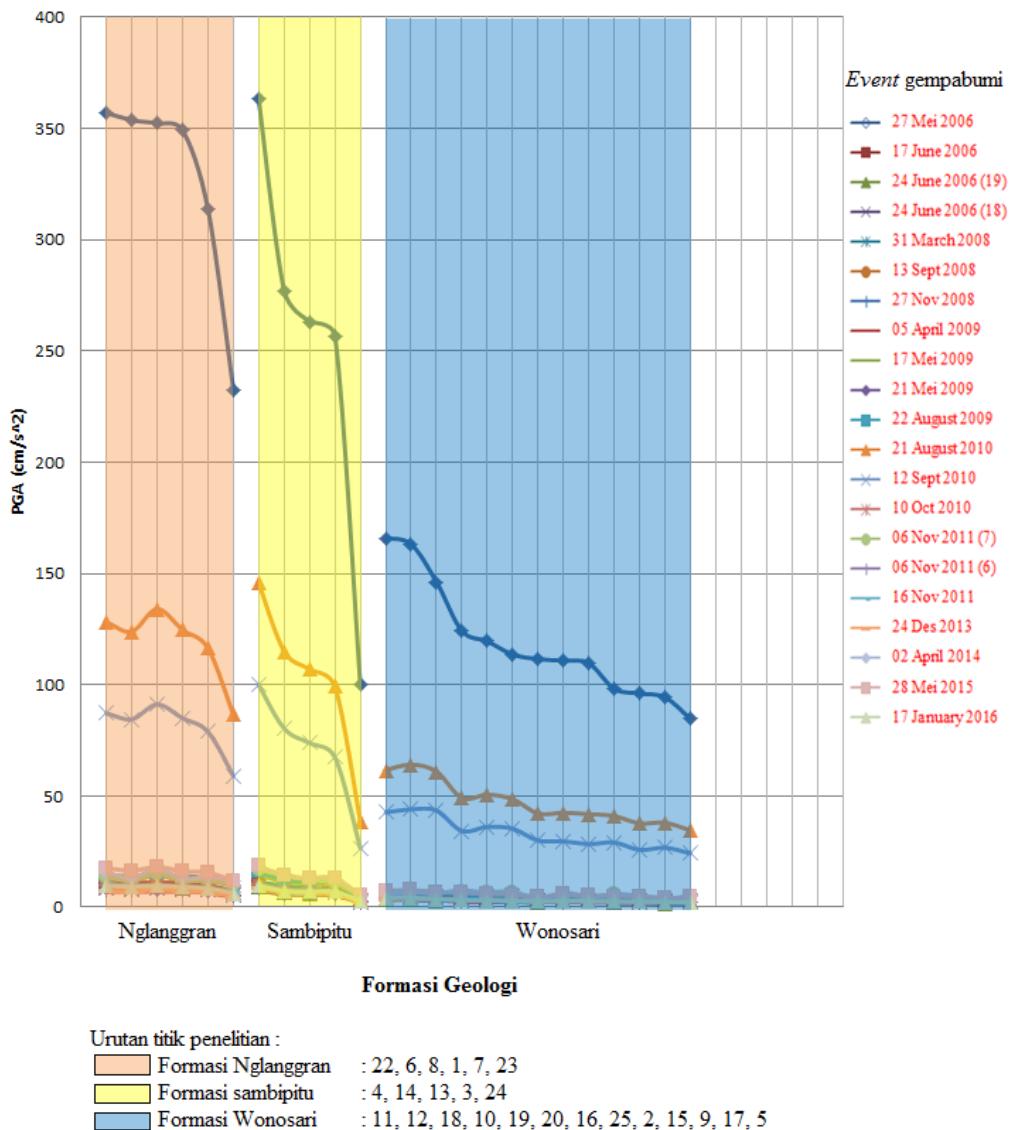
Secara empiris, periode predominan mempengaruhi besarnya nilai percepatan getaran tanah di lokasi penelitian. Hal ini disebabkan karena periode predominan tanah merupakan salah satu parameter selain jarak hiposenter, episenter, kedalaman dan magnitudo gempabumi yang digunakan dalam metode Kanai (1966) untuk menghitung besarnya nilai percepatan getaran tanah maksimum di lokasi tersebut seperti tertera pada persamaan (54). Dari analisis yang telah dilakukan pada Lampiran 7 dan ditampilkan pada Gambar 23, berdasarkan 21 *event* gempa yang pernah terjadi di Yogyakarta pada kurun waktu Mei 2006 sampai Januari 2016, diperoleh bahwa percepatan getaran tanah maksimum di lokasi

penelitian terjadi pada *event* gempa Yogyakarta 27 Mei 2006. Gempabumi tersebut berasal dari 8,03° LS – 110,32° BT pada kedalaman 12 km dengan kekuatan 5,9 SR. Berdasarkan kedalamannya, gempabumi ini termasuk gempabumi dengan kedalaman dangkal, yaitu kurang dari 30 km. Semakin dangkal kedalaman gempabumi maka kerusakan yang ditimbulkan akibat gempabumi akan semakin tinggi. Selain itu, magnitudo gempabumi yang besar juga menyebabkan dampak gempabumi yang besar.



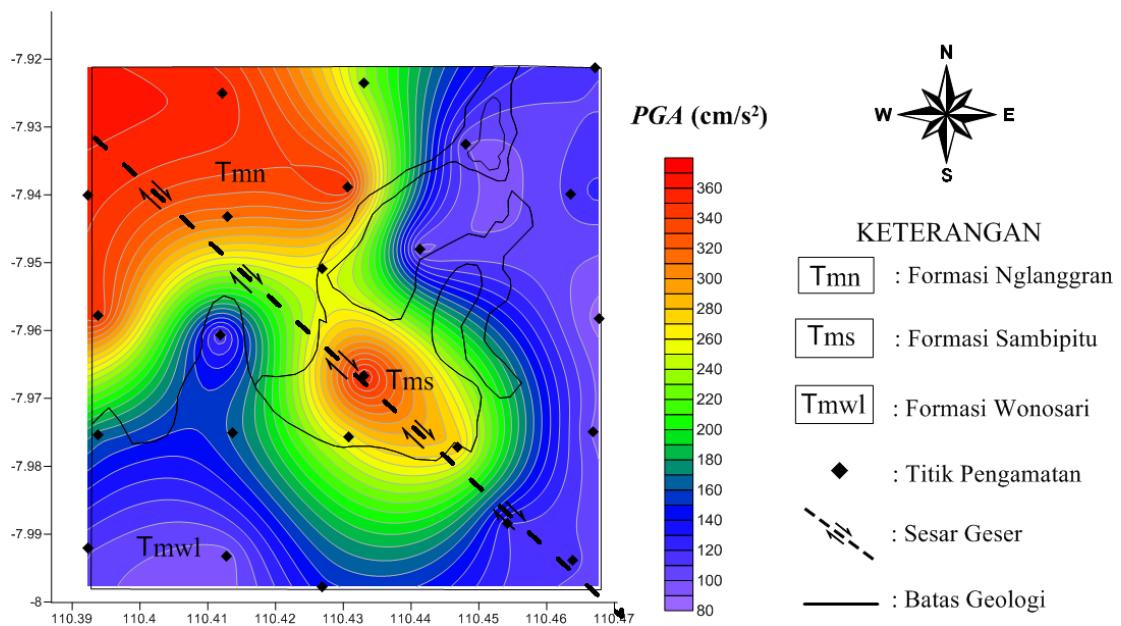
Gambar 23. Grafik Nilai Percepatan Getaran Tanah di Setiap Titik Penelitian dari 21 Data *Event* Gempa Yogyakarta.

Berdasarkan Gambar 23, nilai percepatan getaran tanah dapat dikelompokkan berdasarkan formasi batuannya untuk mengetahui respon setiap formasi batuan terhadap nilai percepatan getaran tanah yang dihasilkan oleh setiap *event* gempa yang pernah terjadi seperti ditunjukkan pada Gambar 24.

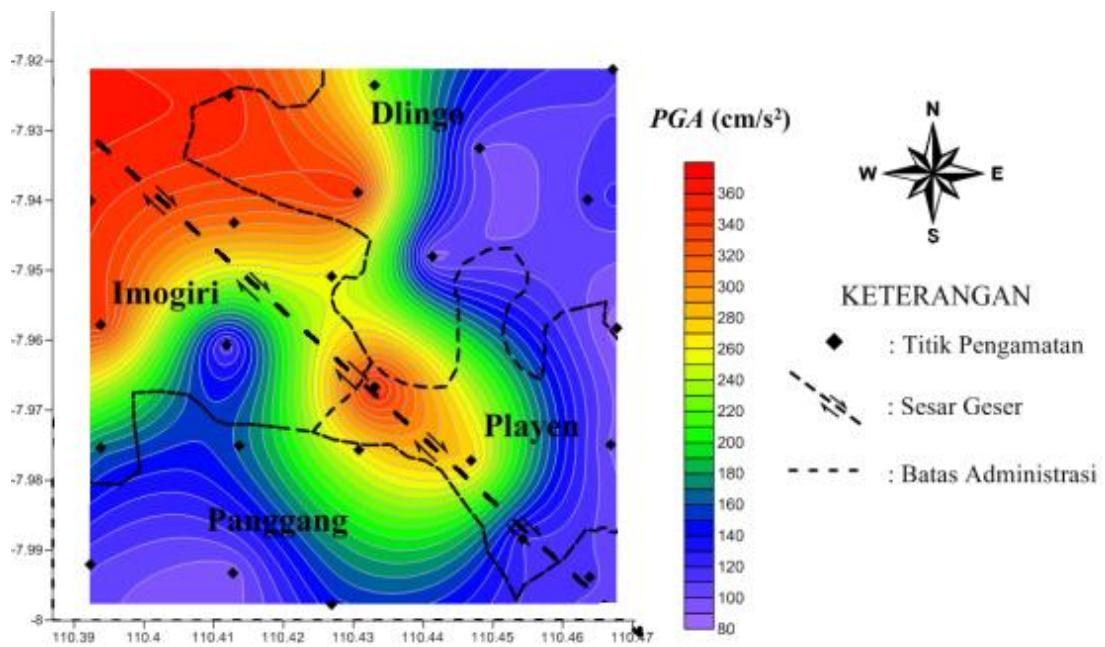


Gambar 24. Grafik Sebaran Nilai Percepatan Getaran Tanah untuk 21 *Event* Gempa Berdasarkan Formasi Batuan di Lokasi Penelitian.

Analisis percepatan getaran tanah menggunakan metode Kanai menghasilkan nilai PGA akibat gempa Yogyakarta 27 Mei 2006 sebesar  $84,74 - 363,1 \text{ cm/s}^2$  yang tersebar di 24 titik pengamatan seperti tertera pada peta pemodelan (mikrozonasi) percepatan getaran tanah maksimum pada Gambar 25 dan Gambar 26. Formasi Wonosari memberikan nilai percepatan getaran tanah maksimum yang relatif lebih rendah dibandingkan dengan formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu. Respon tersebut berlaku sama untuk 21 *event* gempabumi yang pernah terjadi seperti tertera pada Gambar 24.

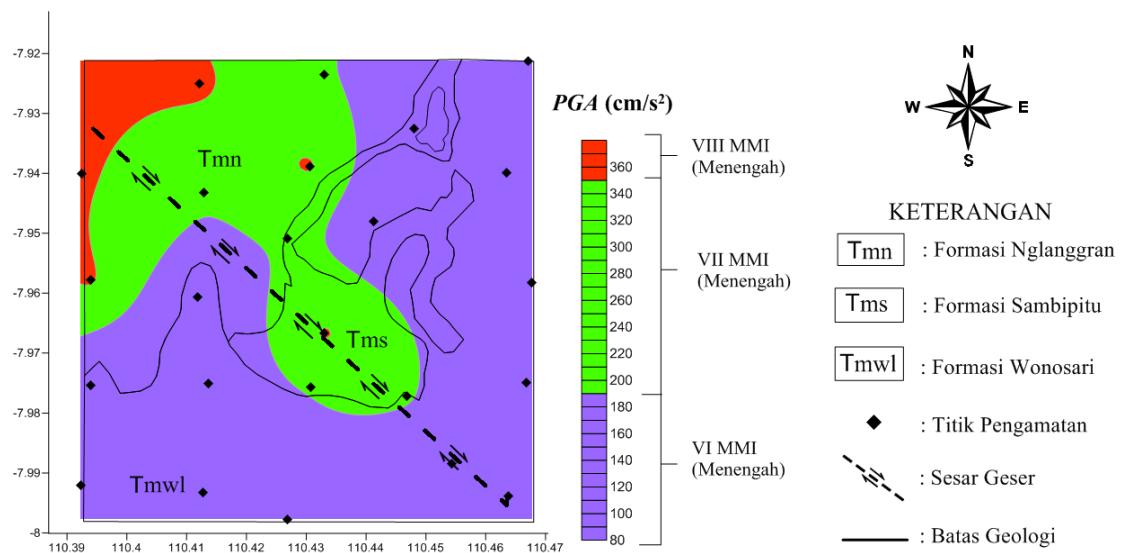


Gambar 25. Peta Pemodelan PGA di-Overlay dengan Peta Geologi di Lokasi Penelitian.

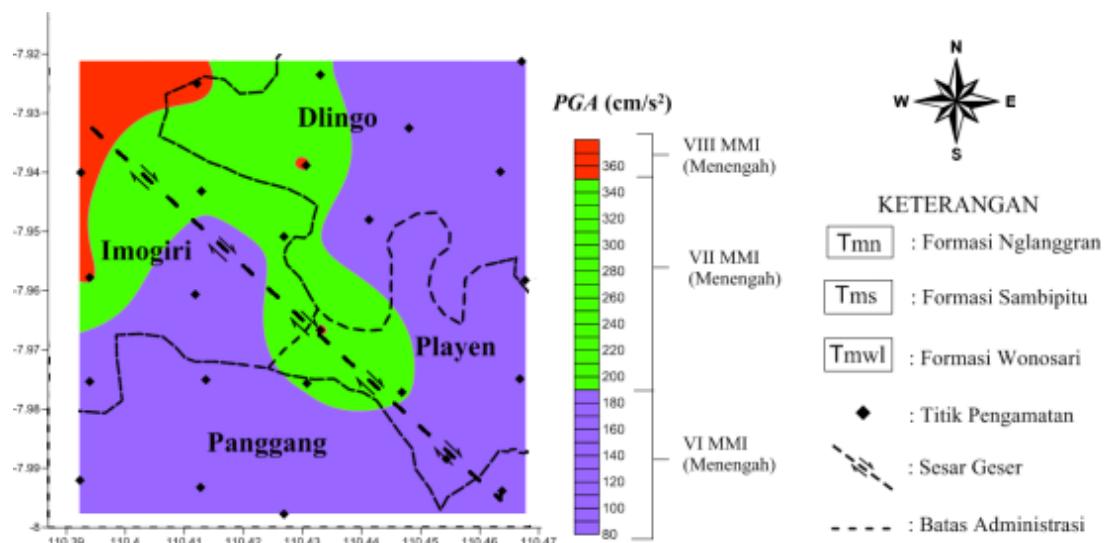


Gambar 26. Peta Pemodelan PGA di-*Overlay* dengan Peta Administrasi di Lokasi Penelitian.

Nilai PGA yang didapat pada Lampiran 10 kemudian digunakan untuk menganalisis intensitas gempa menggunakan persamaan Wald (1999). Intensitas gempabumi yang diperoleh kemudian dikonversikan ke dalam skala MMI dengan standard konversi skala MMI yang tertera pada Tabel 2 Bab II. Hasil perhitungan besarnya intensitas gempabumi di lokasi penelitian berkisar pada skala VI-VIII MMI (Lampiran 11). Berdasarkan data pada Lampiran 11, dapat dilakukan peta pemodelan skala MMI sebagai pemetaan tingkat resiko rawan terhadap gempabumi di lokasi penelitian seperti ditunjukkan pada Gambar 27 dan Gambar 28. Skala MMI pada Gambar 27 dan Gambar 28 menunjukkan bahwa lokasi penelitian memiliki tiga skala MMI yaitu VI, VII, dan VIII MMI yang termasuk dalam tingkat resiko rawan gempabumi kategori menengah.



Gambar 27. Peta Tingkat Kerawanan Terhadap Gempabumi Berdasarkan Peta Geologi di Lokasi Penelitian



Gambar 28. Peta Tingkat Kerawanan Terhadap Gempabumi Berdasarkan Peta Administrasi di Lokasi Penelitian

Berdasarkan Gambar 27, Formasi Wonosari memberikan respon PGA yang relatif lebih rendah dibandingkan dengan formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu. PGA pada formasi Wonosari memiliki rentang nilai 84,74 – 165,8 cm/s<sup>2</sup>, dimana berdasarkan skala tingkat kerawanan terhadap gempabumi berada pada rentang skala VI MMI. Berdasarkan Gambar 28, kondisi tersebut secara administratif dialami oleh lokasi penelitian yang berada di Kabupaten Gunungkidul (Kecamatan Panggang bagian Utara dan sebagian wilayah Kecamatan Playen bagian Barat daya) serta Kabupaten Bantul (beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Imogiri bagian Tenggara dan beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Dlingo bagian Selatan). Lokasi – lokasi tersebut akan merasakan efek gempa seperti getaran yang dirasakan oleh semua penduduk, kebanyakan terkejut dan lari ke luar, kadang-kadang meja kursi bergerak, plester dinding dan cerobong asap pabrik rusak, dan terjadi kerusakan ringan.

