

**MIKROZONASI KERENTANAN SEISMİK DI KECAMATAN
PADANG PANJANG TIMUR KOTA PADANG PANJANG
BERDASARKAN PENGUKURAN MIKROTREMOR**



**ZELLVIA ELIZHA
NIM. 18034027/2018**

**DEPARTEMEN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS NEGERI PADANG
2022**

**MIKROZONASI KERENTANAN SEISMİK DI KECAMATAN
PADANG PANJANG TIMUR KOTA PADANG PANJANG
BERDASARKAN PENGUKURAN MIKROTREMOR**

SKRIPSI

Diajukan sebagai salah satu persyaratan untuk memperoleh gelar

Sarjana Sains



Oleh:
ZELLVIA ELIZHA
NIM. 18034027/2018

**PROGRAM STUDI FISIKA
DEPARTEMEN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS NEGERI PADANG
2022**

PERSETUJUAN SKRIPSI

**MIKROZONASI KERENTANAN SEISMIK DI KECAMATAN
PADANG PANJANG TIMUR KOTA PADANG PANJANG
BERDASARKAN PENGUKURAN MIKROTREMOR**

Nama : Zellvia Elizha
NIM : 18034027
Program Studi : Fisika
Departemen : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

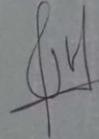
Padang, Agustus 2022

Mengetahui,
Kepala Departemen Fisika



Prof. Dr. Ratnawulan, M.Si
NIP. 196901201993032002

Disetujui Oleh :
Pembimbing



Syafriani, S.Si., M.Si., Ph.D
NIP. 197403051998022001

PENGESAHAN LULUS UJIAN SKRIPSI

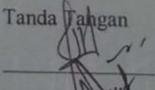
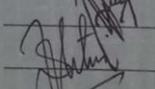
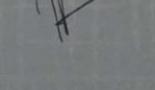
Nama : Zellvia Elizha
NIM : 18034027
Program Studi : Fisika
Jurusan : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

MIKROZONASI KERENTANAN SEISMIK DI KECAMATAN PADANG PANJANG TIMUR, KOTA PADANG PANJANG BERDASARKAN PENGUKURAN MIKROTREMOR

Dinyatakan lulus setelah dipertahankan di depan Tim Penguji Skripsi
Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Negeri Padang

Padang, Agustus 2022

Tim Penguji

	Nama	Tanda Tangan
Ketua	: Syafriani, S.Si., M.Si., Ph.D	
Anggota	: Dr. Hamdi, M.Si	
Anggota	: Drs. Letmi Dwiridal, M.Si	

SURAT PERNYATAAN TIDAK PLAGIAT

Saya yang bertandatangan di bawah ini:

Nama : Zellvia Elizha
NIM/TM : 18034027/2018
Program Studi : Fisika
Jurusan : Fisika
Fakultas : FMIPA

Dengan ini menyatakan bahwa Skripsi saya dengan judul “Mikrozonasi Kerentanan Seismik di Kecamatan Padang Panjang Timur Kota Padang Panjang Berdasarkan Pengukuran Mikrotremor” adalah benar merupakan hasil karya saya dan bukan merupakan plagiat dari karya orang lain. Apabila suatu saat terbukti melakukan plagiat maka saya bersedia diproses dan menerima sanksi akademis maupun hukum sesuai dengan hukum dan ketentuan yang berlaku, baik di Institusi UNP maupun dimasyarakat dan hukum Negara.

Demikianlah pernyataan ini saya buat dengan penuh kesadaran dan rasa tanggung jawab sebagai anggota masyarakat ilmiah.

 yang menyatakan,

Zellvia Elizha
NIM. 18034027

MIKROZONASI KERENTANAN SEISMIK DI KECAMATAN PADANG PANJANG TIMUR KOTA PADANG PANJANG BERDASARKAN PENGUKURAN MIKROTREMOR

Zellvia Elizha

ABSTRAK

Kota Padang Panjang merupakan salah satu kota di Sumatera Barat yang mempunyai tingkat resiko tinggi terhadap fenomena alam bencana gempabumi. Wilayah ini dilalui oleh sesar aktif Sumatera yang sewaktu-waktu dapat terjadi gempabumi. Maka dari itu perlu dilakukan investigasi awal untuk mengetahui daerah rentan gempa agar meminimalisir kerusakan di masa mendatang. Adapun upaya yang dilakukan adalah mikrozonasi indeks kerentanan seismik di Kecamatan Padang Panjang Timur Kota Padang Panjang.

Penelitian berjenis penelitian deskriptif data lapangan dengan pengukuran secara langsung ke lapangan sebanyak 15 titik pengukuran. Pengambilan data di Kecamatan Padang Panjang Timur, Kota Padang Panjang menggunakan metoda HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) berdasarkan pengukuran mikrotremor. Metoda HVSR dari pengukuran data mikrotremor dapat diketahui nilai frekuensi dominan (f_0), dan faktor amplifikasi (A_0) yang digunakan untuk menghitung nilai indeks kerentanan seismik (K_g).

Nilai frekuensi dominan diperoleh dari puncak spektrum HVSR dengan nilai data pengukuran mikrotremor yaitu 2,42 Hz hingga 17,41 Hz. Nilai faktor amplifikasi yang diperoleh berkisar antara 2,45 hingga 21,58. Nilai Indeks kerentanan seismik (K_g) berkisar antara 1,05 hingga 170,09. Hasil dari analisis selanjutnya didistribusikan dalam bentuk peta zonasi. Hasil mikrozonasi indeks kerentanan seismik yang tinggi yaitu terdapat pada wilayah Kelurahan Koto Panjang, Kelurahan Tanah Pak Lambik, Kelurahan Guguk Malintang, Kelurahan Ngalau, dan Kelurahan Ganting.

Kata Kunci: Mikrozonasi, Kerentanan Seismik, Mikrotremor, Kota Padang Panjang.

MICROZONATION OF SEISMIC VULNERABILITY IN PADANG PANJANG TIMUR SUB-DISTRICT PADANG PANJANG CITY BASED ON MICROTREMOR MEASUREMENTS

Zellvia Elizha

ABSTRACT

The city of Padang Panjang is one of the cities in West Sumatra that has a high level of risk for natural phenomena of earthquakes. This area is traversed by the active Sumatran fault which can cause earthquakes at any time. Therefore, it is necessary to conduct an initial investigation to identify earthquake-prone areas in order to minimize future damage. Meanwhile, the efforts made are microzonation of the seismic vulnerability index in Padang Panjang Timur Sub-District Padang Panjang City.

This type of research is descriptive of field data with measurements directly to the field as many as 15 measurement points. Data collection in East Padang Panjang District, Padang Panjang City used the HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) method based on microtremor measurements. The HVSR method from measuring microtremor data can determine the dominant frequency value (f_0), and the amplification factor (A_0) which is used to calculate the value of the seismic susceptibility index (K_g).

The dominant frequency value is obtained from the peak of the HVSR spectrum with the value of the microtremor measurement data from 2.42 Hz to 17.41 Hz. The amplification factor values obtained ranged from 2.45 to 21.58. The value of the seismic vulnerability index (K_g) ranges from 1.05 to 170.09. The results of the analysis are then distributed in the form of a zoning map. The results of microzonation of a high seismic vulnerability index are found in the Koto Panjang Village, Tanah Pak Lambik Village, Guguk Malintang Village, Ngalau Village, and Ganting Village.

Keywords: Microzonation, Seismic Vulnerability, Microtremor, Padang Panjang City.

KATA PENGANTAR



Puji dan syukur penulis ucapkan kehadiran Allah SWT atas limpahan rahmat dan karunia-Nya, sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul **Mikrozonasi Kerentanan Seismik di Kecamatan Padang Panjang Timur Kota Padang Panjang Berdasarkan Pengukuran Mikrotremor**. Penulisan skripsi ini adalah sebagai syarat dalam menyelesaikan Program Studi Strata Satu (S1) dan memperoleh gelar Sarjana Sains di Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas negeri Padang.

Dalam menyelesaikan tugas akhir ini, penulis banyak menerima bantuan, bimbingan, dan doa dari berbagai pihak. Oleh karena itu pada kesempatan ini penulis mengucapkan terima kasih kepada :

1. Ibu Syafriani, S.Si., M.Si, Ph.D., sebagai pembimbing tugas akhir.
2. Bapak Dr. Hamdi, M.Si., dan Bapak Drs. Letmi Dwiridal, M.Si., sebagai dosen penguji.
3. Ibu Prof. Dr. Hj. Ratnawulan, M.Si., sebagai Ketua Jurusan Sarjana Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Negeri Padang.
4. Bapak Edi Kurnia, S.Si., sebagai staf laboran dan operator alat di lapangan.
5. Bapak dan Ibu staf pengajar serta staf administrasi dan Laboran Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Negeri Padang.

6. Rekan-rekan satu tim yang ikut serta saat pengambilan data yaitu Ella, Widia, Gion, dan Rahmat.
7. Rekan-rekan Mahasiswa Jurusan Fisika FMIPA UNP khususnya Program Studi Fisika angkatan 2018 serta semua pihak yang telah membantu penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.

Skripsi ini masih terdapat kekurangan yang belum penulis sadari. Kritik dan saran yang bersifat membangun penulis harapkan dari semua pihak untuk kesempurnaan skripsi ini. Akhir kata penulis berharap semoga skripsi ini dapat memberikan manfaat bagi penulis dan pembaca. Aamiin.

Padang, Agustus 2022

Penulis

DAFTAR ISI

ABSTRAK	i
ABSTRACT	ii
KATA PENGANTAR	iii
DAFTAR ISI.....	v
DAFTAR GAMBAR	vii
DAFTAR TABEL.....	ix
DAFTAR LAMPIRAN.....	x
BAB I PENDAHULUAN	1
A. Latar Belakang.....	1
B. Identifikasi Masalah.....	5
C. Batasan Masalah.....	6
D. Rumusan Masalah.....	6
E. Tujuan Penelitian	7
F. Manfaat Penelitian	7
BAB II KERANGKA TEORITIS.....	8
A. Kondisi Geologi Daerah Penelitian	8
B. Gempabumi.....	12
C. Gelombang Seismik.....	18
D. Transformasi Fourier.....	22
E. Mikrotremor.....	23
F. Metode HVSr (<i>Horizontal to Vertical Spectral Ratio</i>).....	25
G. Mikrozonasi Seismik.....	29
H. Penelitian Relevan.....	38

I. Kerangka Berpikir.....	41
BAB III METODOLOGI PENELITIAN.....	44
A. Waktu dan Tempat Penelitian.....	44
B. Jenis Penelitian.....	44
C. Variabel Penelitian.....	44
D. Instrumen Penelitian.....	45
E. Data Penelitian.....	46
F. Teknik Pengumpulan Data.....	48
G. Teknik Pengolahan Data.....	50
H. Teknik Analisis Data.....	54
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	55
A. Hasil.....	55
B. Pembahasan.....	66
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN.....	72
A. Kesimpulan.....	72
B. Saran.....	73
DAFTAR PUSTAKA	74
LAMPIRAN.....	79

DAFTAR GAMBAR

GAMBAR	Halaman
1. Peta Kota Padang Panjang	8
2. Peta Geologi Kota Padang Panjang (Bappeda, 2006).....	10
3. Ilustrasi Gelombang P (Elnashai & Sarno,2008).....	19
4. Ilustrasi Gelombang S (Elnashai & Sarno,2008).....	20
5. Gelombang Rayleigh (Elnashai, S.A & L. D. Sarno, 2008)	21
6. Gelombang Love (Elnashai, S.A & L. D. Sarno, 2008).....	22
7. Struktur Geologi Cekungan Sedimen (Slob, 2007).....	26
8. Kerangka Berpikir Penelitian.....	42
9. Perangkat Alat Penelitian.....	45
10. Peta Lokasi Titik Penelitian Wilayah Kota Padang Panjang, Kecamatan Padang Panjang Timur (Sumber: Google Earth)	47
11. Raw Data Mikrotremor untuk Rekaman Sinyal pada Titik 3	51
12. Tampilan Menu <i>H/V Toolbox</i> , Kolom <i>Time (A)</i> , Kolom <i>Processing (B)</i> , Dan Kolom <i>Output (c)</i>	52
13. Pemilihan <i>Window</i> untuk Rekaman Sinyal Titik 3	53
14. Kurva H/V pada Titik 3 dengan Spektrum Sinyal	53
15. Data Hasil Perekaman Mikrotremor di Titik 6	56
16. Kurva HVSR di Titik 6 Mikrotremor	57
17. Peta Sebaran Frekuensi Dominan Kecamatan Padang Panjang Timur Kota Padang Panjang	58
18. Peta Sebaran Nilai Frekuensi Dominan di Overlay dengan Google Earth	60