Sementara itu, formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu memiliki PGA pada rentang nilai 232,6 – 363,1 cm/s<sup>2</sup>, relatif lebih tinggi dibandingkan dengan formasi Wonosari. Berdasarkan skala tingkat kerawanan terhadap gempabumi, nilai PGA formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu berada pada rentang skala VII dan VIII MMI. Skala VII MMI akan memberikan efek gempa seperti semua orang ke luar rumah, kerusakan ringan pada rumah-rumah dengan bangunan dan konstruksi yang baik, cerobong asap pecah atau retak-retak, dan goncangan terasa oleh orang yang naik kendaraan. Sedangkan skala VIII MMI memberikan efek gempa seperti kerusakan ringan pada bangunan-bangunan dengan konstruksi yang kuat; retak-retak pada bangunan yang kuat; banyak kerusakan pada bangunan yang tidak kuat;

dinding dapat lepas dari kerangka rumah; cerobong asap pabrik-pabrik dan monumen-monumen roboh; meja kursi terlempar; air menjadi keruh; serta orang naik sepeda motor terasa terganggu. Berdasarkan Gambar 28, fenomena-fenomena di atas dialami oleh lokasi penelitian yang berada di formasi Nglanggran yang secara administratif berada di Kecamatan Imogiri bagian timur dan Dlingo bagian Barat (Kabupaten Bantul) serta formasi Sambipitu dalam administrasi Kabupaten Gunungkidul tepatnya Kecamatan Playen bagian Barat. Formasi Sambipitu juga memiliki satu titik pengamatan dengan nilai PGA 100,18 cm/s<sup>2</sup> dalam rentang skala VI MMI yang berada pada Kecamatan Dlingo bagian selatan (Kabupaten Bantul). Hal ini disebabkan karena parameter episenter lebih berpengaruh terhadap nilai PGA di titik tersebut, dimana titik pengamatan tersebut memiliki jarak episenter paling jauh ke-dua dari titik pengamatan yang lainnya yaitu 18,07 km dan merupakan episenter paling jauh pada formasi Nglanggran dan Sambipitu.

Lokasi dengan nilai PGA lebih tinggi mengindikasikan bahwa apabila terjadi gempabumi yang berepisenter di sekitar episenter gempa Yogyakarta 27 Mei 2006 pada masa akan datang, maka pergerakan tanah di lokasi tersebut akan terjadi lebih cepat dengan durasi yang singkat, begitupun berlaku sebaliknya. Menurut Burton *et al* (2003), formasi batuan merupakan parameter yang penting dan berpengaruh terhadap nilai percepatan getaran tanah di suatu wilayah. Setiap formasi memiliki litologi batuan yang berbeda yang dapat diwakili oleh densitas batuan sebagai salah satu karakter fisis dari satuan batuan penyusun. Nilai densitas dipengaruhi oleh kedalaman batuan terpendam dan lama waktu terpendamnya (umur). Nicholas Steno pada tahun 1669 mengemukakan hukum superposisi yang

menyatakan bahwa dalam kondisi normal (belum mengalami deformasi), perlapisan suatu batuan yang berada pada posisi paling bawah merupakan batuan yang pertama terbentuk dan tertua dibandingkan dengan lapisan batuan di atasnya, sehingga batuan yang terpendam makin dalam merupakan batuan yang memiliki umur yang lebih tua. Semakin dalam batuan tersebut maka akan semakin terbebani oleh material di atasnya sehingga batuan tersebut akan semakin kompak dan memiliki nilai densitas yang semakin besar.

Menurut Suyoto (1994), pada kolom stratigrafi Pegunungan Selatan, formasi Nglanggran merupakan formasi batuan yang paling tua di antara formasi Sambipitu dan Wonosari. Formasi Nglanggran terbentuk pada kala miosen awal sampai miosen tengah. Pada perkembangan selanjutnya, di atas formasi Nglanggran diendapkan formasi Sambipitu pada miosen tengah. Sementara itu, pengendapan formasi Wonosari berlangsung pada kala miosen tengah sampai miosen atas. Hal ini menyebabkan satuan batuan pada formasi Nglanggran akan memiliki densitas yang lebih besar dibandingkan formasi Sambipitu dan Wonosari, sehingga kondisi batuan di formasi Nglanggran lebih kompak dan membuat PGA di formasi tersebut lebih besar. Formasi Wonosari dengan densitas batuan paling kecil di antara ketiga formasi memiliki PGA yang paling rendah pula. Namun pada kenyataannya, setiap jenis batuan pada daerah tertentu akan memiliki nilai densitas yang tertentu pula, jenis batuan yang sama pada daerah yang berbeda dapat memiliki nilai densitas yang berbeda.

Secara garis besar, lokasi yang memiliki nilai PGA rendah adalah lokasi dengan lapisan sedimen tebal (tinggi), memiliki periode predominan tanah tinggi,

dan densitas batuan penyusun pada lokasi tersebut rendah. Hal ini sesuai dengan data penelitian yang peneliti peroleh dimana formasi Wonosari dengan nilai periode predominan tinggi, memiliki lapisan sedimen yang tebal dengan densitas batuan yang rendah, menghasilkan nilai PGA yang rendah. Lapisan sedimen yang lebih tipis menyebabkan PGA pada formasi Nglanggran dan Sambipitu lebih tinggi dan apabila terjadi gempabumi lokasi tersebut akan mengalami goncangan yang lebih cepat namun dalam durasi yang lebih singkat. Sementara itu, lapisan sedimen yang lebih tebal akan menyebabkan PGA pada formasi Wonosari lebih rendah, dengan goncangan yang terasa lebih lambat namun kuat (teramplifikasi) dan berlangsung dalam durasi yang lebih lama dan dapat menyebabkan kerusakan parah pada bangunan.

Persebaran nilai PGA mengikuti pola formasi batuan di lokasi tersebut dan tidak menunjukkan keterkaitan dengan keberadaan sesar geser minor ber-arah barat laut – tenggara di lokasi tersebut. Hal ini kemungkinan besar disebabkan karena *local site effect* lebih berpengaruh terhadap nilai PGA dan penyebab gempabumi Yogyakata 27 Mei 2006 bukan berasal dari pengaruh langsung sesar tersebut, sehingga dalam penelitian ini, sesar tersebut tidak memiliki pengaruh secara langsung terhadap hasil perhitungan nilai PGA.

Meskipun peta tingkat kerawanan akibat gempabumi yang diperoleh berdasarkan persamaan Wald pada Gambar 27 dan Gambar 28 menunjukkan bahwa lokasi dengan nilai PGA tinggi akan lebih rawan terhadap goncangan gempabumi, namun PGA yang rendah juga bukan menjadi jaminan suatu lokasi lebih aman saat terjadi gempabumi. Hal ini disebabkan karena lokasi dengan PGA rendah juga

dapat mengalami kerusakan berat akibat gempabumi, mengingat kecenderungan lokasi tersebut mengamplifikasi goncangan saat terjadi gempabumi akibat dari tebalnya lapisan sedimen. Selain itu, PGA juga bukan satu-satunya parameter yang digunakan untuk menentukan tingkat kerawanan suatu wilayah terhadap gempabumi.

## **BAB V**

### **KESIMPULAN DAN SARAN**

#### **A. KESIMPULAN**

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan dapat diambil kesimpulan sebagai berikut :

1. Nilai percepatan getaran tanah maksimum (PGA) di kawasan jalur sesar geser Sungai Oyo yang memiliki arah barat laut – tenggara berkisar antara 84,74 – 363,1 cm/s<sup>2</sup>. PGA dengan nilai relatif lebih tinggi berkisar antara 232,7 – 363,1 cm/s<sup>2</sup> berada di formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu. Secara administratif lokasi pada formasi Nglanggran berada di Kabupaten Bantul tepatnya Kecamatan Imogiri bagian timur dan Kecamatan Dlingo bagian Barat, sedangkan formasi Sambipitu berada di Kabupaten Gunungkidul tepatnya Kecamatan Playen bagian Barat. Sementara itu, PGA dengan nilai relatif lebih rendah berkisar antara 84,74 – 165,8 cm/s<sup>2</sup> berada di formasi Wonosari, dimana secara administratif terletak di Kabupaten Gunungkidul tepatnya Kecamatan Panggang bagian Utara dan sebagian wilayah Kecamatan Playen bagian Barat daya, serta Kabupaten Bantul tepatnya beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Imogiri bagian Tenggara dan beberapa lokasi di wilayah Kecamatan Dlingo bagian Selatan.

2. Nilai intensitas gempa dalam skala MMI di kawasan jalur sesar Sungai Oyo berarah barat laut – tenggara berdasarkan analisis PGA menggunakan persamaan Wald adalah VI (5,57 – 6,46) ; VII (7,00 – 7,47) ; dan VIII (7,64 – 7,70) MMI yang termasuk dalam tingkat kerawanan terhadap gempabumi kategori menengah. Skala VII dan VIII MMI tersebar pada titik pengamatan di formasi Nglanggran dan formasi Sambipitu, dimana secara administratif lokasi pada formasi Nglanggran berada di Kabupaten Bantul yaitu Kecamatan Imogiri bagian timur dan Dlingo bagian Barat, sedangkan formasi Sambipitu berada di Kabupaten Gunungkidul tepatnya Kecamatan Playen bagian Barat. Sementara itu, skala VI MMI tersebar pada titik pengamatan di formasi Wonosari yang secara administratif berada di Kabupaten Gunungkidul (Kecamatan Panggang bagian Utara dan Kecamatan Playen bagian Barat daya) serta Kabupaten Bantul (beberapa lokasi di Kecamatan Imogiri bagian Tenggara dan beberapa lokasi di Kecamatan Dlingo bagian Selatan).

## **B. SARAN**

Untuk penelitian selanjutnya disarankan agar pengambilan titik sampel (titik pengamatan) pada suatu lokasi dengan batas berupa administratif maupun bentang alam lebih diperbanyak dengan spasi yang lebih dekat agar hasil penelitian benar-benar mewakili karakter dari lokasi tersebut. Selain itu, perlu dilakukan penelitian untuk mencari data bor, sehingga dapat digunakan untuk mengkorelasi dan mengkarakterisasi lapisan permukaan dan bawah tanah di lokasi penelitian.

## DAFTAR PUSTAKA

- Abidin, H.Z., Andreas, H., Meilano, I., Gamal, M., Gumilar I., Abdullah, C. I., 2009. *Deformasi Koseismik dan Pascaseismik Gempa Yogyakarta 2006 dari Hasil Survey GPS*. Jurnal Geologi Indonesia, Vol. 4 No.4, 275-284.
- Afnimar. 2009. *Seismologi*. Bandung: Institut Teknologi Bandung.
- Arifin, S. S. et al. 2013. *Penentuan Zona Rawan Guncangan Bencana Gempa Bumi Berdasarkan Analisis Nilai Amplifikasi HVSR Mikrotremor dan Analisis Periode Dominan Daerah Liwa dan Sekitarnya*. Lampung: UNILA.
- ANTARA. 2007. *Aktivitas Sesar Opak Tak Akan Berhenti, Namun Gempa Besar Kian Jarang*. Diakses dari [http://www.antaranews.com/aktivitas\\_sesar\\_opak\\_takakanberhenti\\_namungempabesarkianjarang\\_antaranews.html](http://www.antaranews.com/aktivitas_sesar_opak_takakanberhenti_namungempabesarkianjarang_antaranews.html), pada tanggal 15 Oktober 2016.
- Banjarnahor, Hendra. 2012. *Sistem Pengukuran Momen Inersia Benda Pejal Dengan Metode Osilasi Harmonik Berbasis Mikrokontroler*. Skripsi. FMIPA UI.
- BPS. 2016. *Statistik Daerah Kecamatan Dlingo Tahun 2016*. Yogyakarta: Badan Pusat Statistik Kabupaten Bantul.
- BPS. 2016. *Statistik Daerah Kecamatan Imogiri Tahun 2016*. Yogyakarta: Badan Pusat Statistik Kabupaten Bantul.
- BPS. 2016. *Statistik Daerah Kecamatan Panggang Tahun 2016*. Yogyakarta: Badan Pusat Statistik Kabupaten Gunungkidul.
- BPS. 2016. *Statistik Daerah Kecamatan Playen Tahun 2016*. Yogyakarta: Badan Pusat Statistik Kabupaten Bantul.
- Burton, P.W., Xu, Y., Tselentis, G.A., Sokos, E., and Aspinall, W.,. 2003. *Strong ground acceleration seismic hazard in Greece and neighboring regions: Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v. 23, p. 159–181, doi: 10.1016/S0267-7261(02)00155-0.
- Chu, Eleanor. 2000. *Discrete And Continuous Fourier Transform*. New York: CRC Press.
- 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, Sutikno. dan Prayitni, Bambang Setio. 2009. *Data Mikrotremor dan Pemanfaatannya untuk Pengkajian Bahaya Gempabumi*. Yogyakarta: Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika.
- Daryono. 2010. *Zona rawan “Local Site Effect” Gempabumi di Yogyakarta*. Yogyakarta : BMKG.
- DEPKES RI. 2007. *Lesson Learnt Penanganan Krisis Kesehatan Akibat Gempabumi di Provinsi D.I. Yogyakarta dan Jawa Tengah 27 Mei 2006*. Jakarta: DEPKES RI.
- Douglas. 2004. *Ground Motion Estimation Equation 1964-2003*. London: South Kensington Campus Press.
- Edwiza, Daz dan Sri Novita. 2008. *Pemetaan Percepatan Tanah Maksimum dan Intensitas Seismik Kota Padang Panjang Menggunakan Metode Kanai*, Padang: Repository Universitas Andalas.
- Encyclopaedia Britannica. 2008. *Earthquakes: Types of Seismic Waves*. Diakses dari <https://www.britannica.com/science/earthquake-geology/images-videos/Seismic-waves-travel-in-different-patterns-and-at-different-speeds/68348> , pada tanggal 17 Oktober 2016
- ESDM. 2009. *Gempa di Indonesia Akibat Interaksi Lempeng Utama Dunia*. Diakses dari <http://www.esdm.go.id/berita/geologi/42-geologi/2849-gempa-di-indonesia-akibat-interaksi-lempeng-utama-dunia-.html>, pada tanggal 27 Agustus 2016.
- Febbyanto, Haris. 2012. *Geologi dan Studi Formasi Nglanggran Daerah Patuk dan Sekitarnya, Kecamatan Patuk, Kabupaten Gunungkidul, Provinsi D.I. Yogyakarta*. Thesis. Yogyakarta: UPN.
- Gadallah, R.M., & Fisher, R. 2009. *Exploration Geophysics*. Berlin: Springer.
- Hadi, Arif Ismul., Muhammad Farid, dan Yulian Fauzi. 2012. *Pemetaan Percepatan Getaran Tanah dan Indeks Kerentanan Seismik Akibat Gempabumi untuk Mendukung Rencana Tata Ruang dan Wilayah (RTRW) Kota Bengkulu*. Bengkulu: Jurnal Ilmu Fisika Universitas Bengkulu.
- Harvard-CMT, Focal mechanism of the 2006 Yogyakarta earthquake, The website of the Harvard Global CMT, id#20062253A. Diakses dari <http://www.globalcmt.org>, pada tanggal 27 Agustus 2016.
- Hendrajaya, L dan Simpen I, Nengah. 1993. *Respon Teoritik Elektromagnet VLF Model Patahan dan Penerapannya pada Data Elektromagnet VLF dari Daerah Panas Bumi Muaralaboh Sumatra Utara*. Medan : Jurusan Fisika FMIPA USU.

- IAGI. 2013. *Mekanisme Arus Turbid Pada Satuan Batupasir Formasi Sambipitu Sebagai Potensi Batuan Induk Minyak Bumi Di Daerah Patuk – Gedang Sari – Sambipitu Kabupaten Gunung Kidul Provinsi D.I. Yogyakarta*. Diakses dari <http://www.iagi.or.id/paper/mekanisme-arus-turbid-pada-satuan-batupasir-formasi-sambipitu-sebagai-potensi-batuan-induk-minyak-bumi-di-daerah-patuk-gedang-sari-sambipitu-kabupaten-gunung-kidul-provinsi-d-i-yogyakarta> pada tanggal 10 Oktober 2016
- Kanai, K. 1966. *Improved Empirical Formula for Characteristics of Stray [sic] Earthquake Motions*. Pages 1–4 of: Proceedings of the Japanese Earthquake Symposium. Not seen. Reported in Trifunac & Brady (1975).
- Kirbani. 2012. *Mitigasi Bencana Gempabumi*. Yogyakarta: Pusat Studi Bencana UGM.
- Konno, K., and Ohmachi, T. 1998. *Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor*. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 88, No. 1, pp 228-241.
- Kurniawati, Ika. 2016. *Analisis Mikrotremor Untuk Mikrozonasi Indeks Kerentanan Seismik Di Kawasan Jalur Sesar Oyo Yogyakarta*. Skripsi. Yogyakarta: FMIPA UNY.
- Lowrie, William. 2007. *Fundamentals of Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- Manolakis, Dimitris G., & Ingle, Vinay K. 2011. *Applied Digital Signal Processing Theory and Practice*. Cambridge : Cambridge University Press.
- Marjiono, et al. 2007. *Mikrozonasi Daerah Kendari dan Sekitarnya Berdasarkan Respon Tanah Setempat*. Bandung: Pusat Survey Geologi.
- Marjiono, Rotdomopurbo, Suharna, M.H.H dan R Setianegara . 2014. *Geologi Bawah Permukaan Dataran Klaten Berdasarkan Interpretasi Data Mikrotremor* . Jurnal Geologi dan sumberdaya mineral,15,1,3-9.
- Mirzaoglu, Mete. et al. 2003. *Application of microtremors to seismic microzoning procedure*. Balkan: Jurnal of the Balkan Geophysical, Vol. 6, No. 3,p. 143 – 156.
- 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. 2000. *Real Time Information Systems for Seismic Hazards Mitigation UrEDAS, HERAS and PIC*. Japan: Quarterly Report of RTRI, Vol. 37, No. 3, 112-127.