19. Peta Sebaran Faktor Amplifikasi Kecamatan Padang Panjang Timur Kota Padang Panjang	61
20. Peta Sebaran Nilai Faktor Amplifikasi di Overlay dengan Google Earth	63
21. Peta Sebaran Indeks Kerentanan Seismik Kecamatan Padang Panjang Timur Kota Padang Panjang	64
22. Peta Sebaran Nilai Indeks Kerentanan Seismik di Overlay dengan Google Earth.....	65

DAFTAR TABEL

TABEL	Halaman
1. Klasifikasi Tanah menurut Kanai dan Omote-Nakajima(Saman, 2017)	33
2. Klasifikasi Tanah berdasarkan Periode Dominan oleh Tdorm	34
3. Klasifikasi Nilai Faktor Amplifikasi menurut (Setiawan, 2009)	35
4. Klasifikasi Nilai Indeks Kerentanan Tanah (Refrizon, 2013).....	38
5. Parameter Mikrotremor (SESAME, 2004)	48
6. Hasil Analisis Frekuensi Dominan (f_0).....	58
7. Hasil Analisis Faktor Amplifikasi (A_0).....	61
8. Hasil Analisis Indeks Kerentanan Seismik (K_g).....	64

DAFTAR LAMPIRAN

LAMPIRAN	Halaman
1. Lembar Geologi Padang, Sumatera (Kastowo, Dkk., 1996).....	79
2. Spesifikasi Alat MAE Sysmatrack.....	80
3. Spesifikasi Alat Sensor S3S	82
4. Tabel Hasil Data Pengolahan	83
5. Analisis Geopsy	84
6. Kurva Hasil Analisis HVSR	87
7. Dokumentasi Di Lapangan.....	91

BAB I PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Secara tektonik wilayah Sumatera Barat merupakan daerah rawan gempa bumi karena berada di pertemuan lempeng Indo-Australia yang menghunjam ke bawah lempeng Eurasia yang membentuk jalur gempa bumi. Kawasan gempa bumi di Sumatera Barat berada pada daerah Megathrust, Sesar Mentawai dan Sesar Sumatera (Edwiza & Novita, 2008). Sistem Sesar Sumatera terjadi akibat adanya lempeng Indo-Australia yang menabrak bagian barat Pulau Sumatera secara miring, sehingga menghasilkan tekanan. Pergerakan ini terjadi karena adanya tekanan, maka terbentuklah Sesar Sumatera yang membentang mulai dari Aceh sampai Lampung. Sesar Sumatera yang terdapat pada wilayah Sumatera Barat terdiri dari Segmen Sumpur, Segmen Sianok, Segmen Sumani, Segmen Suliti (Simajuntak, 2014).

Gempabumi merupakan peristiwa pelepasan energi secara tiba-tiba yang diakibatkan oleh adanya deformasi lempeng tektonik yang terjadi pada kerak bumi (Hartuti, 2009). Hampir setiap tahunnya bumi digoncang lebih dari 10 gempa bumi dengan magnitudo besar yang dapat menimbulkan korban jiwa, kerusakan bangunan, serta dampak sosial yang besar bagi masyarakat di daerah kejadian (Natawidjaya, 2007). Gempabumi yang terjadi di Sumatera Barat didominasi oleh mekanisme *thrust* karena pada bagian barat Sumatera Barat membentang zona subduksi yang sejajar dengan garis pantai Sumatera. Sumber gempa juga

diakibatkan oleh pergerakan sesar. Sesar yang ada di Sumatera ialah sesar geser yaitu sesar Sumatera atau disebut juga dengan *Sumatera Fault System* yang bergerak membelah Pulau Sumatera, di mulai dari Teluk Andaman yang berada di ujung utara hingga ke Teluk Semangko yang berada di ujung selatan yang sejajar dengan kelurusan zona subduksi. Terdapat tiga sistem tektonik di daerah Sumatera Barat yang dapat mengakibatkan daerah ini memiliki tingkat kegempaan yang cukup tinggi yaitu zona subduksi, *Mentawai Fault System*, serta sesar sumatera.

Kota Padang Panjang merupakan salah satu Kota di Sumatera Barat yang mempunyai tingkat resiko tinggi terhadap fenomena alam gempabumi. Wilayah ini dilalui oleh sesar aktif Sumatera yang sewaktu-waktu dapat menimbulkan bencana gempabumi. Gempabumi Padang Panjang 1926 adalah gempabumi berkekuatan 7,6 SR yang berpusat di Padang Panjang dan terjadi pada 28 Juni 1926. Gempabumi yang berpusat di Padang Panjang dengan dampak lebih dari 354 orang meninggal dunia. Gempa ini menimbulkan kerusakan disekitar Danau Singkarak, Bukittinggi, Danau Maninjau, Padang Panjang, Kabupaten Solok, Sawah Lunto, dan Alahan Panjang. Gempa susulan mengakibatkan kerusakan pada sebagian Danau Singkarak. Pada Kabupaten Agam (Bukittinggi dan Bonjol) 472 rumah roboh di 25 lokasi, 57 orang tewas, 16 orang luka berat. Pada Padang Panjang sebanyak 2.383 rumah roboh, 247 orang tewas. Rekahen tanah yang terjadi di Padang Panjang, Kubu Krambil dan Simabur (Djoko Surjo dkk, 2016).

Berdasarkan data katalog Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) gempa bumi tektonik pernah terjadi di daerah ini pada tahun 1926 dan 1943 (Edwiza, 2008). Gempa bumi tektonik berkekuatan 4,5 SR yang terjadi di Padang Panjang, Sumatera Barat pada tanggal 30 Juni 2020. Gempa bumi ini berlokasi didarat pada jarak 7 Km arah timur laut Padang Panjang, pada kedalaman 10 Km. Gempa bumi yang terjadi merupakan jenis gempa bumi dangkal akibat adanya aktivitas sesar sianok berdasarkan lokasi episenter dan kedalaman hiposenternya. Gempa bumi yang terjadi pada tanggal 30 Oktober 2021 bermagnitudo 4 SR yang berpusat di darat 20 Km tenggara Padang Panjang dengan kedalaman 2 Km. Dampak Gempa bumi akibat aktivitas sesar Sumatera Segmen Sumani hingga dirasakan Padang Panjang, Bukittinggi, Sawahlunto, Payakumbuh, Batusangkar, Solok dan Tanah Datar.

Berdasarkan kondisi ini Kota Padang Panjang dapat diidentifikasi sebagai wilayah yang sewaktu-waktu gempa bumi dan tsunami dapat terjadi. Untuk mengurangi terjadinya resiko korban jiwa dan kerusakan yang ditimbulkan oleh gempa bumi, maka dilakukan mikrozonasi seismik. Mikrozonasi Seismik (*Seismic Microzonation*) merupakan proses pembagian wilayah yang berpotensi terkena guncangan gempa bumi yang menimbulkan kerusakan yang diakibatkan gempa bumi. Mikrozonasi ini dilakukan untuk mengetahui daerah yang rawan terkena guncangan gempa bumi dan sebagai upaya mitigasi bencana untuk mengetahui informasi yang dapat digunakan dalam upaya pembangunan dan

pengembangan tataruang demi mengurangi dampak resiko yang ditimbulkan gempabumi.

Mikrozonasi seismik dapat dilakukan menggunakan pengukuran mikrotremor. Mikrozonasi seismik ini dilakukan untuk mengetahui wilayah yang rawan terkena guncangan gempabumi. Wilayah yang memiliki potensi rawan terkena guncangan gempabumi diketahui dengan menggunakan parameter indeks kerentanan seismik. Data yang digunakan adalah data yang diperoleh dari pengukuran mikrotremor. Setelah itu data diolah menggunakan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr) untuk menghasilkan frekuensi dominan tanah dan faktor amplifikasi yang akan digunakan untuk menghitung indeks kerentanan seismik.

Penelitian-penelitian yang berkaitan dengan indeks kerentanan seismik di antaranya seperti yang dilakukan oleh Satria pada tahun 2020 dengan penelitian tentang Analisis Mikrotremor Berdasarkan Metode Horizontal to Vertical Spectral Ratio untuk Mengetahui Indeks Kerentanan Seismik Kota Jambi, Fahrurijal pada tahun 2020 melakukan penelitian tentang Mikrozonasi Seismik di Wilayah Ancaman Sesar Lembang Antara Seksi Cihideung Dan Gunung Batu Berdasarkan Pengukuran Mikrotremor, dan pada tahun 2016 Yulyentri telah melakukan penelitian tentang Mikrozonasi Indeks Kerentanan Seismik Berdasarkan Analisis Mikrotremor di Kecamatan Padang Panjang Barat, Kabupaten Padang Panjang. Berdasarkan penelitian terdahulu dapat disimpulkan bahwa penelitian tentang mikrozonasi kerentanan seismik di seluruh Kota Padang

Panjang tepatnya di Kecamatan Padang Panjang Timur belum pernah dilakukan sebelumnya.

Indeks kerentanan seismik merupakan indeks yang menggambarkan tingkat kerentanan permukaan tanah saat terjadi gempa bumi. Data mikrotremor yang terukur dapat dimanfaatkan untuk menentukan nilai indeks kerentanan seismik menggunakan metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*). Metode ini merupakan metode yang membandingkan antara rasio spektrum dari sinyal mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikalnya (Nakamura, Y, 1989).

Pengukuran mikrotremor ini dapat digunakan untuk menganalisa karakter tanah yaitu frekuensi dominan (f_0), faktor amplifikasi (A_0), dan indeks kerentanan seismik (K_g). Parameter tersebut dapat dibuat mikrozonasi indeks kerentanan seismik Kota Padang Panjang tepatnya di Kecamatan Padang Panjang Timur.

B. Identifikasi Masalah

Berdasarkan latar belakang yang telah diuraikan, maka di dapatkan beberapa identifikasi masalah yaitu:

1. Salah satu kota di Sumatera Barat yang rawan akan aktivitas seismik adalah Kota Padang Panjang. Kota Padang Panjang menjadi pusat daerah penelitian karena terletak di jalur patahan sumatera.
2. Sudah dilakukan penelitian tentang indeks kerentanan seismik namun hanya terfokus di daerah Kecamatan Padang Panjang Barat saja, belum mencakup seluruh kawasan Kota Padang Panjang.

3. Mikrozonasi kerentanan seismik masih dalam skala Kecamatan Padang Panjang Barat, belum mencakup seluruh kawasan Kota Padang Panjang.

C. Batasan Masalah

Mengingat luasnya permasalahan pada penelitian dan keterbatasan penulis, maka dilakukan pembatasan masalah yaitu sebagai berikut:

1. Wilayah yang menjadi lokasi penelitian adalah Kota Padang Panjang, tepatnya di Kecamatan Padang Panjang Timur dengan koordinat $0^{\circ}27'33,0''$ - $0^{\circ}28'30,4''$ LS dan $100^{\circ}24'20,4''$ - $100^{\circ}24'53,8''$ BT.
2. Data diperoleh dari pengukuran mikrotremor, dan data yang didapatkan dari pengukuran diolah menggunakan metode HVSR untuk memperoleh frekuensi dominan dan faktor amplifikasi untuk mendapatkan nilai indeks kerentanan seismik.

D. Rumusan Masalah

Perumusan yang mendasari penelitian ini berdasarkan latar belakang dan identifikasi masalah yang telah diuraikan adalah sebagai berikut:

1. Berapakah nilai indeks kerentanan seismik di Kecamatan Padang Panjang Timur, Kota Padang Panjang berdasarkan pengukuran mikrotremor?
2. Bagaimana mikrozonasi indeks kerentanan seismik di Kecamatan Padang Panjang Timur, Kota Padang Panjang berdasarkan indeks kerentanan seismik berdasarkan pengukuran mikrotremor?

E. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan yang ingin dicapai dalam penelitian ini, adalah sebagai berikut:

1. Mengetahui nilai indeks kerentanan seismik di Kecamatan Padang Panjang Timur, Kota Padang Panjang menggunakan pengukuran mikrotremor.
2. Menentukan mikrozonasi indeks kerentanan seismik di Kecamatan Padang Panjang Timur, Kota Padang Panjang menggunakan pengukuran mikrotremor.

F. Manfaat Penelitian

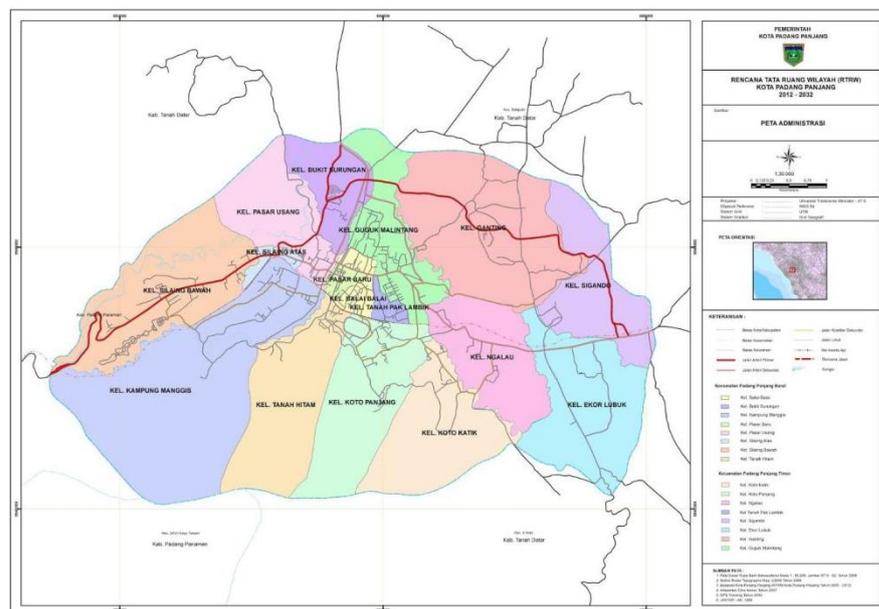
Penelitian ini diharapkan dapat memberikan manfaat yaitu sebagai berikut:

1. Memberikan informasi dan gambaran tentang mikrozonasi indeks kerentanan seismik di Kecamatan Padang Panjang Timur, Kota Padang Panjang.
2. Memberikan informasi kepada Pemerintah daerah setempat dalam antisipasi bencana serta pembangunan dan pengembangan infrastruktur daerah setempat.
3. Sebagai syarat dalam menyelesaikan tugas akhir matakuliah skripsi.

BAB II KERANGKA TEORITIS

A. Kondisi Geologi Daerah Penelitian

Kota Padang Panjang secara geografis terletak antara $100^{\circ} 20'$ dan $100^{\circ} 30'$ Bujur Timur serta $0^{\circ} 27'$ dan $0^{\circ} 32'$ Lintang Selatan. Kota Padang Panjang memiliki luas 2.300 Ha atau sekitar 0,05% dari luas Sumatera Barat, dengan jumlah penduduk ± 42.000 jiwa. Secara administratif Kota Padang Panjang terdiri dari dua Kecamatan yaitu Padang Panjang Barat dengan luas 975 ha dan Padang Panjang Timur dengan luas 1.325 ha, dimana masing-masing Kecamatan memiliki delapan Kelurahan. Seperti yang dapat dilihat pada Gambar 1 berikut.



Gambar 1. Peta Kota Padang Panjang

Berdasarkan Gambar 1, Kota Padang Panjang berbatasan dengan beberapa Kecamatan di Kabupaten Tanah Datar.

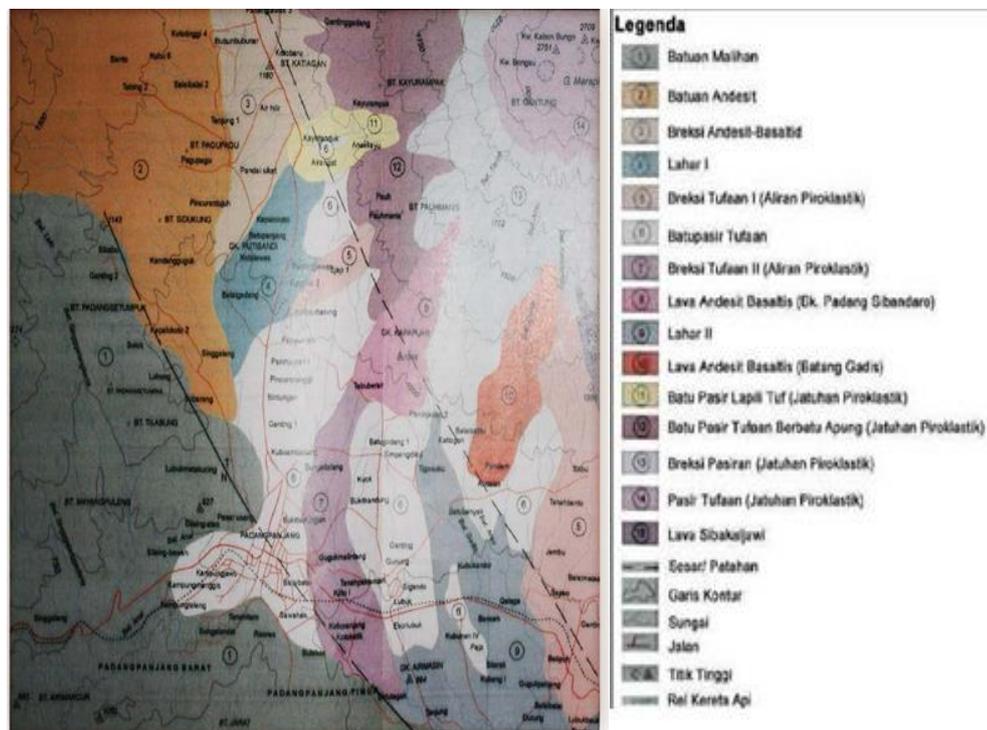
Batas-batas wilayah administrasinya adalah:

1. Bagian Utara berbatasan dengan Kecamatan Sepuluh Koto.
2. Bagian Timur berbatasan dengan Kecamatan Batipuh.
3. Bagian Selatan berbatasan dengan Kecamatan Sepuluh Koto.
4. Bagian Barat berbatasan dengan Kecamatan Sepuluh Koto.

Kota Padang Panjang memiliki topografi bergelombang dan dikelilingi oleh tiga gunung yaitu Gunung Merapi, Gunung Singgalang dan Gunung Tandikat. Posisinya yang terletak pada dataran tinggi dan dikelilingi oleh gunung-gunung membuat daerah ini terkenal dengan iklim sejuknya dan tanahnya yang subur. Kota Padang Panjang terletak pada ketinggian antara 650 sampai 850 mdpl. Kota Padang Panjang secara klimatologi memiliki curah hujan yang cukup tinggi. Curah hujan rata-rata pertahun mencapai 3.650 mm - 4.625 mm dengan jumlah hari hujan pertahun rata-rata 235 - 265 hari hujan. Temperatur udara bulanan di wilayah ini memiliki suhu udara maksimum 29°C dan suhu udara minimum 19 °C. Secara umum jenis tanah yang dominan di Padang Panjang adalah tanah andosol dan podsolik (RTRW Kota Padang Panjang, 2005). Jenis tanah yang terdapat di Kota Padang Panjang merupakan jenis tanah yang tergolong subur, sehingga hasil pertanian merupakan salah satu komoditi unggulan dari Kota Padang Panjang.

Struktur geologi yang dapat dijumpai di sekitar daerah Kota Padang Panjang adalah kekar, pelapisan batuan dan sesar (garis patahan). Pelapisan batuan dapat dijumpai pada batuan berumur tua, berupa batu gamping serta batuan malihan seperti batu sabak dan kuarsit yang dapat

dijumpai di Bukit Jarat dan jalan raya antara Kota Padang Panjang ke Batang Anai (perbatasan kota). Struktur pelapisan ini terlihat berkemiringan landai hingga tegak (10° - 85°). Sedangkan struktur kekar dapat dijumpai umumnya pada batuan tua sebagai kekar tarik dan kekar gerus (Bappeda, 2006). Selanjutnya beralih ke struktur geologi lainnya yaitu sesar aktif, struktur geologi sesar yang dapat dijumpai di sekitar Kota Padang Panjang dikenal sebagai Sesar Sumatera dan Sesar Bukit Jarat seperti yang terlihat pada Gambar 2 berikut.



Gambar 2. Peta Geologi Kota Padang Panjang (Bappeda, 2006)

Berdasarkan Gambar 2, selain sesar-sesar utama tersebut dapat dijumpai sesar berukuran lebih kecil yang disebut sebagai sesar sekunder. Sesar Sumatera ini terletak di sebelah timur hingga tenggara Kota Padang Panjang yang melintang dari arah barat laut-tenggara di kaki Gunung Merapi, melalui Desa Koto Baru, Paninjauan, Batang Gadis dan Batipuh.

Wilayah sesar tersebut mempunyai panjang 15 km, dengan jarak terdekat ke pusat Kota Padang Panjang lebih kurang 5 km. Berdasarkan mekanisme gerak sesarnya, sesar ini disebut sebagai sesar geser mengangan. Blok barat sesar bergerak ke utara dan blok sebelah timur bergerak ke selatan. Ciri sesar ini di lapangan dapat diamati berupa kelurusan telaga sepanjang jalan di daerah Koto Baru, perbukitan yang terjal membentuk lembah-lembah dan bukit-bukit terpotong yang disebut sebagai Gawir Segitiga.

Sesar Bukit Jarat dapat dijumpai melalui Kota Padang Panjang dengan arah barat laut-tenggara mulai dari Bukit Sidukung, Bukit Padang Setumpuk, Bukit Surungan, Padang Panjang, Koto Panjang, Batu Tagak serta Gunung Rajo. Sesar ini mempunyai panjang 12,5 km melewati pusat Kota Padang Panjang. Struktur sesar ini dicirikan oleh tebing yang terjal pada bukit batu gamping di sebelah selatan Kota Padang Panjang serta kelurusan lembah sungai di sebelah selatan Desa Tanjung serta Bukit Pagan Setumpuk. Selain itu dijumpai adanya zona hancuran sekitar bukit gamping di Lubuk Simata Kucing. Berdasarkan kinematika gerak sesarnya, sesar ini merupakan sesar geser mengiri (kekiri), dengan blok sebelah timur bergerak relatif turun dibandingkan blok sebelah baratnya. Sesar sekunder Bukit Jarat berupa sesar-sesar turun yang membentuk sudut lancip terhadap sesar utama, dijumpai memotong Bukit Jarat dengan arah hampir utara-selatan dan membentuk celah-celah bukit.

Beragam kondisi geologi membuat Kota Padang Panjang menjadi salah satu kota di Sumatera bagian barat yang mempunyai resiko tinggi berkaitan dengan gempa bumi dan letusan gunung api. Karena letak dan

kondisi geologinya yang dilalui oleh jalur sumber gempa bumi sesar aktif Sumatera. Sewaktu-waktu kondisi tersebut dapat menimbulkan bahaya bencana gempa bumi di Kota Padang Panjang.