- Nakamura, Y. (2008). On The H/V Spectrum. *The 14th World Conference on Earthquake Engineering* :Beijing, China.
- Nakano, M., H. Kumagai, T. Miyakawa, H. Yamashina, Inoue, S.M. Ishida, S. Aoi, N. Morikawa, and P. Harjadi. 2006,.*Source Estimate Of The May 2006 Java Earthquake.*, EoS, vol. 87, No. 45.
- NEIC-FMT. 2006. *Focal mechanism of the 2006 Yogyakarta earthquake*. The website of U.S. National Earthquake Information Center (NEIC). Diakses dari [http://neic.usgs.gov/neis/eq\\_depot/2006/eq\\_060526\\_neb6/neic\\_neb6\\_q.html](http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2006/eq_060526_neb6/neic_neb6_q.html), pada tanggal 27 Agustus 2016.
- Park, Tae H. 2010. *Introduction to Digital Signal Processing, Computer Musically Speaking*. Singapore: World Scientific Publishing.
- Proakis, John G., & Manolakis, Dimitris G. 1996. *Digital Signal Processing: Principles, Algorithms, and Applications*. New Jersey: Prentice Hall.
- Raharjo. W. et al. 1995. *Peta Geologi Lembar Yogyakarta, Jawa*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Republika,. 2015. *Negeri di Atas Bencana*. Diakses dari <http://m.republika.co.id/berita/koran/teraju/15/01/02/nhjkbu-negeri-di-atas-bencana.html>, diakses tanggal 28 Agustus 2016.
- Sapiie, dkk. 2001. *Geologi Fisik*. Bandung: ITB.
- Saputra, Anton Hilman. 2006. *Pemodelan Top basement dan Diskontinuitas Moho Daerah Yogyakarta dan Sekitarnya Berdasarkan Waktu Tempuh dan Sudut Datang Gelombang P Menggunakan Sumber Gempa dari Arah Tenggara*. Skripsi. Yogyakarta: Universitas Gadjah Mada.
- SESAME. 2004. *Guidelines For The Implementation Of The H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations*. Europe: SESAME Europe research Project.
- Setyawan, Teguh. 2011. *Interpretasi Bawah Permukaan Daerah Porong Sidoarjo Dengan Metode Geolistrik Tahanan Jenis*. Skripsi. Surabaya: ITS.
- Slob, Siefko. 2007. *Micro Seismic Hazard Analysis*. Netherlands: International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation.
- Sudarno. 1997. *Kendali Tektonik terhadap Pembentukan Struktur pada Batuan Paleogen dan Neogen di Pegunungan Selatan, Daerah Istimewa Yogyakarta dan Sekitarnya*, Thesis Magister Teknik, Institut Teknologi Bandung, Bandung: tidak diterbitkan.
- Sungkono dan B.J. Santosa . 2011. *Karakterisasi Kurva Horizontal to Vertical Spectral Ratio: Kajian Literatur dan Pemoelan*. Jurnal Neutrino Vol.4 No. 1.

- Susilawati. 2008. *Penerapan Penjalaran Gelombang Seismik Gempa Pada Penelaahan Struktur Bagian Dalam Bumi*. Skripsi. USU.
- Suyoto. 1994. *Sikuen Stratigrafi Karbonat Gunungsewu*. Proceeding IAGI XXIII, Vol 1, 19-23.
- TAIDE. 2010. *TDV-23S Feedback Short-Periode Seismometer Operator's Manual*. China: Zhuhai TAIDE Enterprise Co., Ltd.
- Telford, W.M. et al. 2004. *Apiled Geophysics, Second Edition*. New York: Cambridge University Press.
- Tim Geofisika UGM. 2013. *Geophysics Expedition*. Yogyakarta: UGM.
- Toha B. et al. 1996. Geologi Daerah Pegunungan Selatan Suatu Kontribusi. *Prosiding Geologi dan Geoteknik Pulau Jawa* ISBN : 792-8611-00-4.
- Tokimatsu, K. 2004. *S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor H/V spectrum*. Bulletin of the Seismological Society of America No.94(1).
- Topinka .1997. *Active Volcano and Plate Tectonics, "Hot Spot" and the "Ring of Fire"*. USGS/CVO diakses dari <http://vulcan.wr.usgs.gov/Img/Gif/PlateTectonics/Maps/>, pada tanggal 12 Oktober 2016
- Tsuji, T., K. Yamamoto , T. Matsuoka , Y. Yamada, K. Onishi, A. Bahar, I. Meilano, and H.Z. Abidin. 2009. *Earthquake Fault Of The 26 May 2006 Earthquake Observed by SAR Interferometry*. Earth Planet Space, 61, e29-232.
- UNOSAT. 2006. *Satellite Mapping Response to Java Earthquake*. Universite de Lausanne.
- Van Loan, Charles. 1992. *Computational Frameworks for the Fast Fourier Transform*. Philadelphia: SIAM Publications.
- Wald d. J., Quitoriano V., Heaton T. H., and Kanamori H. 1999. *Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California*. Earthquake Spectra, 15, No.3.
- Walter, T. R., et al. (2008). *The 26 May 2006 Magnitude 6.4 Yogyakarta Earthquake South of Mt. Merapi Volcano: Did Lahar Deposits Amplify Ground Shaking and Thus Lead to The Disaster?*, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q05006, doi:10.1029/2007GC001810.
- Yagi, Y., Earthquake which occurred near the Yogyakarta city on May 26, 2006, Int. Inst. Seismol. Earthquake Eng., Tsukuba, Japan. Diakses dari <http://www.geo.tsukuba.ac.jp/press HP/yagi/EQ/2006Jawa/>, pada tanggal 27 Agustus 2016.

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

Titik	Koordinat		Frekuensi Predominan ( $f_0$ )	Amplifikasi (A)	Periode Predominan ( $T_0$ )
	Bujur (°)	Lintang (°)			
1	110,3939	7,95785	9,56	2,821	0,1046025
2	110,4118	7,96062	1,00	0,605	1
3	110,4269	7,95083	6,52	2,259	0,1533742
4	110,4330	7,96670	12,6	1,815	0,0793651
5	110,4677	7,95823	0,96	1,572	1,0416667
6	110,3924	7,94007	10,44	2,441	0,0957854
7	110,4129	7,94315	9,20	2,049	0,1086957
8	110,4306	7,93885	13,56	1,588	0,0737463
9	110,4413	7,94802	1,04	1,974	0,9615385
10	110,4675	7,93951	2,24	1,688	0,4464286
11	110,3939	7,97533	1,84	2,609	0,5434783
12	110,4136	7,97506	2,08	2,344	0,4807692
13	110,4308	7,97569	6,24	1,283	0,1602564
14	110,4468	7,97721	7,92	1,833	0,1262626
15	110,4668	7,97486	1,20	1,445	0,8333333
16	110,3923	7,99211	0,76	5,775	1,3157895
17	110,4127	7,99328	0,64	1,464	1,562500
18	110,4269	7,99774	1,72	1,92	0,5813953
19	110,4543	7,98852	1,52	4,57	0,6578947
20	110,4638	7,99390	1,48	2,048	0,6756757
22	110,4121	7,92498	13,44	1,865	0,0744048
23	110,4330	7,92352	6,64	1,128	0,1506024
24	110,4480	7,93251	12,64	2,357	0,0791139
25	110,4671	7,92120	1,96	1,515	0,5102041

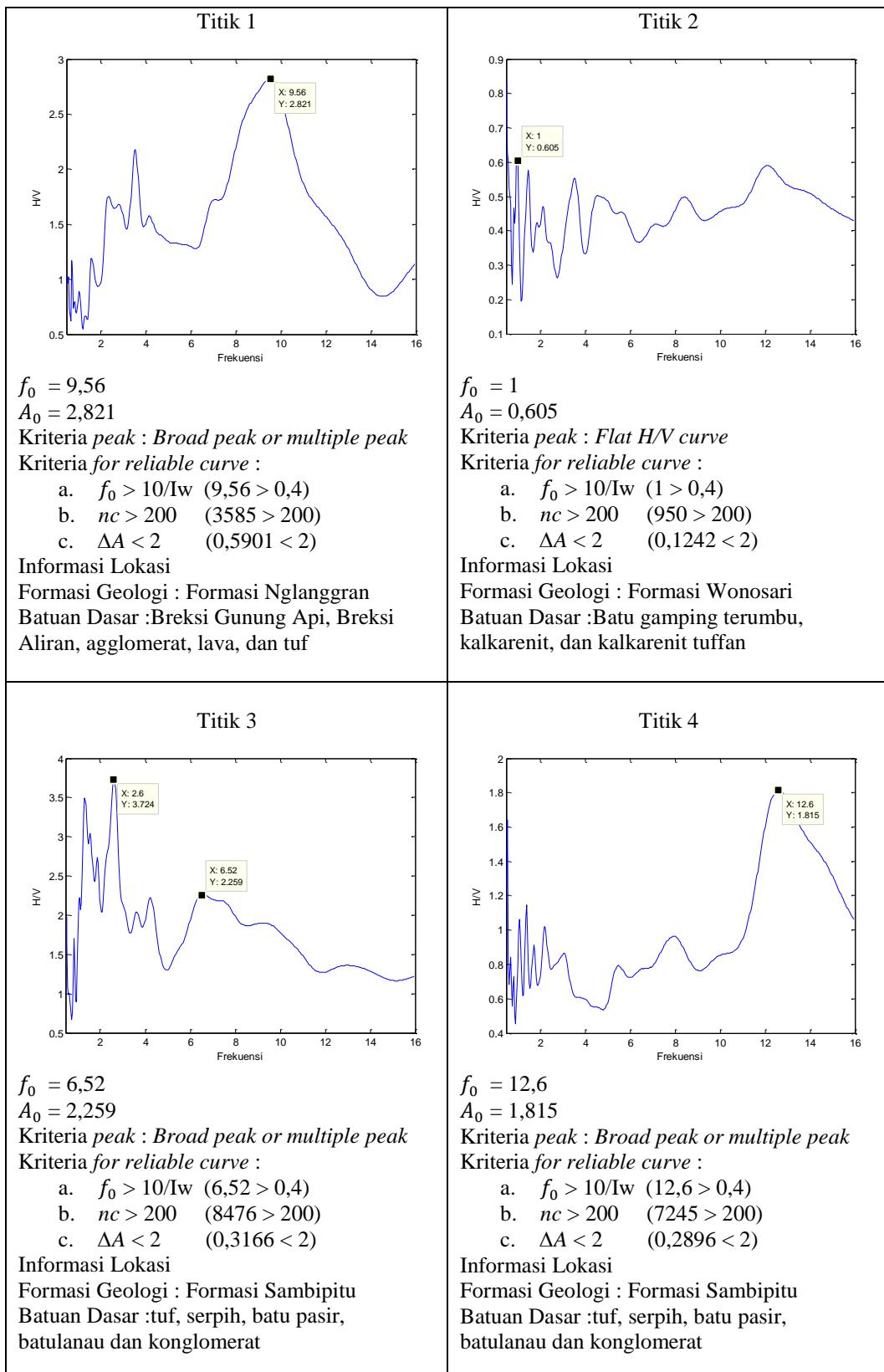
## Lampiran 2. Perhitungan Kriteria *Reliable H/V Curve*.

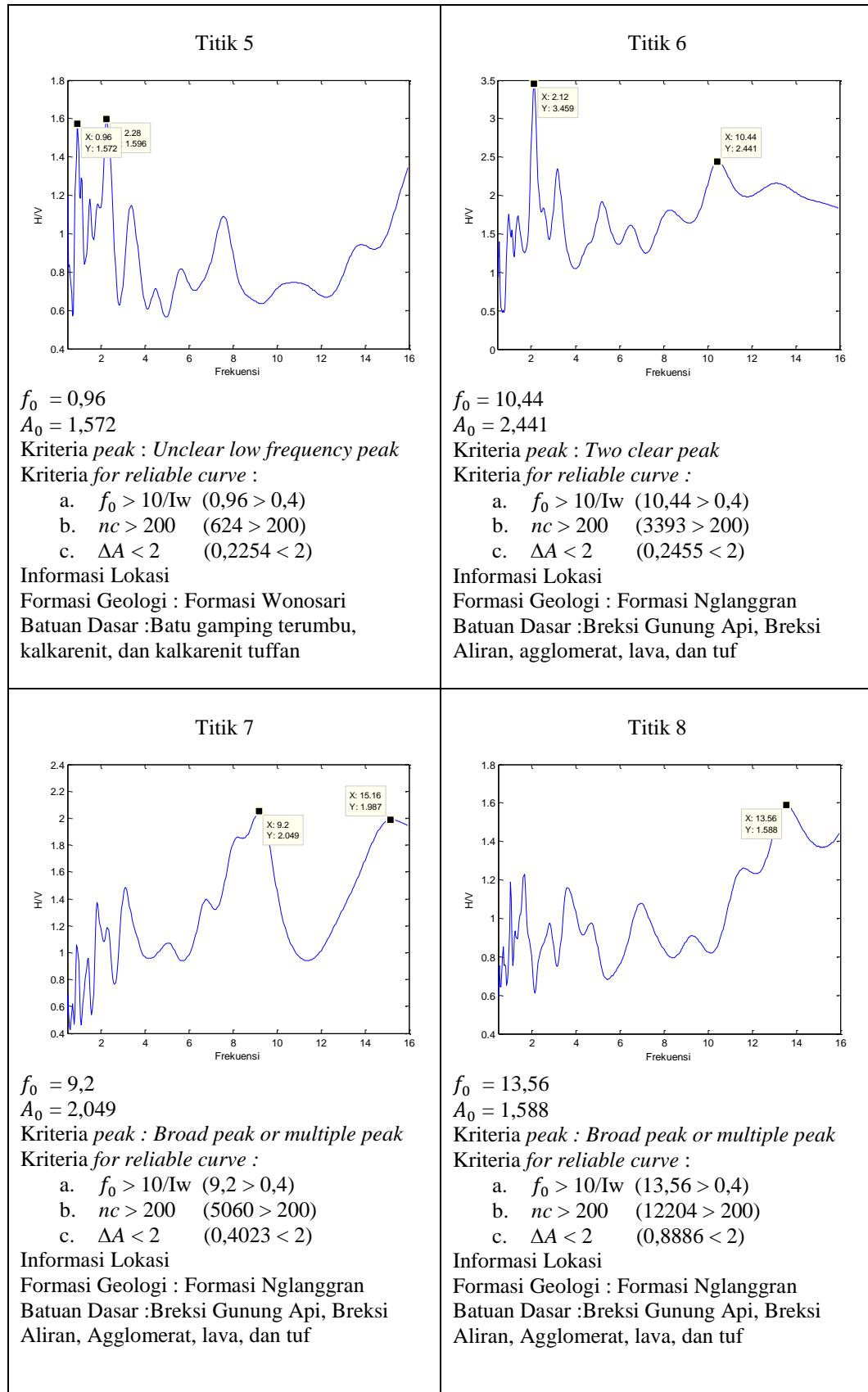
Kurva H/V harus memenuhi kriteria *reliable* yang mengacu pada standar yang dibuat oleh SESAME *European Research Project* (2004), seperti berikut ini:

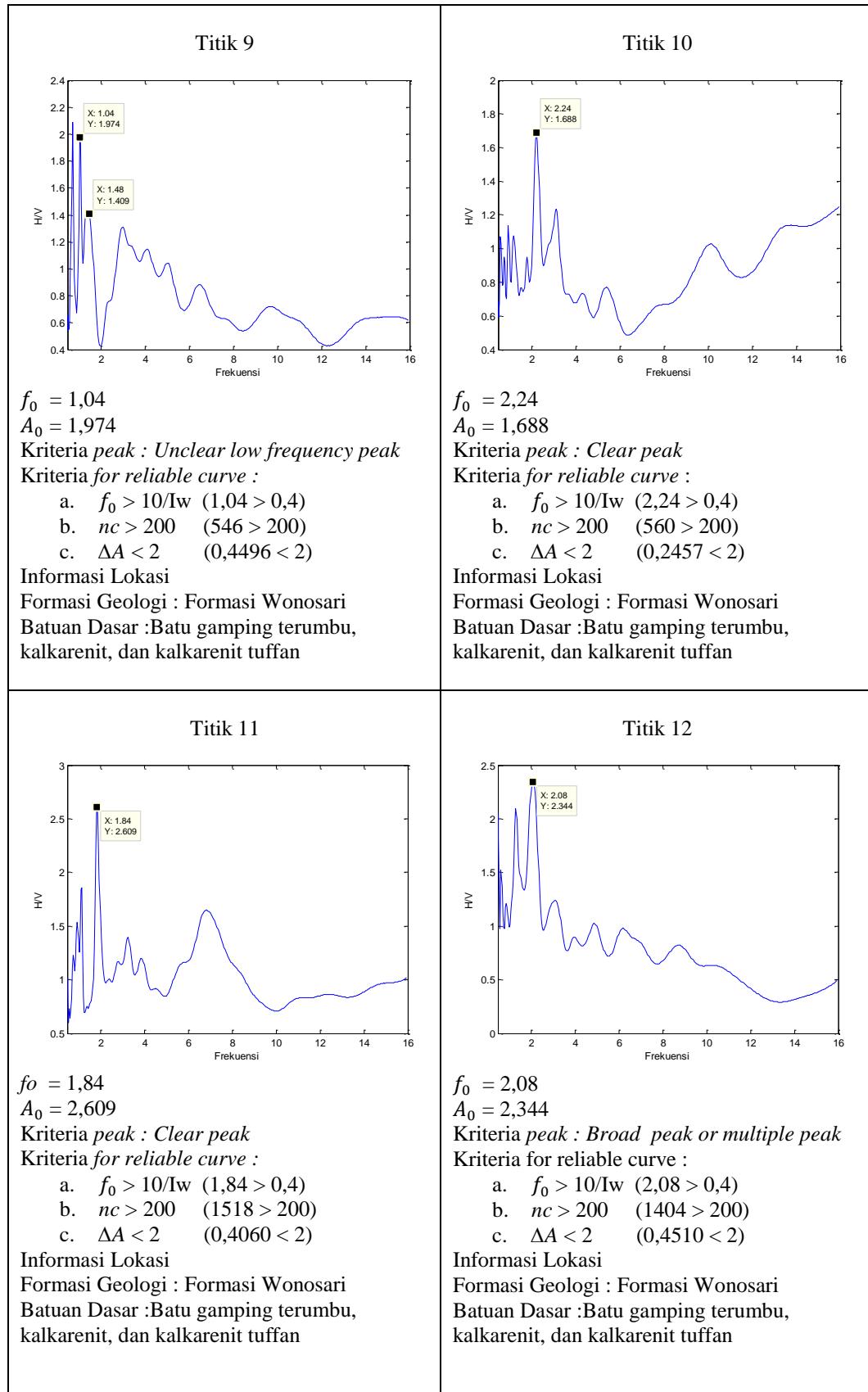
- a.  $f_0 > 10/l_w$ .
- b.  $n_c(f_0) > 200$ , dimana  $n_c = l_w n_w f_0$ .
- c.  $\sigma_A < 2$  untuk  $0.5f_o < f < 2f_o$  jika  $f_0 > 0.5$  Hz atau  $\sigma_A > 3$  untuk  $0.5f_o < f < 2f_o$  jika  $f_0 < 0.5$  Hz.

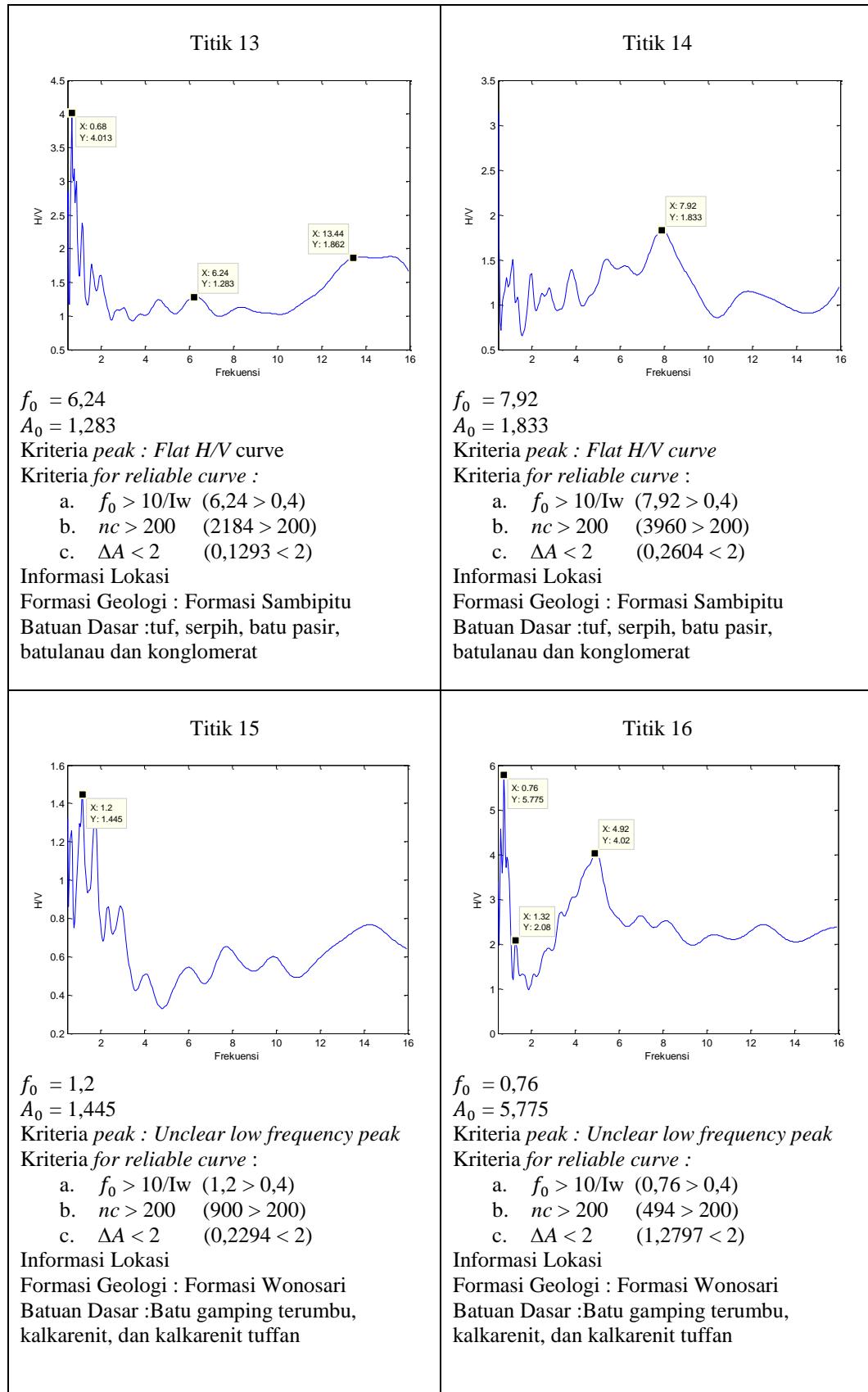
titik	$f_0$	$A$	$l_w$	$10/l_w$	$n_w$	$n_c$	$0,5f_0$	$2f_0$	$\sigma_A$	Kriteria		
										a	b	c
1	9,56	2,821	25	0,4	15	3585	4,78	19,12	0,5901	V	V	V
2	1	0,605	25	0,4	38	950	0,5	2	0,1242	V	V	V
3	6,52	2,259	25	0,4	52	8476	3,26	13,04	0,3166	V	V	V
4	12,6	1,815	25	0,4	23	7245	6,3	25,2	0,2896	V	V	V
5	0,96	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
25	1,96	1,515	25	0,4	34	1666	0,98	3,92	0,4499	V	V	V

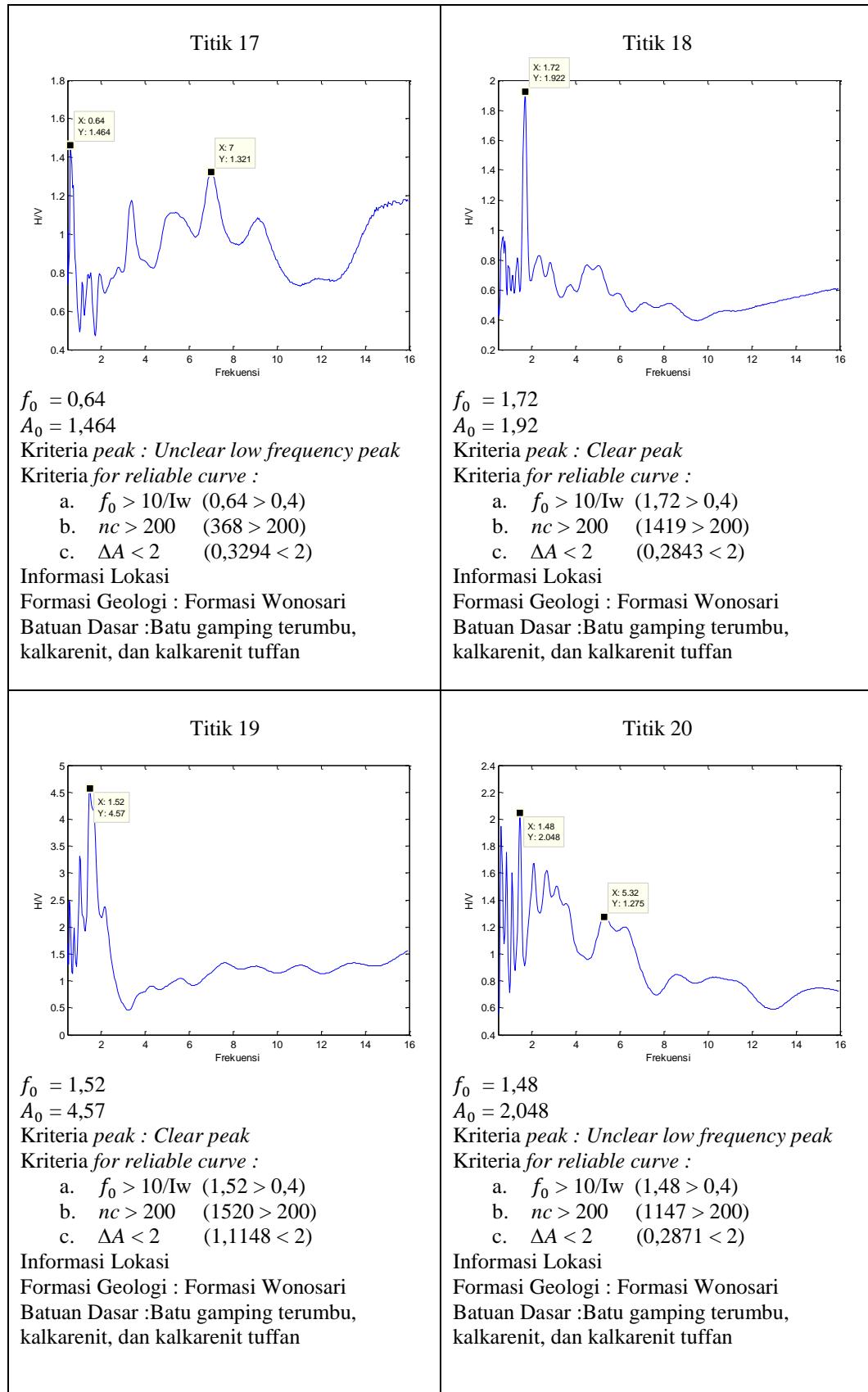
### Lampiran 3. Kurva H/V pada 24 Titik Pengamatan.

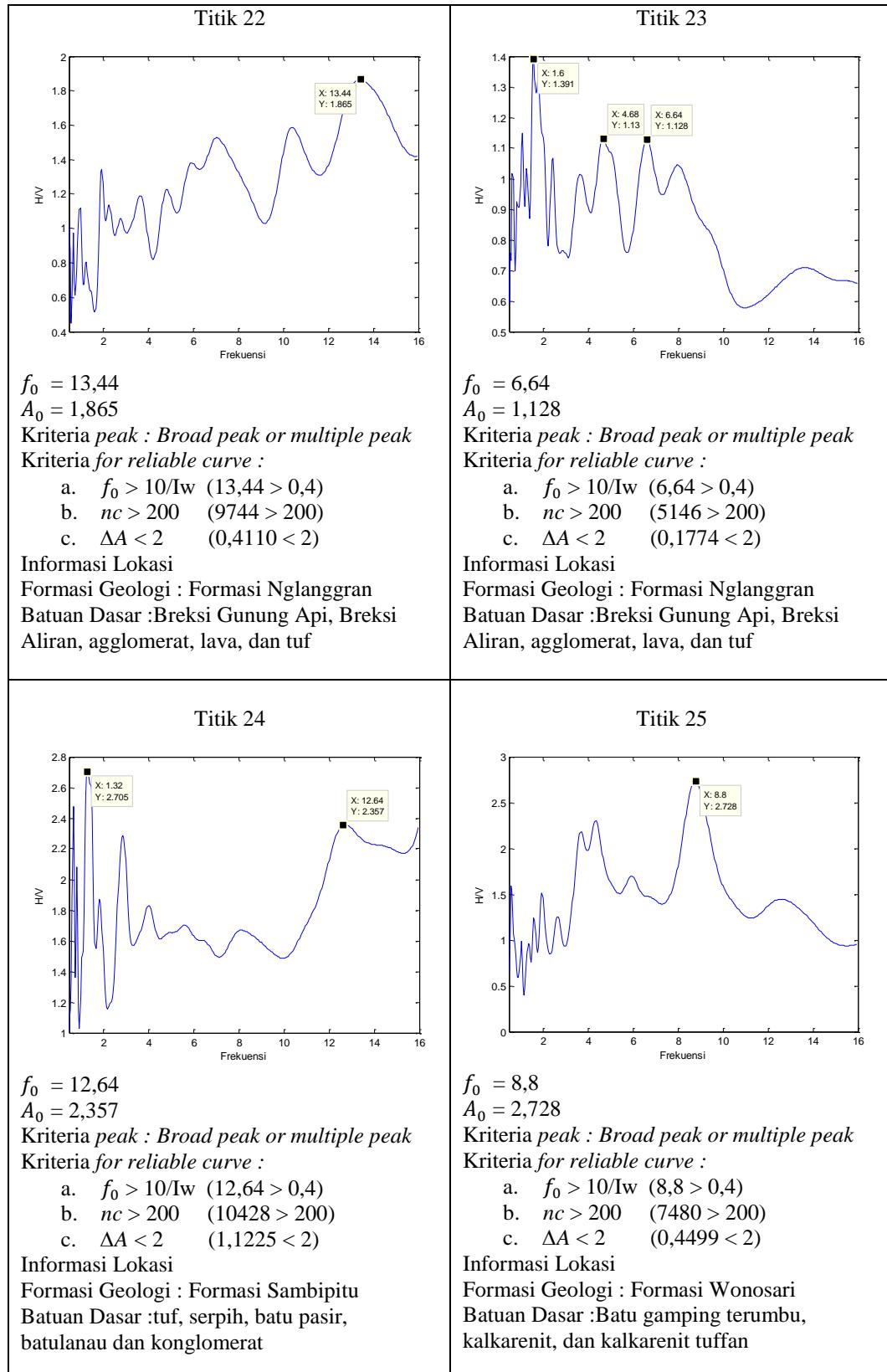












**Lampiran 4. Klasifikasi Tanah Menurut Kanai – Tanaka ( Arifin *et al.*, 2013)**

Titik	Formasi	$T_0$	Jenis tanah
1	Nglanggran	0,1046	I
2	Wonosari	1	IV
3	Sambipitu	0,1533	I
4	Sambipitu	0,0793	I
5	Wonosari	1,0416	IV
6	Nglanggran	0,0957	I
7	Nglanggran	0,1086	I
8	Nglanggran	0,0737	I
9	Wonosari	0,9615	IV
10	Wonosari	0,4464	IV
11	Wonosari	0,5434	IV
12	Wonosari	0,4807	IV
13	Sambipitu	0,1602	II
14	Sambipitu	0,1262	I
15	Wonosari	0,8333	IV
16	Wonosari	1,3157	IV
17	Wonosari	1,5625	IV
18	Wonosari	0,5813	IV
19	Wonosari	0,6578	IV
20	Wonosari	0,6756	IV
22	Nglanggran	0,0744	I
23	Nglanggran	0,1506	II
24	Sambipitu	0,0791	I
25	Wonosari	0,5102	IV