B. Gempabumi

Gempabumi adalah getaran pada bumi yang disebabkan oleh pergerakan tiba-tiba akibat patahnya batuan yang mengalami regangan melampaui batas elastisitasnya (Benyamin, et al., 2014). Teori kekenyalan elastis (*elastic rebound theory*) menyatakan bahwa gempa bumi merupakan gejala alam yang diakibatkan oleh pelepasan energi regangan elastis batuan (*elastically-strained rock*) pada litosfer secara mendadak, semakin besar energi yang dilepaskan maka semakin kuat gempa yang terjadi (Ibrahim dan Subardjo, 2005). Salah satu dampak terjadinya gempa bumi adalah perpindahan dan kecepatan permukaan tanah. Semakin dekat suatu wilayah terhadap sumber gempa maka kerusakan yang ditimbulkan akan semakin besar pula, akan tetapi hal tersebut juga tergantung pada keadaan geologi suatu wilayah. Gempabumi dapat disebabkan oleh berbagai hal, namun gempa bumi yang sering terjadi dikarenakan pelepasan energi yang dihasilkan oleh tekanan yang disebabkan oleh lempengan bergerak. Tekanan tersebut semakin lama semakin membesar dan akan mencapai pada keadaan dimana tekanan tersebut tidak dapat ditahan lagi oleh pinggiran lempeng.

Gempabumi dapat dibedakan menjadi berbagai macam jenis berdasarkan atas penyebab terjadinya, yaitu:

a) Gempabumi Tektonik

Gempabumi tektonik merupakan gempabumi yang terjadi karena energi elastis yang tersimpan di dalam lempeng tektonik terlepas secara tiba-tiba. Lempeng tektonik adalah batuan yang bersifat elastis sehingga apabila energi yang diterima melampaui batas elastisitas lempeng tektonik, maka energi akan terlepas secara tiba-tiba dalam bentuk deformasi plastis dan gelombang elastis. Umumnya, daerah yang melepaskan energi elastis adalah daerah yang lemah sehingga daerah tersebut akan mengalami deformasi plastis. Kemudian daerah yang mengalami deformasi elastis dalam bentuk gelombang seismik adalah daerah yang jauh dari sumber (Sunarjo, dkk, 2012).

b) Gempabumi Vulkanik

Gempabumi vulkanik merupakan gempabumi yang terjadi karena aktivitas vulkanik, yaitu keluarnya magma ke atas permukaan tanah akibat adanya tekanan yang berada pada kantong di bawah gunung tersebut sehingga menimbulkan ledakan kecil maupun besar. Keluarnya magma panas sejalan dengan terjadinya *driving force* akibat panas yang ada di dalam bumi. Intensitas getaran gempabumi vulkanik lebih kecil daripada gempabumi tektonik (Pawirodikromo, 2012).

c) Gempabumi Runtuhan

Gempabumi runtuhan merupakan gempabumi lokal yang terjadi karena runtuhnya lubang-lubang interior bumi, seperti

runtuhnya lubang gua di daerah batuan karst dan runtuhnya area lokasi pertambangan.

d) Gempabumi Buatan

Gempabumi buatan merupakan gempabumi yang terjadi karena aktivitas manusia, seperti peledakan nuklir, dinamit, ledakan bom, dan lain-lain.

Berdasarkan kedalaman hiposentrumnya (Hartuti, 2009), gempabumi dapat diklasifikasikan sebagai berikut:

- a) Gempabumi dangkal (*shallow*) merupakan gempabumi yang terjadi dengan kedalaman hiposentrum kurang dari 60 km di bawah permukaan bumi.
- b) Gempabumi menengah (*intermediate*) merupakan gempabumi yang terjadi dengan kedalaman hiposentrum berada antara 60-300 km di bawah permukaan bumi.
- c) Gempabumi dalam (*deep*) merupakan gempabumi yang terjadi dengan kedalaman hiposentrum lebih dari 300 km di bawah permukaan bumi (Sunarjo, dkk, 2012).

Berdasarkan magnitudo (M) atau kekuatannya, gempabumi dapat dikelompokkan menjadi tujuh kelompok, yaitu:

- a) Gempabumi sangat besar yaitu gempabumi yang memiliki magnitudo besar dari 8 SR (Richter).
- b) Gempabumi besar yaitu gempabumi yang memiliki magnitudo antara 7-8 SR (Richter).

- c) Gempabumi merusak yaitu gempabumi yang memiliki magnitudo antara 5-6 SR (Richter).
- d) Gempabumi sedang yaitu gempabumi yang memiliki magnitudo antara 4-5 SR (Richter).
- e) Gempabumi kecil yaitu gempabumi yang memiliki magnitudo antara 3-4 SR (Richter).
- f) Gempabumi mikro yaitu gempabumi yang memiliki magnitudo antara 1-3 SR (Richter).
- g) Gempabumi ultra mikro yaitu gempabumi yang memiliki magnitudo kecil dari 1 SR (Richter).

Peristiwa gempabumi yang terjadi menghasilkan informasi seismik berupa rekaman sinyal berbentuk gelombang. Sehingga rekaman tersebut akan diproses baik secara manual maupun otomatis sampai menjadi data bacaan fase. Selanjutnya data tersebut akan mengalami proses pengumpulan, pengolahan, dan analisa sehingga menjadi parameter gempabumi (Linda, 2019). Sunarjo (2012), parameter gempabumi yang sering dianalisis yaitu:

- a) Waktu Terjadi (*Origin Time*)

Waktu terjadi gempabumi atau *origin time* merupakan waktu suatu gempabumi terjadi di sumbernya pada kedalaman tertentu di lapisan bumi. Pelepasan akumulasi tegangan (*stress*) dalam bentuk penjalaran gelombang gempabumi terjadi pada waktu tersebut. Waktu terjadinya gempabumi dinyatakan dalam hari, tanggal, bulan, tahun, jam, menit, detik dalam satuan UTC (*Universal Time Coordinated*).

b) Kedalaman Gempabumi

Kedalaman sumber gempabumi merupakan ukuran kedalaman pusat terjadinya suatu gempabumi (Linda, 2019). Kedalaman diukur berdasarkan jarak hiposenter yang tegak lurus dari permukaan bumi. Kedalaman sumber gempabumi dinyatakan oleh besaran jarak dalam satuan km (kilometer).

c) Hiposenter

Hiposenter merupakan titik sumber gempabumi atau pusat terjadinya gempa bumi yang berada di bawah permukaan bumi.

d) Episenter

Episenter gempabumi adalah titik sumber gempabumi yang berada di permukaan bumi dan merupakan refleksi tegak lurus dari hiposenter atau fokus gempabumi.

e) Magnitudo

Magnitudo atau kekuatan gempabumi merupakan suatu besaran yang menggambarkan besarnya energi regangan yang dilepaskan pada saat waktu terjadinya gempabumi (Hartuti, 2009). Menurut Santoso (2002), magnitudo adalah suatu besaran secara kuantitatif dari gempa yang berkaitan dengan pelepasan energi regangan jika sesar terjadi, sehingga dapat dihitung berdasarkan amplitudo gelombang gempa yang diterima di tempat lain. Menurut Lay dan Wallace (1995) terdapat empat jenis magnitudo yang digunakan yaitu sebagai berikut:

a) Magnitudo Lokal (ML)

Magnitudo lokal atau *local magnitude* merupakan magnitudo yang pertama kali diperkenalkan oleh Richter di awal tahun 1930-an dengan menggunakan data kejadian gempabumi di daerah California (Lay and Wallace, 1995). Magnitudo ini bersifat lokal karena magnitudo diukur berdasarkan jarak dekat, yang umumnya < 1000 km (Pawirodikromo, 2012).

b) Magnitudo Permukaan (MS)

Magnitudo permukaan atau *surface magnitude* merupakan magnitudo gempa yang diukur berdasarkan gelombang permukaan, yaitu gelombang *Rayleigh*. Magnitudo permukaan diukur berdasarkan jarak > 1000 km (Pawirodikromo, 2012).

c) Magnitudo Badan (MB)

Magnitudo badan atau *body magnitude* merupakan magnitudo gempa yang diukur berdasarkan gelombang primer. Magnitudo ini digunakan untuk kejadian gempa yang relatif dalam.

d) Magnitudo Momen (Mw)

Magnitudo momen atau *moment magnitude* merupakan magnitudo gempa yang diukur berdasarkan *elastic strain energy released*. Magnitudo ini yang harus dihitung terlebih dahulu adalah *seismic moment* (M_0) yang bermakna sebagai *energy release by earthquake*.

C. Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang menjalar ke seluruh bagian dalam bumi dan melalui permukaan bumi akibat adanya gangguan. Gelombang seismik adalah gelombang-gelombang yang merambat baik di dalam maupun di permukaan bumi yang berasal dari sumber seismik seperti dari sumber gempa, ledakan (proses kimia atau nuklir), erupsi gunung api, serta longsor. Gelombang seismik merupakan gelombang mekanik yang merambat di dalam bumi, sehingga pada penjarannya gelombang seismik memerlukan medium untuk merambat. Gelombang seismik dapat ditimbulkan dengan dua metode yaitu metode aktif dan metode pasif. Metode aktif adalah metode penimbunan gelombang seismik secara aktif atau disengaja menggunakan gangguan yang dibuat oleh manusia, biasanya digunakan untuk eksplorasi. Metode pasif adalah gangguan yang muncul secara alamiah, contohnya gempa.

Asumsi dasar yang digunakan untuk menjelaskan gelombang seismik yaitu memandang bumi sebagai media elastik sempurna yang terdiri dari berbagai lapisan dan semua lapisan tersebut merupakan media homogen isotropis (Susilawati, 2008). Menurut (Sianturi, 2010) gelombang seismik adalah gelombang elastis yang terjadi akibat adanya pelepasan energi dari lapisan batuan yang patah secara tiba-tiba atau akibat adanya suatu ledakan.

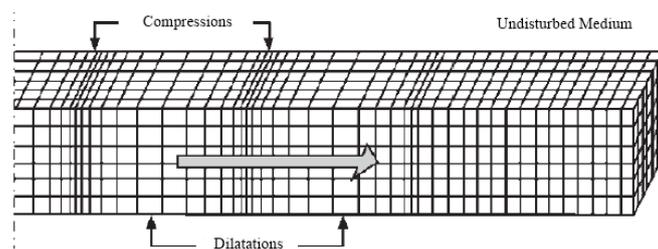
Jenis Gelombang Seismik dibagi menjadi dua:

1. Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan adalah gelombang yang menjalar dalam medium elastis dan arah perambatannya ke seluruh bagian di dalam bumi, sehingga sering disebut dengan istilah *free wave*. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjarannya, gelombang badan dapat dibedakan menjadi gelombang Primer (P) dan gelombang Sekunder (S).

a. Gelombang Primer (P)

Gelombang P disebut dengan gelombang kompresi atau gelombang longitudinal yang memiliki arah gerak partikel sejajar dengan arah perambatannya. Gelombang P dapat melewati semua medium dengan arah getarnya ke depan dan kebelakang sehingga materi yang dilaluinya mengalami tekanan dan peregangan. Penjalaran gelombang P pada medium dapat dilihat pada Gambar 3.

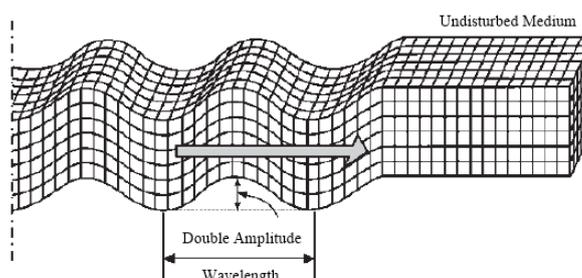


Gambar 3. Ilustrasi Gelombang P (Elnashai & Sarno,2008)

Berdasarkan Gambar 3, gelombang P dapat menjalar pada semua medium baik padat, cair, maupun gas.

b. Gelombang Sekunder (S)

Gelombang sekunder (S) disebut juga *shear wave* atau gelombang transversal karena memiliki arah gerak partikel tegak lurus terhadap arah rambatnya. Penjalaran gelombang S pada medium dapat dilihat pada Gambar 4.