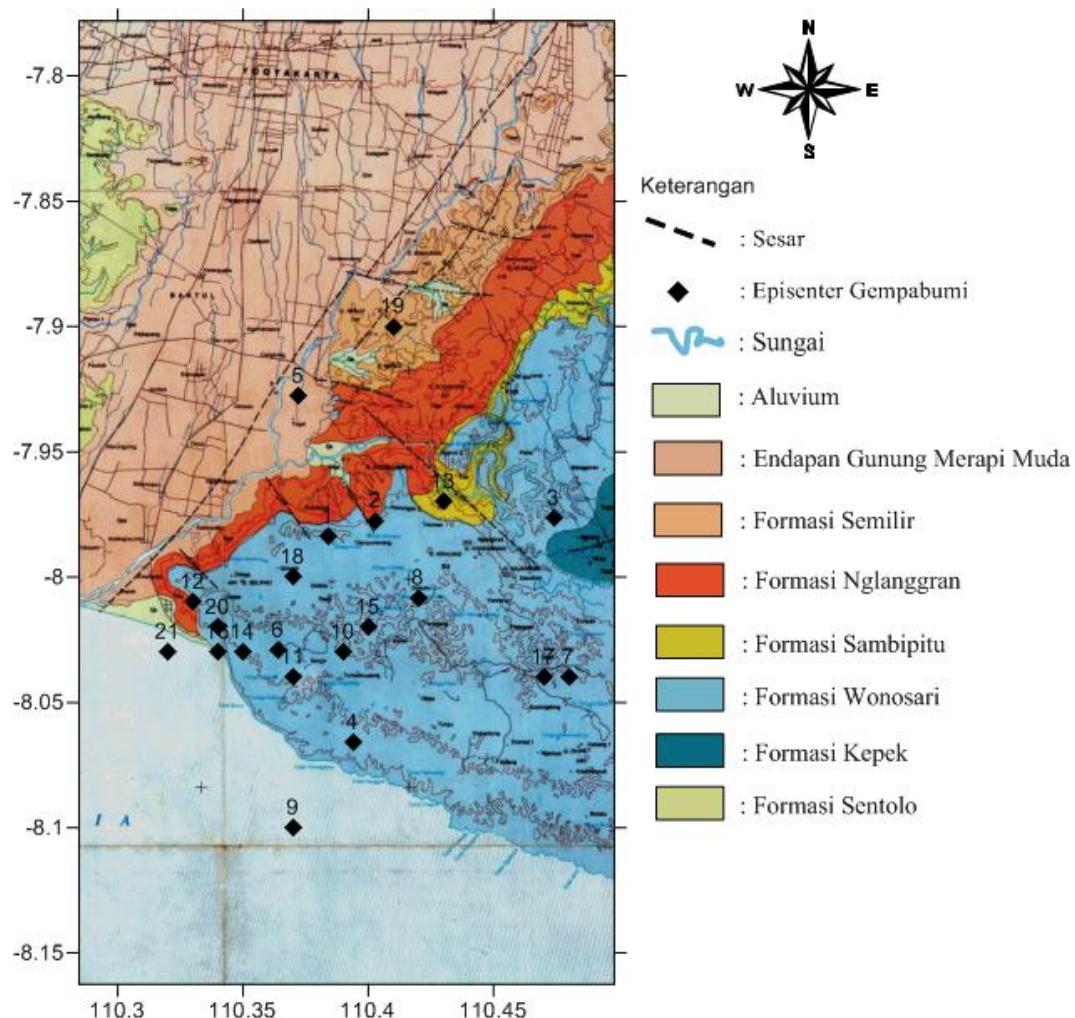
Titik	Formasi	$T_0$	Jenis tanah
1	Nglanggran	0,1046	I
6	Nglanggran	0,0957	I
7	Nglanggran	0,1086	I
8	Nglanggran	0,0737	I
22	Nglanggran	0,0744	I
23	Nglanggran	0,1506	II
3	Sambipitu	0,1533	I
4	Sambipitu	0,0793	I
24	Sambipitu	0,0791	I
13	Sambipitu	0,1602	II
14	Sambipitu	0,1262	I
10	Wonosari	0,4464	IV
11	Wonosari	0,5434	IV
12	Wonosari	0,4807	IV
18	Wonosari	0,5813	IV
19	Wonosari	0,6578	IV
20	Wonosari	0,6756	IV
25	Wonosari	0,5102	IV
15	Wonosari	0,8333	IV
2	Wonosari	1	IV
5	Wonosari	1,0416	IV
9	Wonosari	0,9615	IV
16	Wonosari	1,3157	IV
17	Wonosari	1,5625	IV

**Lampiran 5. Data Event Gempabumi Yogyakarta Periode Mei 2006 – Januari 2016.**

Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika Stasiun Geofisika Kelas I  
Yogyakarta Parameter Gempa Sistem Analisis WGSN

No.	Tanggal	Origin Time	Koordinat		Depth (km)	M (SR)
			Bujur (°)	Lintang (°)		
1	17-01-16	11:49:59	110,384	7,984	10	3
2	28-05-15	13:05:44	110,403	7,977	10	3,4
3	02-04-14	18:21:55	110,474	7,976	10	3,4
4	24-12-13	03:08:04	110,394	8,066	10	3,1
5	16-11-11	21:36:58	110,372	7,928	10	3
6	06-11-11	09:18:06	110,364	8,029	10	3,2
7	06-11-11	16:18:05	110,480	8,040	10	3,5
8	10-10-10	03:05:32	110,420	8,008	10	3
9	12-09-10	23:38:55	110,370	8,100	10	5
10	21-08-10	18:41:37	110,390	8,030	10	5
11	22-08-09	11:35:24	110,370	8,040	10	3,5
12	21-05-09	17:08:53	110,330	8,010	10	3,1
13	17-05-09	06:08:11	110,430	7,970	10	3,2
14	05-04-09	00:26:38	110,350	8,030	10	3
15	27-11-08	11:38:02	110,400	8,020	10	3
16	13-09-08	13:46:34	110,340	8,030	10	3,2
17	31-03-08	19:23:23	110,470	8,040	10	3,2
18	24-06-06	17:06:13	110,370	8,000	10	3,4
19	24-06-06	23:38:36	110,410	7,900	10	3
20	17-06-06	02:11:41	110,340	8,020	10	3,3
21	27-05-06	05:53:58	110,320	8,030	12	5,9

## Lampiran 6. Lokasi Episenter 21 Event Gempabumi Yogyakarta



**Lampiran 7. Nilai Percepatan Getaran Tanah di Lokasi Penelitian untuk Setiap *Event* Gempa**

No.	Tanggal <i>Event</i> Gempa	Koordinat		Depth (km)	M (SR)	Percepatan Getaran Tanah (cm/s <sup>2</sup> )
		Bujur ( °)	Lintang ( °)			
1	17-01-16	110,384	7,98382	10	3	2,293 s.d 9,834
2	28-05-15	110,403	7,9775	10	3,4	4,444 s.d 18,49
3	02-04-14	110,474	7,97658	10	3,4	5,253 s.d 17,89
4	24-12-13	110,394	8,06593	10	3,1	2,097 s.d 8,651
5	16-11-11	110,372	7,92787	10	3	2,131 s.d 8,933
6	06-11-11	110,364	8,02923	10	3,2	2,474 s.d 10,68
7	06-11-11	110,480	8,04	10	3,5	4,745 s.d 16,805
8	10-10-10	110,420	8,0084	10	3	2,513 s.d 10,14
9	12-09-10	110,370	8,1	10	5	24,25 s.d 99,95
10	21-08-10	110,390	8,03	10	5	34,53 s.d 145,8
11	22-08-09	110,370	8,04	10	3,5	3,736 s.d 15,97
12	21-05-09	110,330	8,01	10	3,1	1,916 s.d 8,401
13	17-05-09	110,430	7,97	10	3,2	3,764 s.d 14,61
14	05-04-09	110,350	8,03	10	3	1,749 s.d 7,595
15	27-11-08	110,400	8,02	10	3	2,243 s.d 9,386
16	13-09-08	110,340	8,03	10	3,2	2,212 s.d 9,628
17	31-03-08	110,470	8,04	10	3,2	3,127 s.d 11,31
18	24-06-06	110,370	8	10	3,4	2,075 s.d 9,016
19	24-06-06	110,410	7,9	10	3	2,359 s.d 9,047
20	17-06-06	110,340	8,02	10	3,3	2,610 s.d 11,40
21	27-05-06	110,320	8,03	12	5,9	84,74 s.d 363,1

## Lampiran 8. Perhitungan Jarak Episenter

Rumus empiris yang digunakan yaitu :

$$\Delta = 111,22 \sqrt{(b_{titik} - b_{gempa})^2 + (l_{titik} - l_{gempa})^2}$$

Titik	Koordinat Pengukuran		Koordinat Gempa		Jarak Episenter (km)
	Lintang (°)	Bujur (°)	Lintang (°)	Bujur (°)	
1	7,95785	110,3939	8,03	110,32	12,12470
2	7,96062	110,4118	8,03	110,32	12,79805
3	7,95083	110,4269	8,03	110,32	14,79478
4	7,96670	110,4330	8,03	110,32	14,40567
5	7,95823	110,4677	8,03	110,32	18,26420
6	7,94007	110,3924	8,03	110,32	12,84080
7	7,94315	110,4129	8,03	110,32	14,14421
8	7,93885	110,4306	8,03	110,32	15,94022
9	7,94802	110,4413	8,03	110,32	16,28333
10	7,93951	110,4675	8,03	110,32	19,22305
11	7,97533	110,3939	8,03	110,32	10,22344
12	7,97506	110,4136	8,03	110,32	12,07695
13	7,97569	110,4308	8,03	110,32	13,72499
14	7,97721	110,4468	8,03	110,32	15,27621
15	7,97486	110,4668	8,03	110,32	17,44086
16	7,99211	110,3923	8,03	110,32	9,078288
17	7,99328	110,4127	8,03	110,32	11,08937
18	7,99774	110,4269	8,03	110,32	12,41900
19	7,98852	110,4543	8,03	110,32	15,63319
20	7,99390	110,4638	8,03	110,32	16,48995
22	7,92498	110,4121	8,03	110,32	15,53576
23	7,92352	110,4330	8,03	110,32	17,26880
24	7,93251	110,4480	8,03	110,32	18,07418
25	7,92120	110,4671	8,03	110,32	20,34869

## Lampiran 9. Perhitungan Jarak Hiposenter

Rumus empiris yang digunakan yaitu :

$$R = \sqrt{\Delta^2 + h^2}$$

Titik	Jarak Episenter (km)	Kedalaman (km)	Jarak hiposenter (km)
1	12,12470	12	17,05897
2	12,79805	12	17,54394
3	14,79478	12	19,04955
4	14,40567	12	18,74896
5	18,26420	12	21,85363
6	12,84080	12	17,57516
7	14,14421	12	18,54882
8	15,94022	12	19,95221
9	16,28333	12	20,22738
10	19,22305	12	22,66110
11	10,22344	12	15,76448
12	12,07695	12	17,02506
13	13,72499	12	18,23116
14	15,27621	12	19,42583
15	17,44086	12	21,17035
16	9,078288	12	15,04710
17	11,08937	12	16,33935
18	12,41900	12	17,26938
19	15,63319	12	19,70778
20	16,48995	12	20,39408
22	15,53576	12	19,63059
23	17,26880	12	21,02883
24	18,07418	12	21,69507
25	20,34869	12	23,62349

## Lampiran 10. Analisis Percepatan Getaran Tanah Maksimum

Percepatan getaran tanah dicari menggunakan metode Kanai (1966) dengan rumus empiris sebagai berikut :

$$\alpha = \frac{a_1}{\sqrt{T_G}} 10^{a_2 M - P \log R + Q}$$

$$P = a_3 + \frac{a_4}{R}$$

$$Q = a_5 + \frac{a_6}{R}$$

dimana  $a_1 = 5, a_2 = 0,61, a_3 = 1,66, a_4 = 3,60, a_5 = 0,167, a_6 = -1,83$ .

Titik	Periode (sekon)	M (SR)	R (km)	$\alpha$ (cm/s <sup>2</sup> )
1	12,12470	5,9	17,05897	349,060
2	12,79805	5,9	17,54394	109,677
3	14,79478	5,9	19,04955	256,771
4	14,40567	5,9	18,74896	363,064
5	18,26420	5,9	21,85363	84,7412
6	12,84080	5,9	17,57516	353,724
7	14,14421	5,9	18,54882	313,792
8	15,94022	5,9	19,95221	352,238
9	16,28333	5,9	20,22738	96,1012
10	19,22305	5,9	22,66110	124,242
11	10,22344	5,9	15,76448	165,822
12	12,07695	5,9	17,02506	163,150
13	13,72499	5,9	18,23116	263,188
14	15,27621	5,9	19,42583	277,112
15	17,44086	5,9	21,17035	98,1683
16	9,078288	5,9	15,04710	111,553
17	11,08937	5,9	16,33935	94,3588
18	12,41900	5,9	17,26938	146,205
19	15,63319	5,9	19,70778	119,522
20	16,48995	5,9	20,39408	113,615
22	15,53576	5,9	19,63059	356,920
23	17,26880	5,9	21,02883	232,648
24	18,07418	5,9	21,69507	100,183
25	20,34869	5,9	23,62349	110,815

## Lampiran 11. Analisis Intensitas Gempabumi

Intensitas Gempabumi dicari menggunakan persamaan Wald dengan rumus empiris sebagai berikut :

$$IMM = 3,6 \log \alpha - 1,66$$

Titik	$\alpha$ (cm/s <sup>2</sup> )	IMM	Skala MMI
1	349,060	7,647014	VIII
2	109,677	5,806823	VI
3	256,771	7,158939	VII
4	363,064	7,709537	VIII
5	84,7412	5,596826	VI
6	353,724	7,668113	VIII
7	313,792	7,477711	VII
8	352,238	7,661423	VIII
9	96,1012	5,596788	VI
10	124,242	6,005025	VI
11	165,822	6,463894	VI
12	163,150	6,438074	VI
13	263,188	7,198178	VII
14	277,112	7,280118	VII
15	98,1683	5,630616	VI
16	111,553	5,833787	VI
17	94,3588	5,567704	VI
18	146,205	6,263762	VI
19	119,522	5,943454	VI
20	113,615	5,862896	VI
22	356,920	7,68241	VIII
23	232,648	7,002123	VII
24	100,183	5,662913	VI
25	110,815	5,823224	VI

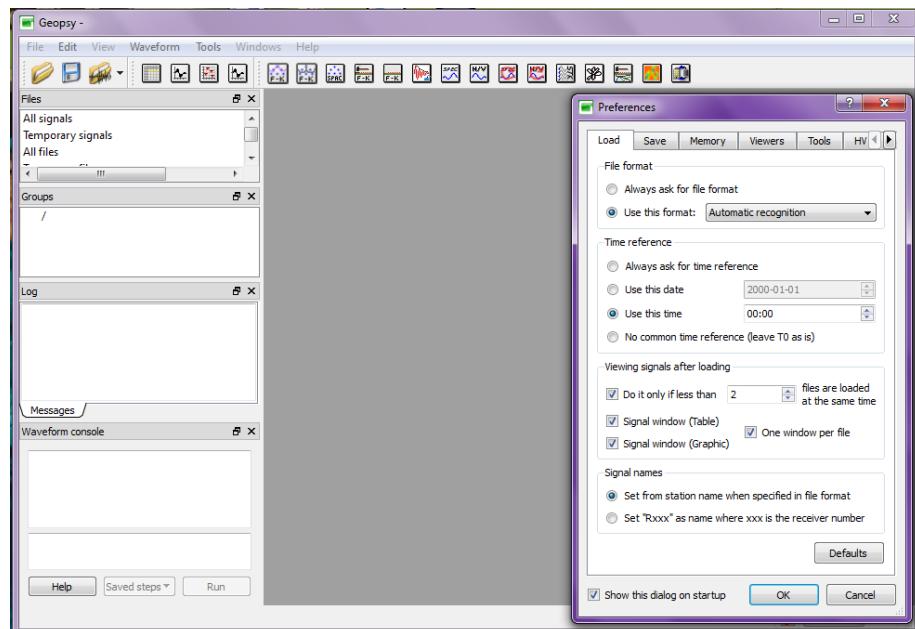
**Lampiran 12. Percepatan Getaran Tanah dan Tingkat kerawanan Berdasarkan Formasi Batuan**

Titik	Formasi	$T_0$ (sekon)	PGA (cm/s <sup>2</sup> )	Skala MMI	Tingkat kerawanan
22	Nglanggran	0,0744048	356,920	VIII	Menengah
6	Nglanggran	0,0957854	353,724	VIII	Menengah
8	Nglanggran	0,0737463	352,238	VIII	Menengah
1	Nglanggran	0,1046025	349,060	VIII	Menengah
7	Nglanggran	0,1086957	313,792	VII	Menengah
23	Nglanggran	0,1506024	232,648	VII	Menengah
4	Sambipitu	0,0793651	363,064	VIII	Menengah
14	Sambipitu	0,1262626	277,112	VII	Menengah
13	Sambipitu	0,1602564	263,188	VII	Menengah
3	Sambipitu	0,1533742	256,771	VII	Menengah
24	Sambipitu	0,0791139	100,183	VI	Menengah
11	Wonosari	0,5434783	165,822	VI	Menengah
12	Wonosari	0,4807692	163,150	VI	Menengah
18	Wonosari	0,5813953	146,205	VI	Menengah
10	Wonosari	0,4464286	124,242	VI	Menengah
19	Wonosari	0,6578947	119,522	VI	Menengah
20	Wonosari	0,6756757	113,615	VI	Menengah
16	Wonosari	1,3157895	111,553	VI	Menengah
25	Wonosari	0,5102041	110,815	VI	Menengah
2	Wonosari	1	109,677	VI	Menengah
15	Wonosari	0,8333333	98,1683	VI	Menengah
9	Wonosari	0,9615385	96,1012	VI	Menengah
17	Wonosari	1,562500	94,3588	VI	Menengah
5	Wonosari	1,0416667	84,7412	VI	Menengah

## Lampiran 13. Proses Pengolahan Data Mikrotremor Menggunakan *Software Sesarray Geopsy*.

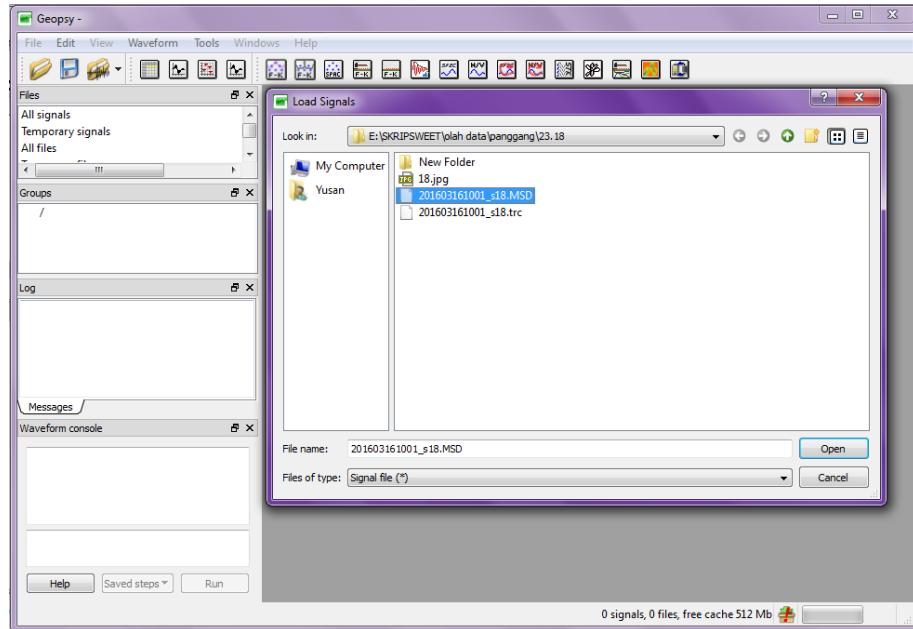
Data mikrotremor yang diperoleh dari proses akuisisi data diolah pada *software Sesarray Geopsy* dengan tujuan untuk melakukan *cutting* sinyal tanpa *noise* dengan langkah-langkah sebagai berikut :

1. Membuka *software Sesarray Geopsy*, sehingga akan muncul tampilan:



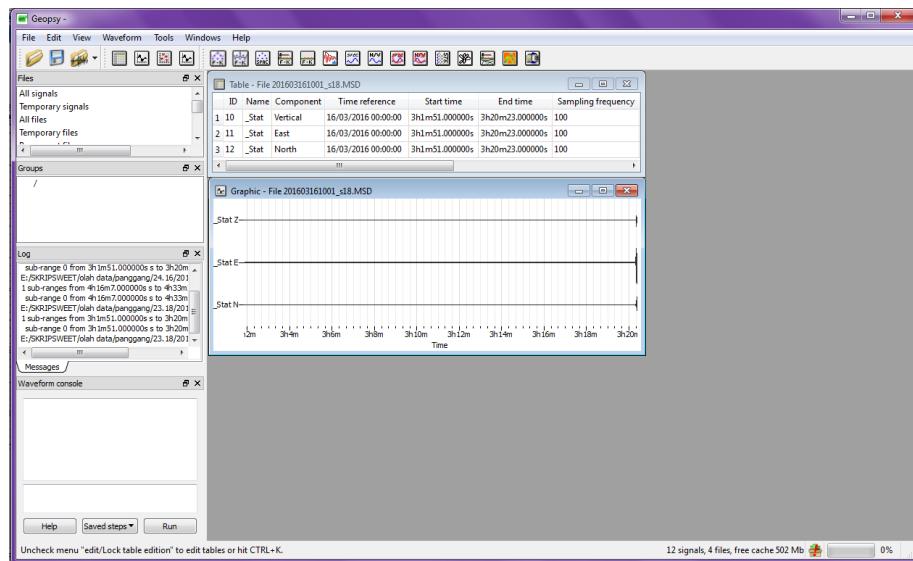
Gambar L1. Tampilan Awal Sesarray Geopsy.

2. Klik OK pada jendela *Preferences*.
3. Pada menu *File*, pilih *import signals* maka akan muncul tampilan jendela *load signals* tempat file data mikrotremor tersedia. Pilih *file* dalam format .MSD lalu klik *open*.



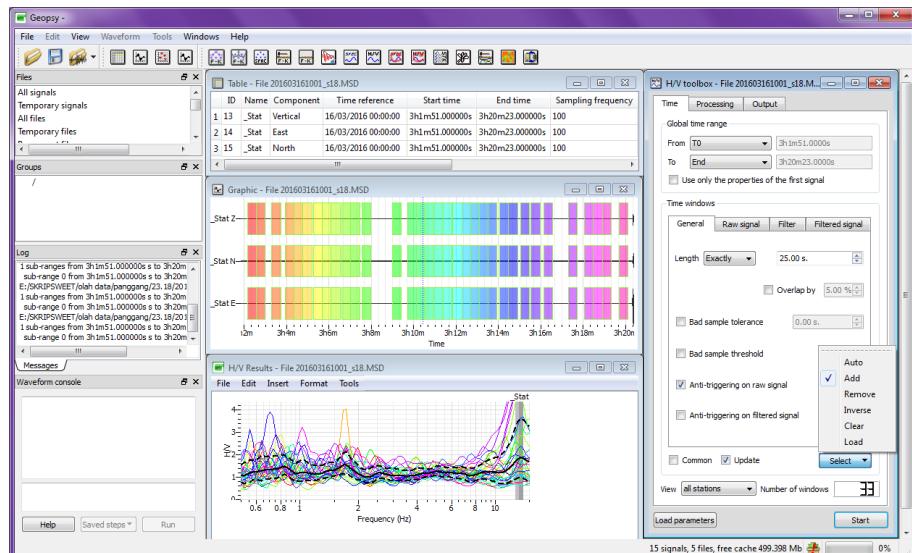
Gambar L2. Proses *Load Data*.

4. File yang dibuka akan memunculkan 2 tampilan jendela, yaitu *Table* berisi data tiga komponen sinyal (*Vertical*, *East*, dan *North*), dan *Graphic* hasil pengukuran. Grafik ini terdiri dari tiga komponen sinyal yang masih mengandung *noise*.



Gambar L3. Tabel dan Grafik Tiga Komponen Sinyal.

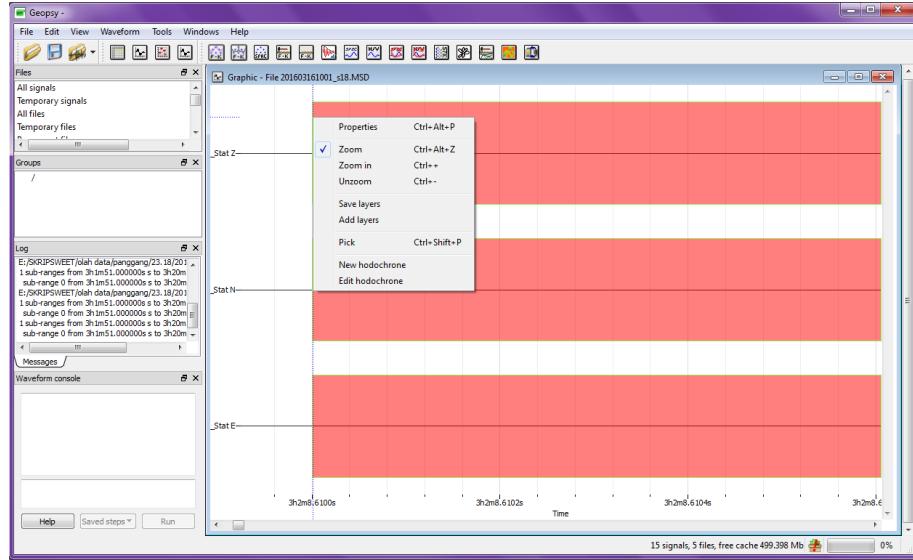
5. Pada menu *Tools*, pilih *H/V* maka akan muncul jendela *H/V Toolbox*. Terdapat tiga pilihan kolom pada jendela *H/V Toolbox* yaitu *Time*, *Processing*, dan *Output*. Pada kolom *Time* atur *length windows exactly* 25,00 sekon. Pada kolom *Processing* atur *Smoothing type* Konno & Ohmachi dan *Squared average* untuk *Horizontal components*. Sedangkan pada kolom *Output* atur *Frequency sampling* mulai dari 0,50 Hz sampai 15,00 Hz dengan *Number of samples* 100. Untuk melakukan pemilihan sinyal tanpa *noise*, pada kolom *Time*, atur *select* pada posisi *Add* kemudian klik *Start*. Jendela *H/V Result* akan tampil dan pada jendela *Graphic* tiga komponen sinyal akan ter-*window*-kan berdasarkan sinyal tanpa *noise* yang ditandai dengan pengelompokan spektrum warna.



Gambar L4. Windowing Sinyal Tanpa Noise.

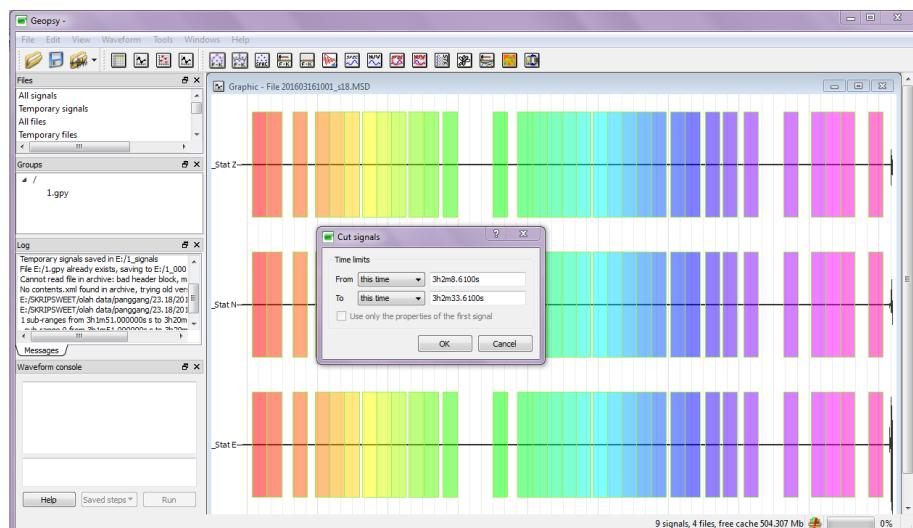
6. Pada jendela *Graphic*, setiap *window* menunjukkan durasi selama 25,00 sekon. Banyaknya *window* tertera pada jendela *H/V Result* kolom *Time*, *Number of windows* (pada contoh berjumlah 33). Setiap *window* memiliki waktu awal dan akhir. Untuk mengetahui waktu awal setiap *window*, klik kanan pada sinyal, pilih *zoom*, tarik *pointer select* pada awal mulai pergantian warna untuk

memperbesar tampilan (*zoom*) sampai garis waktu berada tepat lurus dengan awal mulai *window*. Catat waktu awal dan lakukan untuk setiap *window*.



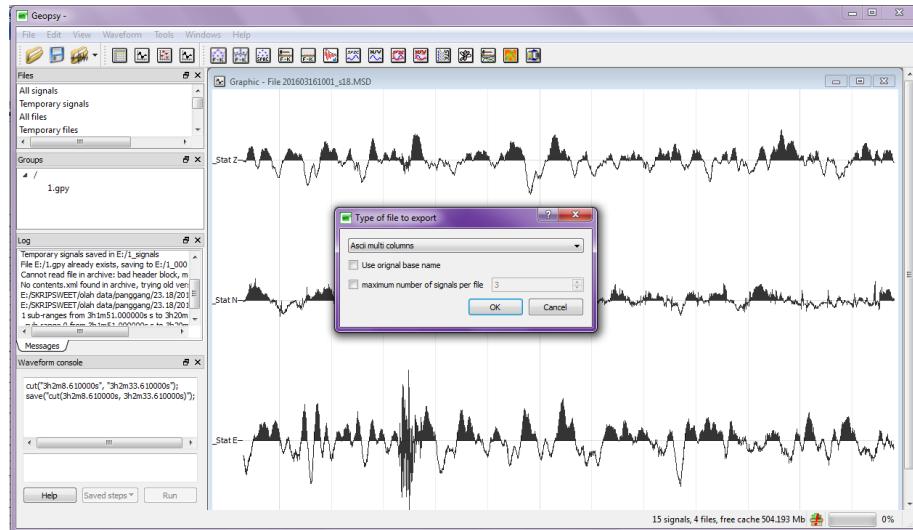
Gambar L5. Waktu Awal Setiap *Window*.

7. Setelah mencatat waktu awal setiap *window* sejumlah banyaknya *window*, pilih *Waveform* dan klik *cut* sehingga menampilkan jendela *Cut signals*. Atur *Time limits from this time to this time*. Tuliskan waktu awal mulai *window* pada *Time limits from this time* dan hasil jumlahan 25 sekon dengan waktu awal mulai *window* pada *Time limits to this time*, kemudian klik *OK*.



Gambar L6. Proses *Cutting Sinyal*.

8. Simpan hasil *cutting* sinyal dalam format *file* dengan cara meng-*export* hasil *cutting* sinyal tersebut. Pada menu *File* pilih *export* sehingga muncul jendela *Type of file to export*. Pilih format *Ascii multi columns* kemudian klik *OK*.



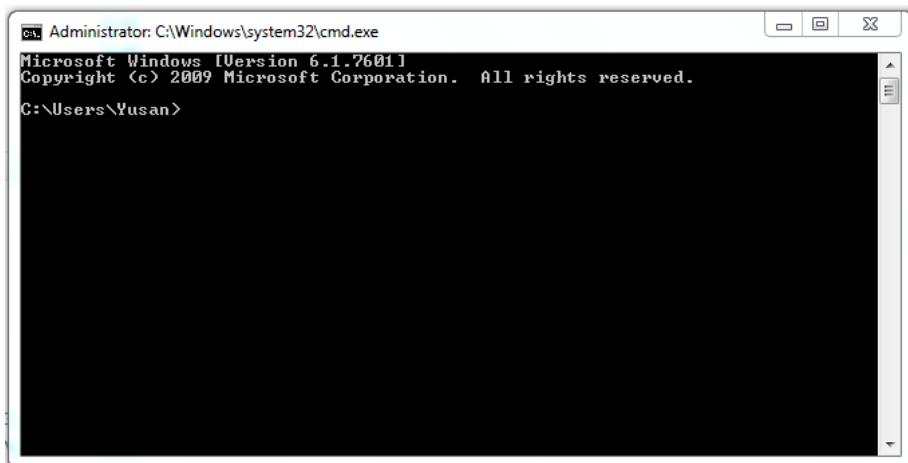
Gambar L7. Proses Export Sinyal Tanpa Noise

9. Pilih lokasi penyimpanan, beri nama dan klik *Save*. Lakukan langkah 7 dan 8 untuk setiap *window*. Tempatkan hasil *cutting* sinyal setiap *window* pada satu *folder* untuk satu data mikrotremor.
10. Ulangi langkah 3 sampai 9 untuk data mikrotremor yang lainnya.

#### Lampiran 14. Analisis Mikrotremor Menggunakan *Software Matlab R2008a*

Analisis mikrotremor menggunakan bantuan *software MATLAB R2008a* bertujuan untuk mencari kurva *H/V*. Langkah-langkah yang dilakukan adalah sebagai berikut:

1. Menyimpan hasil *Cutting* dan Program Matlab yang terdiri dari *smoothing*, *FFT\_64*, program pemanggil, dan program *HVSR* dalam satu *folder* untuk masing-masing titik pengamatan.
2. Tekan tombol *Window + R* , lalu ketik cmd , sehingga akan muncul jendela seperti gambar berikut :

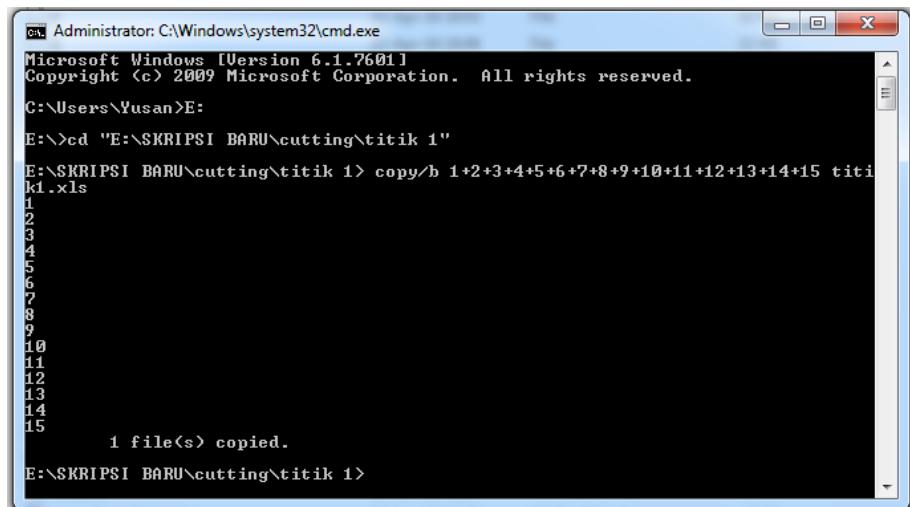


Gambar L8. Tampilan Awal *Command Prompt*.