Gambar 4. Ilustrasi Gelombang S (Elnashai & Sarno,2008)

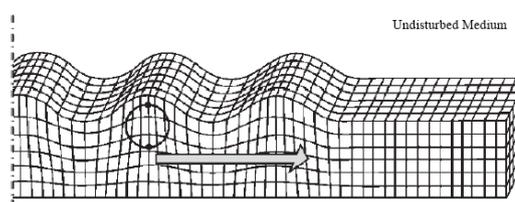
Berdasarkan Gambar 4, gelombang S hanya merambat pada medium padat dan tidak dapat merambat pada fluida, sehingga pada inti bumi bagian luar tidak dapat terdeteksi sedangkan pada inti bagian dalam mampu dilewati.

2. Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan merupakan gelombang yang merambat di permukaan bumi. Amplitudo gelombang ini akan semakin melemah jika menjalar masuk ke dalam inti bumi. Pada umumnya sifat gelombang permukaan lebih merusak daripada gelombang badan, karena lebih banyak menghasilkan pergerakan tanah dan berjalan lambat, sehingga membutuhkan waktu yang lebih lama untuk merambat (Carlson, D.H.,C.C.Plummer, & L. Hammersle, 2011). Terdapat dua jenis gelombang permukaan yaitu, gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love*.

a. Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang dispersif dengan periode yang lebih panjang sehingga lebih cepat mencapai material yang lebih dalam dibandingkan dengan gelombang yang memiliki periode pendek. Hal ini menjadikan gelombang *Rayleigh* sebagai alat yang sesuai untuk menentukan struktur bawah tanah di suatu area. Penjalaran gelombang *Rayleigh* pada medium dapat dilihat pada Gambar 5.



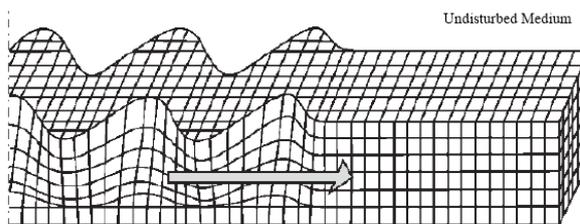
Gambar 5. Gelombang Rayleigh (Elnashai, S.A & L. D. Sarno, 2008)

Berdasarkan Gambar 5, gelombang *Rayleigh* merupakan gelombang permukaan dengan orbit gerakanya berbentuk elips yang merupakan hasil kombinasi dari gelombang P dan gelombang S, arah gerakanya tegak lurus terhadap arah penjalarannya (Telford, W. M., L.P. Geldart, & R. E. Sheriff, 1990).

b. Gelombang *Love*

Gelombang *Love* merupakan gelombang permukaan yang merambat pada medium berlapis dengan penjalarannya paralel terhadap permukaannya (Gadallah, M. R., & R. Fisher, 2009). Gelombang *Love* merupakan gelombang permukaan yang menyebabkan tanah mengalami pergeseran pada arah horizontal.

Gelombang ini mirip dengan gelombang S yang tidak memiliki perpindahan vertikal dan hanya terpolarisasi secara horizontal, serta tidak dapat merambat di medium cair. Penjalaran gelombang *Love* pada medium dapat dilihat pada Gambar 6 berikut.



Gambar 6. Gelombang Love (Elnashai, S.A & L. D. Sarno, 2008)

Berdasarkan Gambar 6, gelombang *Love* bergerak lebih cepat daripada gelombang *Rayleigh* dan lebih dulu terbaca oleh seismograf.

D. Transformasi Fourier

Suatu parameter fisis yang digunakan dalam penelitian ini adalah frekuensi. Parameter ini menjadi pusat informasi dari suatu pengukuran sinyal seismik. Oleh karena itu untuk mempermudah analisis sinyal menggunakan analisis spektrum Transformasi Fourier yang berfungsi untuk mengubah data pengukuran mikrotremor berupa domain waktu (*time series*) ke dalam domain frekuensi, karena data mikrotremor dalam bentuk diskrit (Ambarsari, 2017). Transformasi Fourier dapat didefinisikan persamaan (1) berikut:

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) e^{-i\omega t} dt \quad (1)$$

Setelah disederhanakan menjadi persamaan (2) berikut:

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \cos(\omega t) dt - i \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \sin(\omega t) dt \quad (2)$$

dimana:

$X(t)$ = fungsi sinyal dalam domain waktu

$e^{-i\omega t}$ = fungsi kernel

$X(\omega)$ = fungsi domain dalam frekuensi

(Riyanto, S., Purwanto, A., & Supardi., 2009)

E. Mikrotremor

Mikrotremor adalah getaran lingkungan (*ambient vibration*) yang berasal dari dua sumber utama, yaitu dari aktivitas manusia dan alam (Nakamura, 2000). Menurut Okada (2004), mikrotremor merupakan getaran konstan dari permukaan Bumi. Menurut Ibrahim dan Subardjo (2005), mikrotremor terjadi karena getaran akibat orang yang sedang berjalan, getaran mobil, getaran mesin-mesin pabrik, getaran angin, gelombang laut atau getaran alamiah dari tanah.

Mikrotremor (*ambient noise*) merupakan getaran yang terjadi terus-menerus yang bersumber dari berbagai macam getaran seperti lalu lintas, angin dan aktivitas manusia dan lain sebagainya. Mikrotremor dapat juga diartikan sebagai getaran harmonik alami tanah yang terjadi secara terus menerus, terjebak dilapisan sedimen permukaan, terpantulkan oleh adanya bidang batas lapisan dengan frekuensi yang tetap, disebabkan oleh getaran mikro di bawah permukaan tanah dan kegiatan alam lainnya. Karakteristik mikrotremor erat kaitannya dengan kondisi struktur tanah

wilayah daerah penelitian untuk mengetahui keadaan bawah permukaan tanah.

Mikrotremor merupakan getaran tanah dengan amplitudo pergeseran sekitar 0,1-1 μm dan kecepatan getaran antara 0,001 hingga 0,1 cm/s. Mikrotremor diklasifikasikan berdasarkan periode menjadi dua jenis, periode pendek dengan nilai kurang dari 1 detik yang disebabkan oleh aktivitas manusia, dan mikrotremor periode panjang dengan nilai periode lebih dari 1 detik, getaran ini disebabkan oleh badai dan gelombang laut (Mirzaoglu et al., 2003).

Mikrotremor dapat dibedakan menjadi dua jenis yang terletak pada jarak periodenya, yaitu pertama mikrotremor dengan periode pendek. Periode pendek dengan nilai dibawah satu detik menunjukkan struktur bawah permukaan dengan nilai ketebalan beberapa puluh meter termasuk kategori dangkal. Sumber dari getaran mikrotremor dengan periode pendek dapat berasal dari aktivitas manusia seperti aktivitas lalu lintas kendaraan, aktivitas pabrik dan lain sebagainya. Kedua mikrotremor dengan periode lebih dari satu detik, yang menunjukkan bahwa hubungannya dengan struktur tanah lebih dalam (Hidayat et al, 2017).

Analisis mikrotremor dapat dilakukan dengan melakukan penerapan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr). Metode ini merupakan salah satu metode pengolahan data pengukuran mikrotremor. Studi tentang mikrotremor ini dapat digunakan untuk menganalisa karakter tanah yaitu frekuensi alami (f_0), faktor amplifikasi (A_0), dan indeks kerentanan seismik (K_g). Data mikrotremor sangat

bermanfaat untuk menyusun peta frekuensi dominan, menyusun peta faktor amplifikasi, dan menyusun peta indeks kerentanan seismik.

Nakamura (1989) mengemukakan bahwa rasio dari spektrum vertikal dan horizontal dari mikrotremor mengalami peningkatan pada frekuensi resonansi dan akan memperlihatkan puncak pada frekuensi tersebut. Menurut asumsi Nakamura, H/V merefleksikan tingkat amplifikasi dari gerakan tanah. Dengan menggunakan metode ini maka pengukuran tidak perlu dilakukan menggunakan syarat adanya batuan keras (*hard rock*). Secara umum pengukuran mikrotremor memerlukan seismograf atau seismometer dengan dengan tiga komponen yang merekam komponen NS (*north-south*), EW (*east-west*), dan vertikal (*up-down*). Perekaman mikrotremor dilakukan pengukuran secara langsung karena yang direkam yaitu gelombang dari alam, sehingga tidak memerlukan sumber buatan.

F. Metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)

Nakamura (1989) mengembangkan metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) untuk mengestimasi nilai frekuensi dan amplifikasi keadaan geologi setempat dengan membandingkan spektrum horizontal dengan spektrum vertikalnya untuk mendapatkan nilai frekuensi dominan pada suatu daerah. Metode ini dapat digunakan untuk mengidentifikasi frekuensi dasar lapisan lunak. Metode ini dapat menunjukkan adanya korelasi yang tepat dengan frekuensi alami dasar medium pada lapisan yang lunak (*soft soil*) (Nakamura, 2000).

Perbandingan tersebut dapat didefinisikan seperti pada persamaan (3) berikut:

$$HVSR = T_{SITE} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (3)$$

dimana:

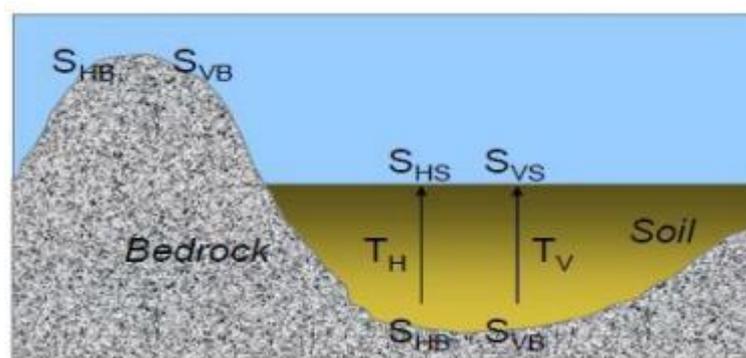
T_{SITE} = struktur geologi lokal atau site effect

S_{HS} = spektrum komponen horizontal

S_{VS} = spektrum komponen vertikal

(Nakamura, 2000)

Faktor amplifikasi dari gerakan komponen horizontal dan vertikal di 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 yang terlihat seperti Gambar 7 berikut.



Gambar 7. Struktur Geologi Cekungan Sedimen (Slob, 2007)

Berdasarkan Gambar 7, ini menunjukkan struktur geologi cekungan sedimen, dapat digambarkan ilustrasi gerakan seismik di

permukaan tanah dimana faktor amplifikasi dari gerakan horizontal dan vertikal di permukaan tanah dimana faktor amplifikasi dari gerakan horizontal dan vertikal pada permukaan tanah bersentuhan langsung dengan batuan dasar di area cekungan. Nakamura (2000), menyatakan bahwa faktor amplifikasi dari gerakan horizontal dan vertikal pada lapisan sedimen dilambangkan dengan T_H dan T_V (Ambarsari, 2017). Faktor amplifikasi horizontal dengan persamaan (4) berikut:

$$T_H = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (4)$$

Faktor amplifikasi vertikal dengan persamaan (5) berikut:

$$T_V = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (5)$$

dimana:

T_H = faktor amplifikasi horizontal

T_V = faktor amplifikasi vertikal

S_{HS} = spektrum komponen gerak horizontal di permukaan tanah

S_{HB} = spektrum komponen gerak horizontal dasar lapisan tanah

S_{VS} = spektrum komponen gerak vertikal di permukaan tanah

S_{VB} = spektrum komponen gerak vertikal dasar lapisan tanah

Beberapa asumsi yang digunakan dalam metode HVSR adalah sebagai berikut (Bour et al,1998) :

1. Data mikrotremor terdiri atas beberapa jenis gelombang, tetapi yang utama adalah gelombang *Rayleigh* yang merambat pada lapisan sedimen di atas batuan dasar.

2. Efek dari gelombang *Rayleigh* terdapat pada spektrum komponen vertikal pada lapisan sedimen, tetapi tidak terdapat pada spektrum komponen vertikal di lapisan batuan dasar.
3. Komponen vertikal mikrotremor tidak teramplifikasi oleh lapisan sedimen, sehingga besar dari efek gelombang *Rayleigh* pada komponen vertikal mikrotremor dengan persamaan (6) berikut:

$$T_V = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (6)$$

4. Efek gelombang *Rayleigh* pada rekaman mikrotremor digunakan untuk komponen vertikal dan horizontal pada rentang frekuensi (0,2 – 20,0 Hz), sehingga rasio spektrum antara komponen horizontal dan vertikal di batuan dasar mendekati nilai satu dengan persamaan (7) berikut:

$$\frac{S_{HB}}{S_{HB}} = 1 \quad (7)$$

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* (Slob, 2007). Dimana (T_{site}) menunjukkan puncak amplifikasi pada frekuensi dasar pada suatu lokasi dengan persamaan (8) berikut:

$$T_{SITE} = \frac{T_H}{T_V} = \frac{S_{HB}}{S_{VS}} \quad (8)$$

Pada pengukuran yang dilakukan dilapangan terdapat dua komponen horizontal yang diukur yaitu komponen horizontal Utara-

Selatan dan komponen horizontal Barat-Timur dengan persamaan (9) berikut:

$$HVSR = T_{SITE} = \sqrt{[(S_{North-South})^2 + (S_{east-west})^2]} \quad (9)$$

dimana:

$S_{North-South}$ = komponen horizontal Utara-Selatan

$S_{east-west}$ = komponen horizontal Barat-Timur

Persamaan (9) merupakan perhitungan rasio spektrum mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikal HVSR. Metode HVSR sangat berguna untuk mengidentifikasi respon resonansi cekungan yang berisi material sedimen. Fenomena resonansi dalam lapisan sedimen adalah terjebakanya gelombang seismik di lapisan permukaan karena adanya kontras impedansi antara lapisan sedimen dengan batuan keras yang lebih dalam. Interferensi antara gelombang seismik yang terjebak pada lapisan sedimen berkembang menuju pola resonansi yang berkenaan dengan karakteristik lapisan sedimen (Daryono, 2009). HVSR merupakan salah satu cara paling mudah dan paling murah untuk memahami sifat struktur lapisan bawah permukaan tanpa menyebabkan gangguan pada struktur tersebut.

G. Mikrozonasi Seismik

Mikrozonasi adalah proses membagi daerah yang aktif secara seismik ke dalam sub regional yang mempunyai karakteristik yang sama. Ketika karakteristik yang terkait dengan aktivitas seismik dan prosesnya

dipetakan ke dalam zona mikro disebut mikrozonasi seismik (Sitharam, 2010). Mikrozonasi seismik dapat dikatakan sebagai proses untuk memperkirakan respon dan tingkah laku dari lapisan tanah terhadap adanya gempabumi. Langkah ini perlu dilakukan untuk mengetahui aktivitas seismik sekaligus memprediksi kerusakan yang mungkin terjadi di wilayah yang lebih spesifik (Aswad, dkk., 2012).

Mikrozonasi seismik sebagai proses pengelompokan daerah menjadi beberapa zona karakteristik geologi setempat, sehingga bahaya seismik di lokasi berbeda di dalam daerah dapat diidentifikasi dengan benar. Mikrozonasi suatu daerah dibuat berdasarkan data mikrotremor (Marjiyono, dkk., 2018). Mikrozonasi seismik dalam pengembangannya tidak hanya ditujukan untuk memetakan bahaya atau wilayah rawan gempabumi, tetapi juga untuk penilaian resiko dan penanggulangan bencana gempabumi (Muntohar, 2010).

Mikrozonasi merupakan upaya untuk mengevaluasi dan memetakan atau menggambarkan potensi bencana di suatu daerah, yang pada umumnya disebabkan oleh getaran tanah yang kuat selama gempabumi. Bahaya ini meliputi: amplifikasi gerakan tanah, likuifaksi dan potensi tanah longsor. Likuifaksi adalah proses saat lapisan sedimen kehilangan kekuatan dan lebih bersifat sebagai cairan kental daripada padatan (Septian, 2013).

Peta mikrozonasi digunakan untuk menggambarkan potensi terjadinya bahaya bencana alam. Apabila peta mikrozonasi dikombinasikan dengan informasi data mikrotremor suatu daerah, maka

dapat digunakan untuk mengembangkan berbagai strategi penanggulangan bencana alam (Fitria, 2014). Peta mikrozonasi ini dapat dibuat dengan menggunakan beberapa *software*. Salah satu *software* yang dapat digunakan untuk membuat peta mikrozonasi yaitu *software* Surfer.

Mikrozonasi ini bertujuan untuk mengetahui perbedaan guncangan yang mungkin akan terjadi dengan menggunakan data rekaman mikrotremor. Mikrozonasi pada daerah penelitian merupakan zona daerah yang rawan terhadap gempa bumi, sehingga dapat digunakan dalam acuan pembangunan untuk gedung-gedung yang tahan terhadap gempabumi (Haerudin, 2019).

Hasil dari mikrozonasi ini menunjukkan bahwa ketika terjadi getaran tanah yang kuat, maka kerusakan yang tinggi mungkin terjadi pada daerah yang memiliki kerentanan seismik tinggi. Informasi yang ada dalam peta bencana suatu daerah tertentu tidak bisa dijadikan sebagai acuan untuk mengevaluasi daerah lainnya, dikarenakan setiap daerah memiliki peta bencana tersendiri sesuai dengan karakteristik tanah dan batuanannya (Wang, 2008).

Nakamura (2000), memperkenalkan analisa metode HVSR untuk mengestiasi frekuensi natural dan amplifikasi dari data mikrotremor. Dalam mikrozonasi ada beberapa parameter yang harus diperhatikan, yaitu:

1. Frekuensi Dominan

Pengolahan data mikrotremor didapatkan hasil frekuensi dominan dan amplifikasi. Frekuensi dominan menginterpretasikan

frekuensi alami yang ada di daerah tersebut. Nilai frekuensi dominan ini sering muncul sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan di wilayah tersebut sehingga nilai frekuensi dapat menunjukkan jenis dan karakteristik batuan tersebut. Pada tahun 1994 Lachet and Brad melakukan uji simulasi dengan menggunakan enam model struktur geologi sederhana dengan kombinasi variasi kontras kecepatan gelombang geser dan ketebalan lapisan tanah (Arifin, 2014). Nilai periode dominan juga dapat digunakan untuk mengindikasikan karakter lapisan batuan yang ada pada lokasi penelitian, dengan persamaan (10) berikut:

$$T_0 = \frac{1}{f_0} \quad (10)$$

dimana:

T_0 = periode dominan

f_0 = frekuensi dominan

Kanai dan Omete-Nakajima mengusulkan dua metoda untuk mengklasifikasi profil tanah. Usulan pertama Kanai berdasarkan jenis I, II, III, IV dan jenis A, B, dan C oleh Omete-Nakajima pada Tabel 1 yang memberikan indikasi jenis tanah.

Tabel 1. Klasifikasi Tanah menurut Kanai dan Omote-Nakajima (Saman, 2017)

No	Klasifikasi Tanah		Frekuensi Dominan	Keterangan	Karakter
	Kanai	Omote-Nakajima			
1.	Jenis I	Jenis A	6,7-20	Batuan tersier atau lebih tua terdiri dari batuan <i>hard sandy, gravel</i>	Keras
2.	Jenis II		4-6,7	Batuan <i>alluvial</i> , dengan kedalaman 5 m, terdiri dari <i>sandy gravel, sandy hard clay, loam</i> dll	Sedang
3.	Jenis III	Jenis B	2,5-4	Batuan <i>alluvial</i> , hamper sama dengan II, hanya dibedakan oleh adanya <i>buff</i>	Lunak
4.	Jenis IV	Jenis C	1,4-2,5	Batuan <i>alluvial</i> , yang	Sangat lunak

No	Klasifikasi Tanah		Frekuensi Dominan	Keterangan	Karakter
	Kanai	Omete-Nakajima			
				terbentuk dari sedimentasi delta, <i>topsoil</i> , lumpur dll dengan kedalaman 30 m	

Berdasarkan Tabel 1, nilai frekuensi dominan yang sangat rendah dapat mengakibatkan adanya efek resonansi dan juga dapat meningkatkan kerentanan terhadap bahaya kerusakan dengan periode yang panjang. Setelah didapatkan frekuensi dominan kita dapat memperoleh periode dominan suatu tanah dapat dilihat pada Tabel 2.

Tabel 2. Klasifikasi Tanah berdasarkan Periode Dominan oleh T_{dorm}

No.	Kelas	Deskripsi Umum	Periode Dominan (s)
1.	A+B	Batuan Kaku	$<0,2$
2.	C	Tanah Keras	$0,2 T_g < 0,4$
3.	D	Tanah Medium	$0,2 T_g < 0,6$
4.	E	Tanah Lunak	$T_g > 0,6$

Berdasarkan Tabel 2, apabila frekuensi dominan struktur bangunan mendekati nilai frekuensi alami material di bawahnya pada suatu daerah, maka getaran seismik akan membuat resonansi dengan bangunan yang akan meningkatkan *stress* pada bangunan tersebut sehingga menyebabkan kerusakan saat terjadi gempa bumi.

2. Faktor Amplifikasi

Amplifikasi adalah penguatan gelombang seismik yang diakibatkan oleh adanya perbedaan yang berarti pada setiap lapisan. Apabila gelombang seismik merambat dari satu medium ke medium yang lebih lunak daripada medium yang dilalui sebelumnya maka gelombang seismik akan mengalami penguatan. Amplifikasi merupakan gelombang gempa yang menjalar dari batuan dasar ke atas permukaan tanah. Faktor amplifikasi gempabumi adalah faktor percepatan gempa yang terjadi pada permukaan tanah akibat jenis tanah tertentu. Nilai faktor amplifikasi suatu tempat dapat diketahui dari tinggi puncak spektrum kurva HVSR hasil pengukuran mikrotremor di daerah tersebut (Nakamura, 2000). Nilai amplifikasi dipengaruhi oleh formasi geologi, ketebalan dan sifat-sifat fisika lapisan tanah dan batuan, seperti batuan mengalami pelapukan, pelipatan dan pergeseran yang mengubah sifat fisik batuan. Klasifikasi faktor amplifikasi menurut Ratdomopurbo (Setiawan, 2009) dapat dilihat pada Tabel 3 berikut.

Tabel 3. Klasifikasi Nilai Faktor Amplifikasi (Setiawan, 2009)

Zona	Klasifikasi	Nilai Faktor Amplifikasi
1	Rendah	$A < 3$
2	Sedang	$3 \leq A < 6$
3	Tinggi	$6 \leq A < 9$
4	Sangat Tinggi	$A \geq 9$

Berdasarkan Tabel 3, gelombang seismik akan mengalami perbesaran jika melalui medium yang lebih lunak dari pada medium awal yang dilaluinya. Jika semakin besar perbedaan itu maka perbesaran gelombang juga semakin besar pula. Menurut Nakamura

(2000), amplifikasi dapat terjadi akibat adanya perbesaran gelombang seismik karena perbedaan yang mencolok antar lapisan. Nilai penguatan amplifikasi tanah berkaitan dengan kontras impedansi lapisan dipermukaan dan lapisan di bawahnya. Apabila kontras impedansi kedua lapisan tersebut tinggi maka terjadi faktor penguatan yang tinggi pula, begitupun sebaliknya.

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

3. Indeks Kerentanan Seismik

Indeks kerentanan seismik adalah indeks yang menggambarkan tingkat kerentanan lapisan tanah permukaan terhadap pergeseran saat terjadi gempa bumi (Nakamura, 2008). Nilai indeks kerentanan seismik didapat dari pergeseran regangan permukaan tanah dan strukturnya saat terjadi gempa bumi. Menurut Nakamura (2008), Kerusakan yang diakibatkan oleh gempa bumi terjadi ketika gaya gempa bumi melebihi batas dari regangan (*Strain*) sehingga terjadi pergeseran lapisan tanah permukaan.

Nilai indeks kerentanan seismik dapat diperoleh dari hubungan antara frekuensi dominan dan faktor amplifikasi dan juga bisa didapatkan dari pengukuran di permukaan serta perubahan akibat pengaruh gempabumi yang digunakan untuk mengestimasi suatu daerah.