3. Setelah jendela di atas muncul, tuliskan perintah dengan urutan sebagai berikut:
  - a. Mengetik *Local disc* penyimpanan hasil *cutting* sinyal dengan di akhiri tanda titik dua (:), lalu tekan *enter*
  - b. Mengetik *cd* (spasi) “*paste copy address*” , lalu tekan *enter*
  - c. Mengetik *copy/b* (spasi) *1+2+3+.....+n* (spasi) *filename.xlsx* , dengan n adalah banyaknya *cutting* atau *number of window* dari masing-masing titik

penelitian dan *filename.xlsx* adalah nama *file* yang akan disimpan dalam format *Excel Workbook (xlsx)*, lalu tekan *enter*

Maka akan muncul jendela seperti gambar dibawah ini, dan file telah ter-*copy* dalam format .xlsx



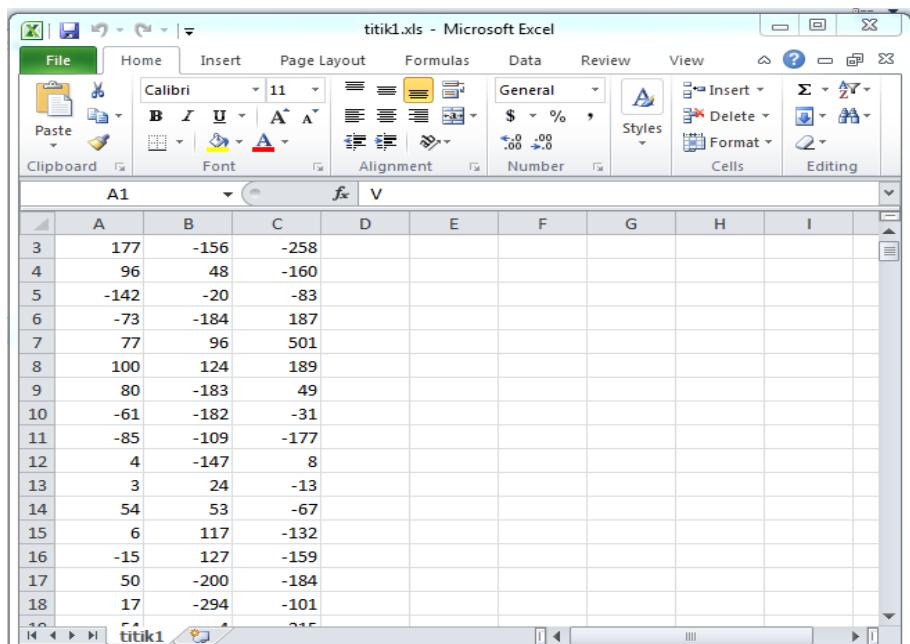
```
Administrator: C:\Windows\system32\cmd.exe
Microsoft Windows [Version 6.1.7601]
Copyright (c) 2009 Microsoft Corporation. All rights reserved.

C:\Users\Yusan>E:
E:>cd "E:\SKRIPSI BARU\cutting\titik 1"
E:\SKRIPSI BARU\cutting\titik 1> copy/b 1+2+3+4+5+6+7+8+9+10+11+12+13+14+15 titik1.xls
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
      1 file(s) copied.

E:\SKRIPSI BARU\cutting\titik 1>
```

Gambar L9. Input Masukan *Command Prompt*.

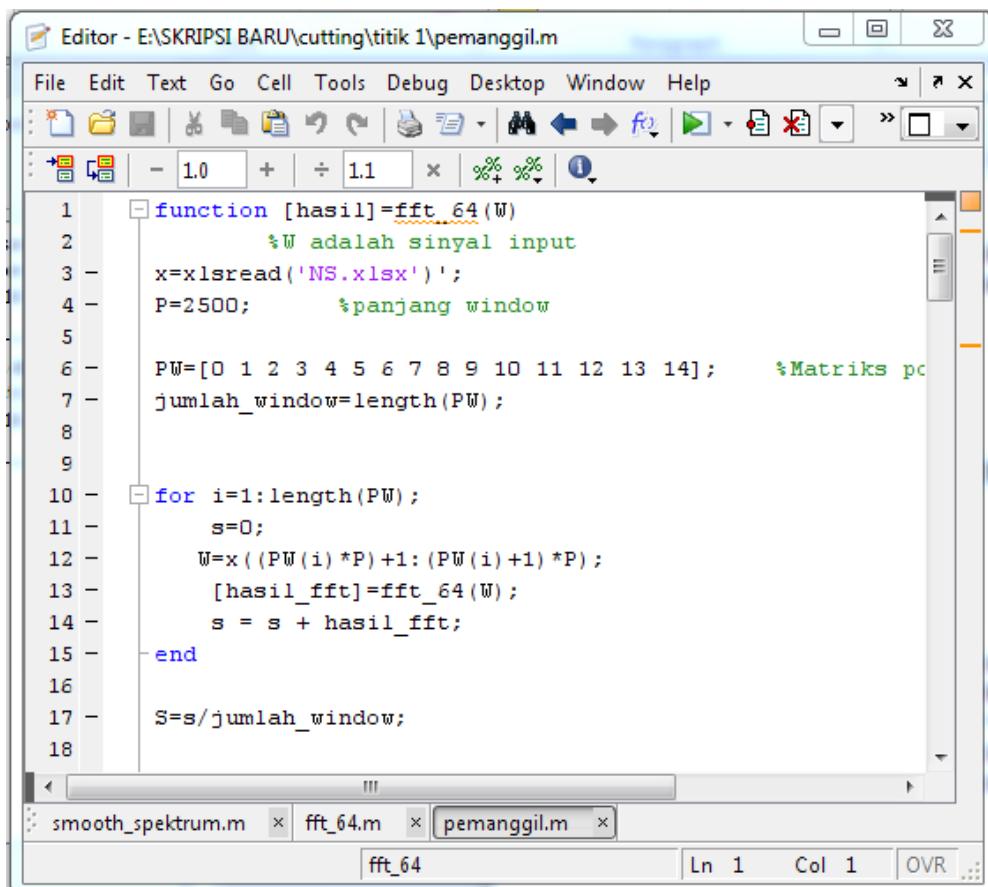
4. Membuka *file* yang telah diubah ke dalam format *Excel Workbook (.xlsx)* menggunakan *software Microsoft Excel*, sehingga didapatkan tampilan:



	A	B	C	D	E	F	G	H	I
3	177	-156	-258						
4	96	48	-160						
5	-142	-20	-83						
6	-73	-184	187						
7	77	96	501						
8	100	124	189						
9	80	-183	49						
10	-61	-182	-31						
11	-85	-109	-177						
12	4	-147	8						
13	3	24	-13						
14	54	53	-67						
15	6	117	-132						
16	-15	127	-159						
17	50	-200	-184						
18	17	-294	-101						

Gambar L10. Nilai Tiga Komponen Sinyal.

5. Kolom A menunjukkan *file* data SHZ, kolom B menunjukkan *file* data SHE, dan kolom C menunjukkan *file* data SHN. Membuat komponen data mikrotremor yang tadinya hanya pada satu *file* saja menjadi tiga *file* sehingga 2 komponen horizontal terpisah dengan komponen vertikal. Simpan *file* dengan format EW.xlsx untuk komponen *East-West*, NS.xlsx untuk komponen *North-South*, dan V.xlsx untuk komponen vertikal.
6. Membuka program *Matlab* yang terdiri dari *smoothing*, *FFT\_64*, dan program pemanggil, untuk menganalisis tiap komponen dengan cara FFT menggunakan program *radix*.



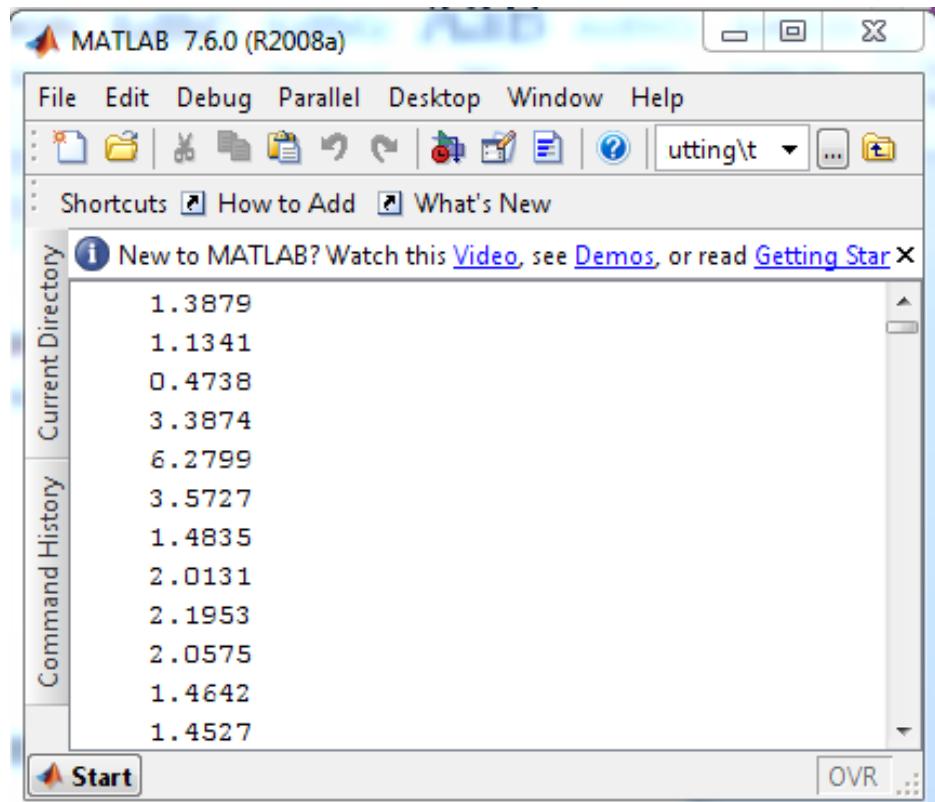
```

Editor - E:\SKRIPSI BARU\cutting\titik 1\pemanggil.m
File Edit Text Go Cell Tools Debug Desktop Window Help
File Edit Text Go Cell Tools Debug Desktop Window Help
1 function [hasil]=fft_64(W)
2 %W adalah sinyal input
3 x=xlsread('NS.xlsx');
4 P=2500; %panjang window
5
6 PW=[0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14]; %Matriks panjang window
7 jumlah_window=length(PW);
8
9
10 for i=1:length(PW);
11 s=0;
12 W=x((PW(i)*P)+1:(PW(i)+1)*P);
13 [hasil_fft]=fft_64(W);
14 s = s + hasil_fft;
15 end
16
17 S=s/jumlah_window;
18

```

Gambar L11. *Input* Program Matlab

7. Ketiga program tersebut kemudian di-*run* secara bergantian sehingga pada *Command window* akan muncul nilai hasil FFT menggunakan *radix* seperti gambar berikut:

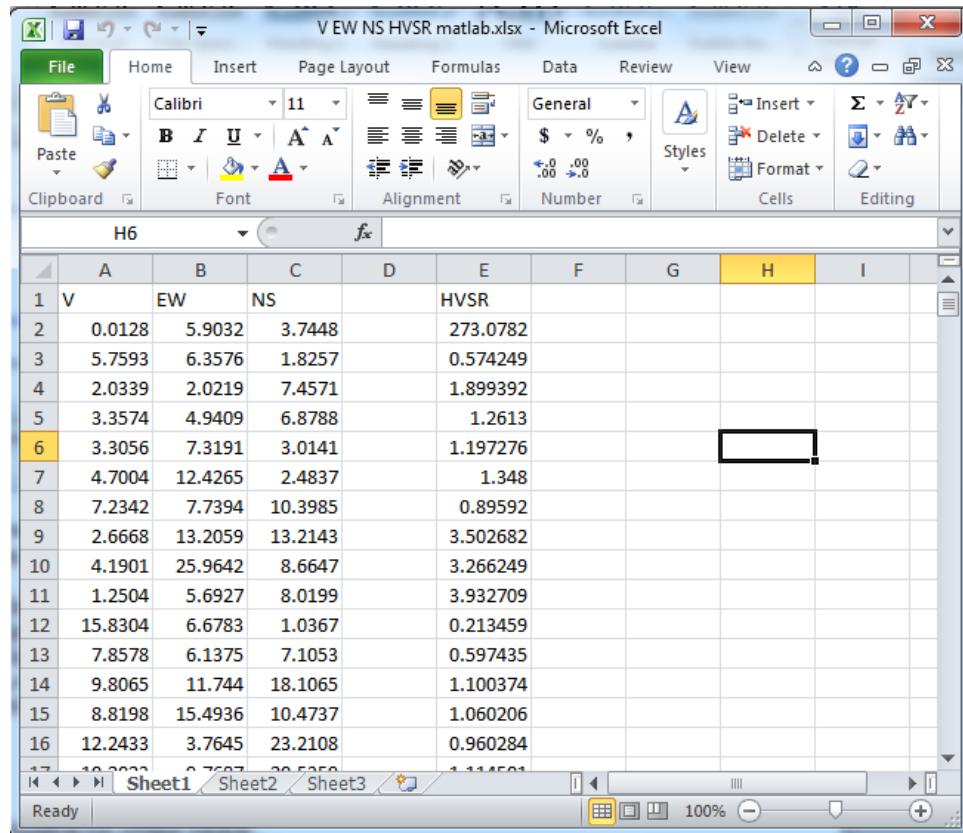


Gambar L16. Nilai FFT Komponen Sinyal.

8. *Copy-kan* nilai hasil FFT pada *Command window* tersebut pada *Excel worksheet*. Ganti nama *file* yang akan dipanggil pada program pemanggil dengan kedua komponen yang lainnya untuk mengetahui hasil FFT dari kedua komponen tersebut. *Copy* hasil FFT dari ketiga komponen tersebut dan *paste* pada satu *worksheet* baru. Setelah itu hitung nilai *HVSR* dari ketiga komponen tersebut menggunakan persamaan:

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

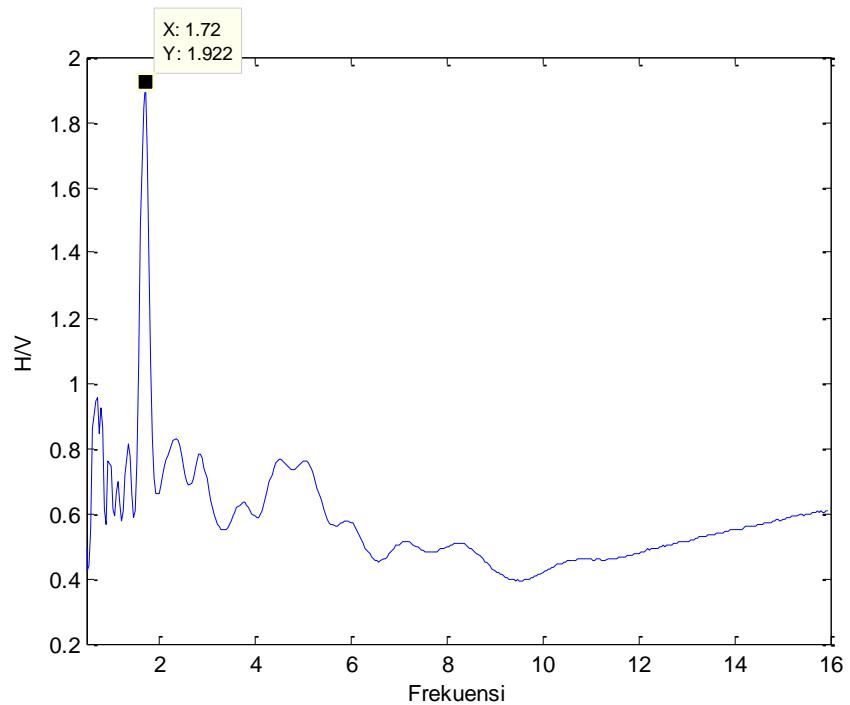
Sehingga didapatkan hasil sebagai berikut :



	A	B	C	D	E	F	G	H	I
1	V	EW	NS		HVSR				
2	0.0128	5.9032	3.7448		273.0782				
3	5.7593	6.3576	1.8257		0.574249				
4	2.0339	2.0219	7.4571		1.899392				
5	3.3574	4.9409	6.8788		1.2613				
6	3.3056	7.3191	3.0141		1.197276				
7	4.7004	12.4265	2.4837		1.348				
8	7.2342	7.7394	10.3985		0.89592				
9	2.6668	13.2059	13.2143		3.502682				
10	4.1901	25.9642	8.6647		3.266249				
11	1.2504	5.6927	8.0199		3.932709				
12	15.8304	6.6783	1.0367		0.213459				
13	7.8578	6.1375	7.1053		0.597435				
14	9.8065	11.744	18.1065		1.100374				
15	8.8198	15.4936	10.4737		1.060206				
16	12.2433	3.7645	23.2108		0.960284				
17									

Gambar L17. Nilai FFT Tiga Komponen Sinyal dan HVSR.

9. Untuk memperoleh kurva  $H/V$  dilakukan dengan cara *ploting* menggunakan *software MATLAB R2008a*.
10. *Copy paste* terlebih dahulu nilai HVSR ke dalam *worksheet* yang berbeda dan simpan dengan nama HVSR.xlsx sehingga dalam satu *file Excel* hanya terdapat nilai HVSR saja.
11. Untuk *plotting* nilai HVSR, Buka program HVSR pada Matlab kemudian di-*run* sehingga akan didapat hasil plotting seperti gambar dibawah ini:



Gambar L18. Kurva H/V Hasil Analisis Matlab.