Kerentanan pada tanah perlu diperhatikan juga nilai pergeseran regangan (γ) pada lapisan tanah tersebut saat terjadi gempa bumi. Menurut Nakamura (1997) pada kondisi regangan, indeks kerentanan seismik dapat didefinisikan dalam skala 10^{-6} (cm/s²).

Nilai K_g adalah indeks kerentanan yang paling mudah untuk mengidentifikasi dari titik lokasi pengukuran. Nilai K_g memperlihatkan nilai pengukuran yang digunakan untuk menentukan tingkat ketahanan atau lapisan bumi. Dapat dihitung dengan persamaan (11) yang menggunakan rumus Nakamura (1997) berikut:

$$K_g = \frac{A_0^2}{f_0} \quad (11)$$

Nilai kerentanan seismik (K_g) yang tinggi menyatakan jika wilayah tersebut termasuk kategori yang rentan terhadap gempabumi yang sering diteukan pada lapisan tanah yang merupakan sedimen lunak, sebaliknya jika kerentanan kecil wilayah tersebut hanya terjadi guncangan kecil saat terjadi gempabumi, dimana hal ini dapat terjadi pada tanah yang memiliki batuan yang susunannya kuat dan stabil seperti terlihat pada Tabel 4 berikut.

Tabel 4. Klasifikasi Nilai Indeks Kerentanan Tanah (Refrizon, 2013)

Zona	Nilai Kg
Rendah	< 3
Sedang	3-6
Tinggi	>6

Berdasarkan Tabel 4, dalam penentuan nilai indeks kerentanan seismik suatu daerah, faktor-faktor kondisi geologi daerah setempat perlu dipertimbangkan. Tingkat indeks kerentanan seismik yang tinggi biasanya ditemukan pada daerah dengan frekuensi resonansi yang rendah (Nakamura, 2008).

H. Penelitian Relevan

Penelitian mengenai percepatan tanah maksimum dengan menggunakan rumusan empiris telah dilakukan oleh beberapa peneliti terdahulu seperti Yulyentri, dkk (2016) telah melakukan penelitian untuk menghitung nilai ketebalan lapisan lapuk (H) dan indeks kerentanan seismik (Kg) dan menganalisis daerah rentan gempa di Kecamatan Padang Panjang Barat. Hasil analisis daerah rentan gempa tinggi yang tersebar di empat area yaitu Kelurahan Pasar Baru, bagian utara dan selatan Kelurahan Tanah Hitam, Kelurahan Silaing Bawah, dan dibagian luar dari Kota Padang Panjang yaitu bagian selatan.

Zahroh, dkk (2017) telah melakukan penelitian untuk menentukan fg dan Ag di Kecamatan Prambanan dan Kecamatan Gantiwarno. Selain itu juga untuk menentukan nilai Kg dan mikrozonasinya di Kecamatan Prambanan dan Kecamatan Gantiwarno. Dari hasil penelitian ini menunjukkan bahwa nilai fg di Kecamatan Prambanan dan Kecamatan

Gantiwarno berada pada kisaran 0,7 Hz sampai 9,5 Hz, nilai A_g berada pada kisaran 1,795 sampai 9,010, dan nilai K_g berada pada kisaran $2,27 \times 10^{-6}$ s²/cm sampai $5,52 \times 10^{-6}$ s²/cm. Hasil mikrozonasi K_g dengan nilai sekitar $2,27 \times 10^{-6}$ s²/cm sampai $8,58 \times 10^{-6}$ s²/cm menyebar di Desa Joho sebelah timur, Desa Pereng, Desa Ceporan, Desa Jogoprayan, Desa Gentan, dan Desa Sengon sebelah selatan. Untuk nilai K_g sedang ditunjukkan dengan nilai sekitar $10,27 \times 10^{-6}$ s²/cm sampai 20×10^{-6} s²/cm dan nilai K_g relatif tinggi dengan nilai lebih dari 20×10^{-6} s²/cm menyebar di Desa Bugisan, Desa Sawit, Desa Tlogo, Desa Taji, Desa Mutihan, Desa Sanggrahan, Desa Kebondalem Kidul, Desa Cucukan sebelah utara, Desa Jabung sebelah selatan, Desa Mlese, Desa Ngandong, dan Desa Gesikan. Mikrozonasi K_g sesuai dengan sebaran kerusakan bangunan, di mana persentase kerusakan tertinggi berada pada daerah dengan K_g tinggi yang didominasi oleh Formasi Merapi Muda.

Asri, dkk (2018) telah melakukan penelitian untuk menzonasikan daerah rawan bencana di daerah Painan berdasarkan nilai frekuensi dominan, periode dominan, V_s30 , PGA dan amplifikasi serta untuk mengetahui nilai PGA (*Peak Ground Acceleration*) daerah tersebut. Dari hasil analisis tersebut, didapatkan dengan mengkorelasikan keempat peta zonasi, diketahui bahwa daerah yang memiliki tingkat resiko bencana gempabumi yang tinggi diperkirakan adalah daerah pesisir pantai. Hal ini didukung dengan nilai frekuensi yang rendah dan nilai V_s30 yang kecil serta nilai PGA yang besar. Nilai amplifikasi daerah ini terbagi menjadi tiga zona yaitu daerah yang memiliki amplifikasi tinggi tersebar disekitar

pantai dan tersusun atas batuan alluvial sedangkan sisanya memiliki nilai amplifikasi yang sedang dan rendah karena berdasarkan peta geologinya daerah tersebut tersusun atas dua jenis batuan yaitu batuan alluvial dan Formasi Painan.

Nia (2019) telah melakukan penelitian untuk Pemetaan mengenai kerentanan seismik di kawasan FMIPA UGM perlu dilakukan melihat bertambahnya gedung-gedung baru yang tinggi di area ini. Analisis amplifikasi dan frekuensi natural diolah menggunakan metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*), sehingga dihasilkan nilai indeks kerentanan seismik di daerah penelitian. Berdasarkan hasil penelitian, didapatkan bahwa nilai frekuensi natural (f_0) di area penelitian berkisar antara 0.636 – 0.943Hz, Amplifikasi (A_0) berkisar antara 2.196 – 3.446 dan nilai kerentanan seismik (K_g) sebesar 5,291 – 18,677. Berdasarkan hasil pengolahan data yang didapat, dapat disimpulkan bahwa *subsurface* kawasan FMIPA UGM tersusun atas lapisan sedimen tebal dengan ketebalan antara 62.27 - 92.35 m. Hal ini berasosiasi terhadap area DIY yang tersusun di atas cekungan dengan material pengisi endapan vulkanik. Berdasarkan nilai f_0 , A_0 , dan K_g , diketahui bahwa nilai kerentanan seismik yang paling tinggi terdapat di area gedung matematika FMIPA UGM.

Satria (2020) telah melakukan penelitian untuk mengetahui indeks kerentanan seismik (K_g) Kota Jambi dan untuk mengetahui dan memperoleh peta zona rawan gempa bumi berdasarkan indeks kerentanan seismik (K_g) di Kota Jambi. Dari hasil analisis tersebut, didapatkan nilai frekuensi dominan (f_0) berkisar antara 1.04 – 4.35 Hz. Sedangkan nilai

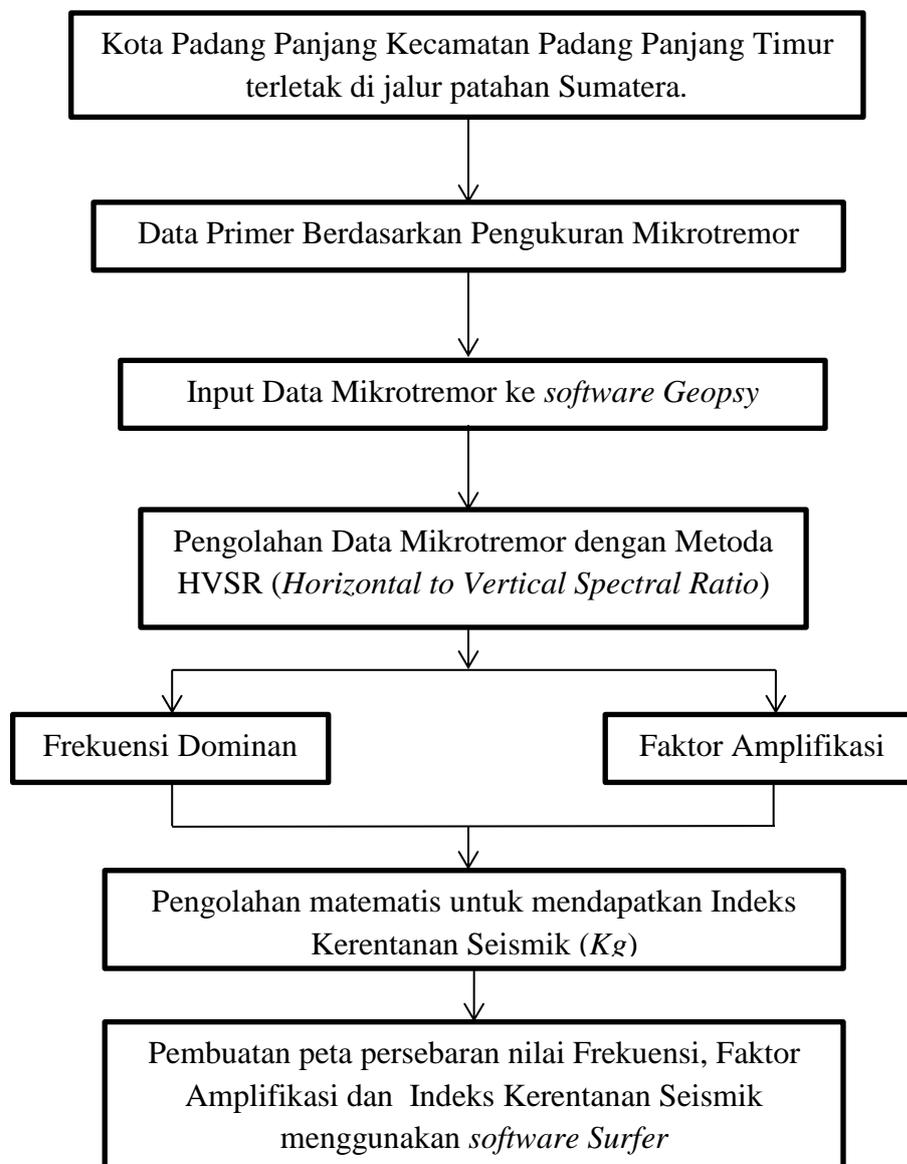
faktor amplifikasi (A_0) berkisar 1.13 – 4.88. Berdasarkan nilai frekuensi dominan (f_0) dan faktor amplifikasi (A_0) tersebut diperoleh nilai indeks kerentanan seismik (K_g) di Kota Jambi berkisar nilai antara 0.51 – 20.18. Distribusi nilai indeks kerentanan seismik (K_g) menunjukkan korelasi yang relatif mengikuti pola satuan geologi Kota Jambi. Daerah dengan indeks kerentanan seismik (K_g) yang tinggi relatif berasosiasi pada endapan alluvial yang berada pada bagian utara Kota Jambi meliputi Kecamatan Danau Teluk, Jambi Timur, dan bagian utara Telanaipura.

Tanjung (2021) juga telah melakukan penelitian untuk mengetahui indeks kerawanan gempa dan ketebalan lapisan lapuk di Kota Tegal. Hasil analisis komponen horizontal komponen vertikal menunjukkan puncak spektrum pada frekuensi dominan dan faktor amplifikasi. Ketebalan lapisan lapuk diperoleh dari perbandingan nilai V_s 30 daerah penelitian dengan nilai frekuensi alaminya. Indeks kerentanan seismik diperoleh dengan mengkuadratkan amplifikasi dan membaginya ke dalam frekuensi alaminya. Pengukuran yang dilakukan pada 37 titik di Kota Tegal diperoleh ketebalan lapisan lapuk yang bervariasi, berkisar antara 4,29 meter sampai dengan 88,14 meter dan nilai kerawanan gempa berkisar antara 0,08 sampai dengan 16,65.