12. Dari grafik maka akan diketahui nilai amplifikasi pada sumbu y dan nilai frekuensi predominan pada sumbu x.
13. Proses ini dilakukan untuk semua hasil pengukuran yang dilakukan di setiap titik pengamatan.

## Lampiran 15. Program Matlab

### a. 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+z
19+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+z
52+z53+z54+z55+z56+z57+z58+z59+z60+z61+z62+z63+z64;

hasil=abs (2*z/N);

end

```

## b. Program *smoothing*

```

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= isnann(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
f_c=f(j);
[smooth_window]=konno_ohmachi_smoothing_window(f,f_c,b);
smooth_matrix=[smooth_matrix smooth_window'];
end
end

```

### c. Program pemanggil komponen sinyal

```

function [hasil]=fft_64(W)
    %W adalah sinyal input
x=xlsread('NS.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);
m=0:1:(N-1);
fx=(fs/N)*m';
f=fx';
St=S';
%===== Smoothing=====
b=40;
[S1]=smooth_spektrum(St,f,b);
S1t=S1';

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

```

**d. Program pemanggil *HVS*R**

```
clc; clear all;clf;
x=xlsread('hvsr.xlsx');
N=length(x);

fs=100;

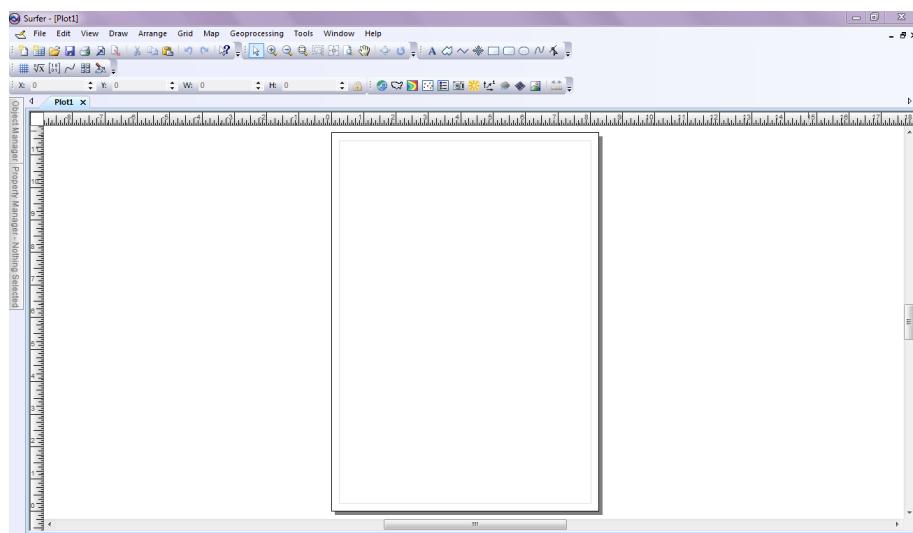
k=0:1:(N-1);
f=(fs/N)*k';

plot(f(1:400),x(1:400), 'b');
xlabel('Frekuensi');
ylabel('H/V');
xlim([0.5 16]);
```

## Lampiran 16. Peta Pemodelan

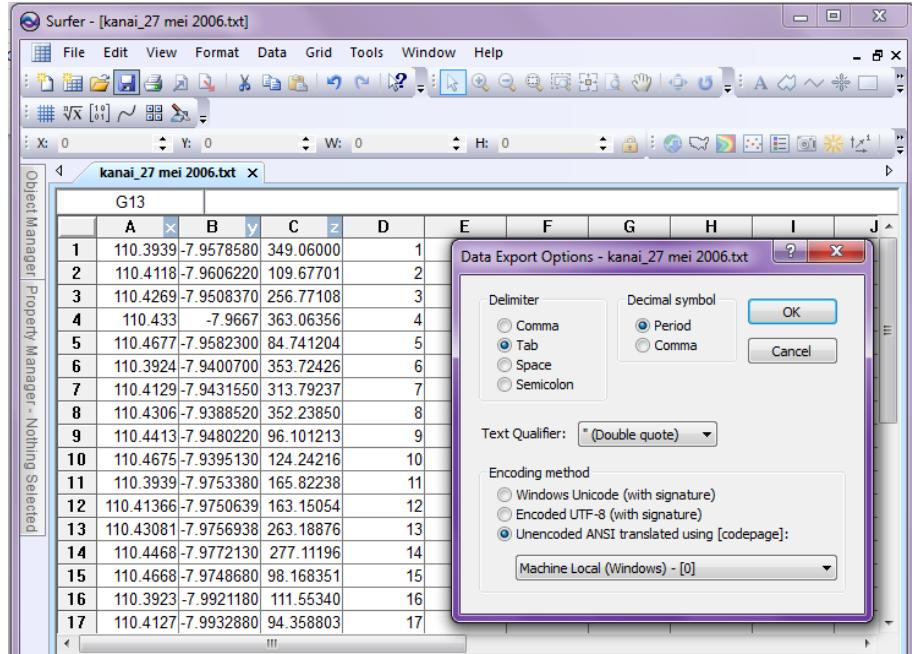
Pemetaan dibuat dengan menggunakan bantuan *software Surfer12*. Sebagai contoh, pemetaan dilakukan terhadap nilai percepatan getaran tanah maksimum. Langkah-langkah yang dikerjakan adalah sebagai berikut:

1. Membuka *software Surfer12*, sehingga akan muncul tampilan sebagai berikut:



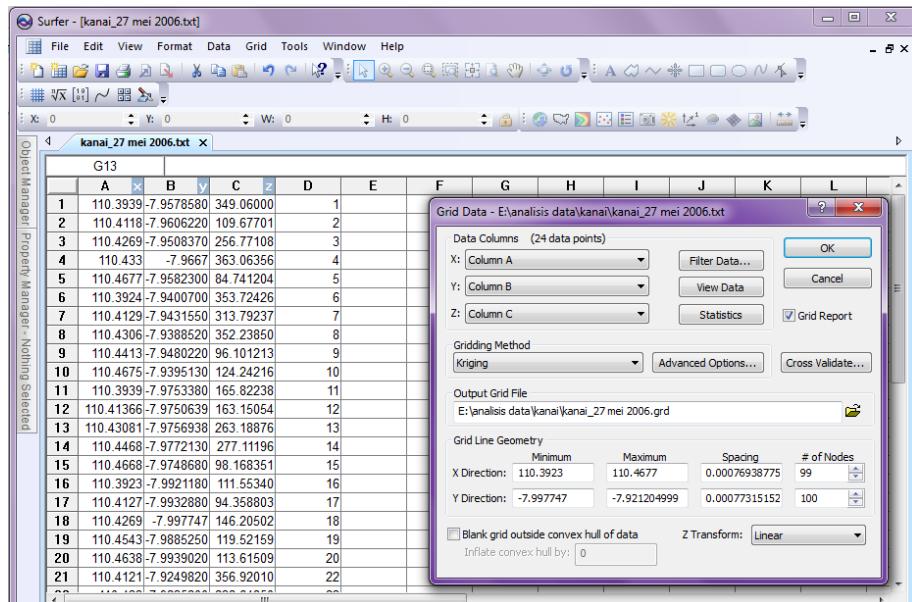
Gambar L19. Tampilan Awal *Surfer12*.

2. Pilih *New Worksheet* pada *standard buttons*. Masukkan koordinat lintang pada kolom A, koordinat bujur pada kolom B, data yang akan dibuat pemodelan (sebagai contoh PGA) pada kolom C, dan titik pengamatan pada kolom D. pilih *save*, beri nama dan simpan *file* dalam format .txt kemudian klik *save* sehingga muncul jendela *Data Export Options*. Pilih *Tab* pada kolom delimiter dan klik *OK*.



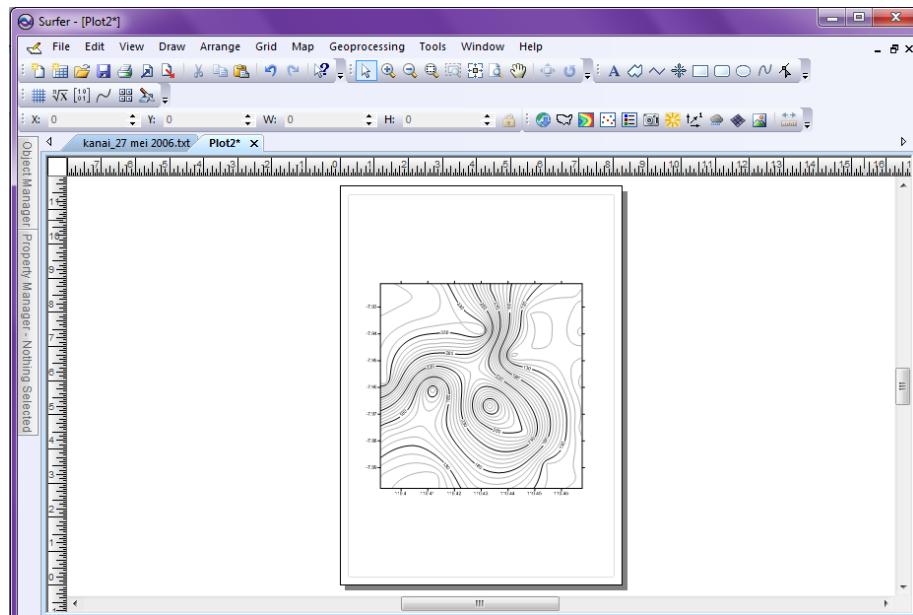
Gambar L20. Proses Menyimpan File dalam Format .txt.

3. Pada menu *Grid* pilih *Data* dan buka file dalam format .txt yang baru saja disimpan kemudian klik OK, sehingga akan muncul jendela *Grid Data*. Pada kolom *Gridding Method* pilih *Kriging* kemudian klik OK. File akan tersimpan dalam format .grd.



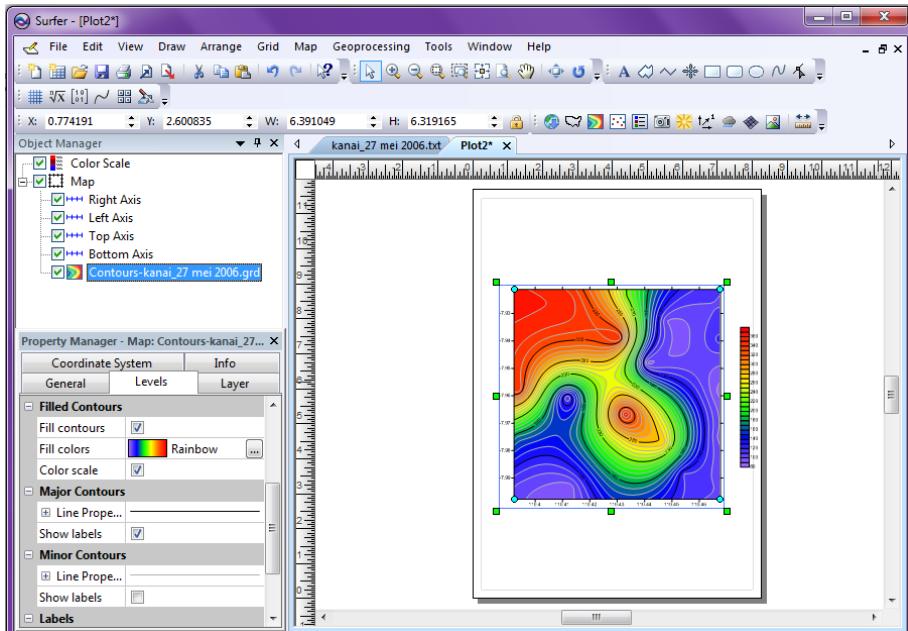
Gambar L21. Kriging Data.

4. Pilih *New Plot* pada *Standard buttons*, maka akan muncul tampilan awal kembali. Pada *Map buttons* pilih *New Contour Map. Open file* dalam format .grd yang baru saja tersimpan, maka akan memunculkan hasil pemetaan sebagai berikut :



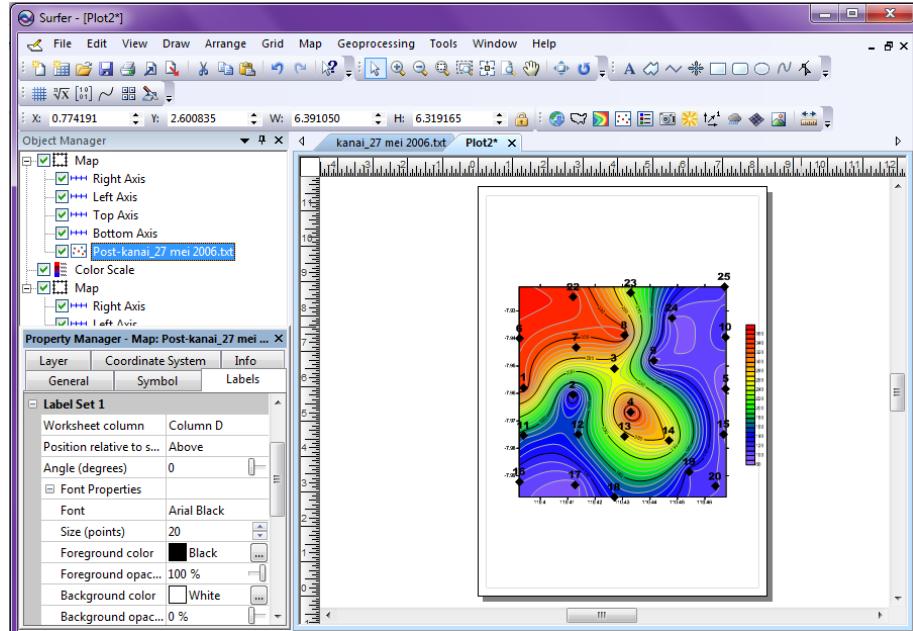
Gambar L22. *Contours Map.*

5. Untuk memberi warna *contour*, klik 2x icon *contour* pada jendela *Object Manager* maka akan muncul jendela *Property Manager*. Pada kolom *level*, munculkan *fill contours* dan *Color scale*. Pilih warna *rainbow* pada *fill colors* (sebagai contoh), maka akan muncul tampilan berikut:



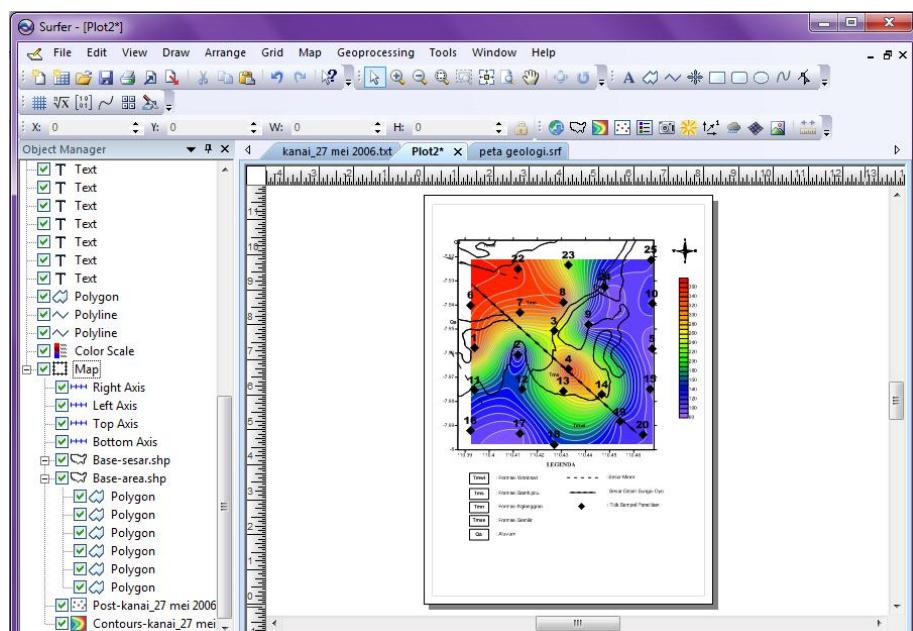
Gambar L23. Tampilan Skala pada *Contours Map*.

6. Untuk menampilkan *label* titik pengukuran, pilih *New Post Map* pada *Map buttons*. *Open file* yang tadi disimpan dalam format .txt kemudian klik OK. klik 2x *icon post* pada jendela *Object Manager* maka akan muncul jendela *Property Manager*. Pengaturan bentuk dan ukuran simbol berada pada kolom *symbol* dalam jendela *Property Manager*, sedangkan untuk memunculkan label titik pengukuran, pilih *column D* pada *worksheet column* yang berada pada kolom *labels*. Pengaturan *font*, *size*, dan *color label* juga berada pada kolom *labels* jendela *Property Manager*.



Gambar L24. *Overlay Contour Map* dan Titik Pengamatan.

7. Untuk menggabungkan peta pemodelan dengan peta geologi setempat dapat dilakukan dengan cara pilih *New Base Map* pada *Map buttons*. Cari file peta geologi yang akan digunakan. *Blok* semua peta. Pada menu *Map* pilih *Overlay Maps*. Tambahkan legenda untuk memperjelas keterangan peta.



Gambar L25. *Overlay Contour Map* dan Peta Geologi.

## Lampiran 17. Dokumentasi