I. Kerangka Berpikir

Berdasarkan penjelasan sebelumnya dibentuklah kerangka berpikir pada penelitian ini berdasarkan teori yang telah dijelaskan pada tinjauan

kepuustakaan. Kerangka berpikir pada penelitian ini dapat dilihat pada Gambar 8 berikut.



Gambar 8. Kerangka Berpikir Penelitian

Berdasarkan Gambar 8, kerangka berpikir pada penelitian ini diawali dengan menetapkan masalah yang akan dikaji terlebih dahulu. Kemudian berdasarkan masalah tersebut maka dapat ditentukan tujuan dilaksanakannya penelitian. Berdasarkan kerangka berpikir diatas menunjukkan mikrozonasi indeks kerentanan seismik Kota Padang

Panjang. Dalam menentukan besarnya indeks kerentanan seismik (Kg) digunakan persamaan (11). Sebelum persamaan tersebut digunakan, perlu diketahui besarnya frekuensi dominan dan faktor amplifikasi di setiap titik pengambilan data. Nilai frekuensi dominan (f_0) dan faktor amplifikasi (A_0) diperoleh dari analisis HVSR menggunakan *software Geopsy*. Untuk membuat mikrozonasi berdasarkan data indeks kerentanan seismik (Kg) digunakan *software Surfer 13*.

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian dan pembahasan yang telah dilakukan, dapat diambil kesimpulan sebagai berikut:

1. Nilai kerentanan seismik dihitung dengan nilai masukan yang didapatkan dari parameter hasil analisis kurva H/V yaitu parameter frekuensi dominan (f_0) dan amplifikasi (A_0). Nilai frekuensi dominan Kecamatan Padang Panjang Timur, Kota Padang Panjang berkisar antara 2,42 Hz hingga 17,41 Hz. Nilai faktor amplifikasi Kecamatan Padang Panjang Timur, Kota Padang Panjang berkisar antara 2,44 hingga 21,58. Nilai indeks kerentanan seismik Kecamatan Padang Panjang Timur Kota Padang Panjang berkisar antara 1,05 hingga 170,09.
2. Hasil mikrozonasi indeks kerentanan seismik yang tinggi yaitu terdapat pada wilayah Kelurahan Koto Panjang, Kelurahan Tanah Pak Lambik, Kelurahan Guguk Malintang, Kelurahan Ngalau, dan Kelurahan Ganting. Hal ini menunjukkan bahwa daerah tersebut merupakan daerah yang paling rentan terhadap efek gempa bumi. Berdasarkan analisis daerah rentan seismik, daerah Kecamatan Padang Panjang Timur Kota Padang Panjang cenderung aman dari ancaman seismik. Namun, untuk peningkatan kewaspadaan, resiko sekecil apapun harus diperhitungkan.

B. Saran

Penelitian selanjutnya sebaiknya dilakukan dengan rentang waktu yang lebih lama dan mencari tempat yang sepi kendaraan lewat supaya *noise* yang didapat tidak banyak.

DAFTAR PUSTAKA

- Afriliani, Fitria. (2014). *Analisa Mikrotremor Untuk Mikrozonasi Indeks Kerentanan Seismik Di Kecamatan Pacitan, Jawa Timur*. Yogyakarta : UNY.
- Ambarsari, D. (2017). *Analisis Mikrotremor dengan Metode HVSR untuk Mikrozonasi Kabupaten Gunungkidul Yogyakarta*. Surabaya: Departemen Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam. Institut Teknologi Sepuluh November.
- Arifin, S. S. (2014). Penentuan Zona Rawan Guncangan Bencana Gempa Bumi Berdasarkan Analisis Nilai Amplifikasi HVSR Mikrotremor dan Analisis Periode Dominan Daerah Liwa dan Sekitarnya. *JGE (Jurnal Geofisika Eksplorasi)*, 2(01), 30-40.
- Asri Wulandari, Suharno, Rustadi, Rahayu Robiana. (2018). *Pemetaan Mikrozonasi Daerah Rawan Gempabumi Menggunakan Metode HVSR Daerah Painan Sumatera Barat*. *Jurnal Geofisika Eksplorasi* Vol. 4 no 1 tahun 2018.
- Aswad, Sabrianto., Fransisca, Erni., dkk. 2012. *Pemetaan Profil ketebalan Sedimen Makassar Dan Sekitarnya Menggunakan Pengukuran Mikrotremor*. Proceedings PIT HAGI.
- Bappeda. (2006). Peta geologi Kota Padang Panjang, Pemerintah Provinsi Sumatera Barat.
- Braile, L.W., (2006). *Seismic Waves and the Slinky*. Diakses dari <http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/slinky/slinky4.html> pada tanggal 03 Januari 2022.
- Benyamin, Noer Aziz Magetsari, Agus Handoyo Harsolumakso, Chalid Idham Abdullah .(2014). *Modul Kuliah Geologi Fisik*. Bandung : ITB.
- Bour, M., Fouissac, D., Dominique, P., and Martin, C. (1998). On the Use of Mikrotremor Recording in Seismic Microzonation. France: *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 17 PII:S0267-7261(98)00014-1.
- Carlson, D.H.,C.C.Plummer, & L. Hammersle. (2011). *Physical Geology : Earth Revealed* (Ninth Edition ed.). New York: McGraw-Hill.
- Daryono, Sutikno. dan Prayitni, Bambang Setio. (2009). *Data Mikrotremor dan Pemanfaatannya untuk Pengkajian Bahaya Gempabumi*. Yogyakarta: Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika.
- Daryono. (2011). *Indeks Kerentanan Seismik Berdasarkan Mikrotremor pada Setiap Satuan Bentuklahan di Zona Graben Bantul, Daerah Istimewa Yogyakarta*. Disertasi. Yogyakarta : UGM.

- Davidson, J. P., Reed, W. E., & Davis, P. M. (1997). *Exploring Earth : An Intoduction to Physical Geology*, Prentice - Hall, Inc., . United States of America.
- Edwiza. (2008). Analisis Terhadap Intensitas dan Percepatan Tanah Maksimum Gempa Sumbar . *Jurnal Geofisika*, Vol. 1, No. 29, ISSN : 0854-8471, Tahun XV, hal. 73-76.
- Elnashai, S.A & L. D. Sarno. (2008). *Fundamental of Eartquake Engineering UK*: John Wiley & Son.
- Gadallah, M. R., & R. Fisher. (2009). *Exploration Geophysics*. Berlin: Spinger.
- Haerudin, N., Alami, F., & Rustadi. (2019). *Mikroseismik, Mikrotremor dan microearthquake dalam ilmu kebumian*. Pusaka Media.
- Hartuti, E. R. (2009). *Buku Pintar Gempa*. Yogyakarta: DIVA Press.
- Hidayat, S., Warnana, D.D., Koesuma, S., Fisika, I., Maret, U.S., Ir, J., Kentingan, S.A. dan Tengah, J. (2017), *Aplikasi Metode Horizontal to Vertical Spectral*.
- Ibrahim, G., & Subarjo. (2005). *Buku Seismologi*. Jakarta: BMKG.
- Fahrurijal, Reza. (2020). Mikrozonasi Seismik Di Wilayah Ancaman Sesar Lembang Antara Seksi Cihideung Dan Gunung Batu Berdasarkan Pengukuran Mikrotremor. *Jurnal Riset Geologi dan Pertambangan Vol. 30, No.1, Juni 2020*.
- Konno, K., Ohmachi, T. (1989). Ground Motion characteristics Estimated from Spectral Ratio Between Horizontal and Vertical Components of Micratremor., *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 88, No 1, 228-241.
- Lantu, Sabrianto Aswad, Fitriani, Marjiyono. 2018. Pemetaan Wilayah Rawan Bencana Gempabumi berdasarkan Data Mikrotremor Dan Data Bor. *Jurnal Biocelebes Vol. 2 No.1*.
- Lay, Thorne and Wallace, Terry C. 1995. *Modern Global Seismology*. California: Academic Press.
- Linda, dkk. 2019. Analisis Distribusi Spasial dan Temporal Seismotektonik Berdasarkan Nilai B-Value dengan Menggunakan Metode Likelihood di Pulau Jawa. Vol. 15, No. 1, hal: 16-31.
- Maimun, A. K., Silvia, U. N., & Ariyanto, P. (2020). Analisis Indeks Kerentanan Seismik, Periode Dominan, Dan Faktor Amplifikasi Menggunakan Metode Hvsr Di Stageof Tangerang. *Jurnal Meteorologi Klimatologi dan Geofisika*, 7(2), 24-30.
- Mirzaoglu, Mete. et al,. (2003). Application of microtremors to seismic microzoning procedure. *Balkan: Journal of the Balkan Geophysical*, Vol. 6, No. 3,p.

- Muntohar, A.S. 2010. Mikrozonasi potensi Likuifaksi Dan Penurunan Tanah Akibat Gempa Bumi. Yogyakarta: Universitas Muhammadiyah, Yogyakarta.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, Quarterly Report of the Railway Technology Research Institute, Japan.
- Nakamura, Y. (1997). *Seismic Vulnerability Indices for Ground and Structures Using Microtremor*. Florence: World Congress on Railway Research.
- 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.
- Natawidjaja, D. H. (2007). *Gempa bumi dan Tsunami di Sumatera dan Upaya Untuk Mengembangkan Lingkungan Hidup Yang Aman dari Bencana Alam, Laporan KHL*. Jakarta: LIPI.
- Nia. (2019). Analisis Amplifikasi Dan Indeks Kerentanan Seismik Di Kawasan Fmipa Ugm Menggunakan Metode Hvsr. *Jurnal Geosaintek*, Vol. 5 No. 2 Tahun 2019.
- Novita, H. (2008). *Analisis Percepatan Tanah Terhadap Kerusakan Bangunan Akibat Gempa Di Padang Panjang*. Universitas Andalas.
- Okada, H., (2004). The microtremor survey method. Society of Exploration Geophysicist. United State of America.
- Pawirodikromo, Widodo. (2012). *Seismologi Teknik dan Rekayasa Kegempaan*. Yogyakarta: Pustaka Pelajar.
- Putri, Yustina. D. (2016). Mikrozonasi Indeks Kerentanan Seismik Di Kawasan Jalur Sesar Opak Berdasarkan Pengukuran Mikrotremor. Yogyakarta: Universitas Negeri Yogyakarta.
- Riyanto, S., Purwanto, A. (2009). Algoritma Fast Fourier Transform (FFT) Decimation in Time (DIT) Dengan Resolusi 1/10 Hertz. Pros. Semin.Penelit. Pendidik. Dan Penerapan MIPA.
- Saman R. T., Sianturi H. L., Pingak R. K. (2017). Pemetaan Mikrozonasi Seismik Di Desa Nunkurus Kecamatan Kupang Timur Kabupaten Kupang. *Jurnal Fisika Sains dan Aplikasinya* Vol. 2, No. 2 – Oktober 201.
- Santoso, Djoko. 2002. *Pengantar Teknik Geofisika*. Bandung: ITB.
- Satria, Arie. (2020). Analisis Mikrotremor Berdasarkan Metode Horizontal to Vertical Spectral Ratio untuk Mengetahui Indeks Kerentanan Seismik Kota Jambi. *Jurnal Teknik Kebumihan*, Volume 05, Nomor 02: April 2020.

- Septian, Laberta. (2013). Mikrozonasi Indeks Kerentanan Seismik Berdasarkan Analisis Mikrotremor di Kecamatan Jetis, Kabupaten Bantul, Daerah Istimewa Yogyakarta . Yogyakarta : UNY.
- SESAME. (2004). *Guidelines For The Implementation Of The H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations*. Europe: SESAME European research project.
- Setiawan J.R. (2009). Mikrozonasi Seismisitas Daerah Yogyakarta dan Sekitarnya. *Thesis*. Bandung: Institut Teknologi Bandung.
- Sianturi, H. L. (2010). *Pengantar Seismologi*. Departemen Pendidikan Nasional. Undana.
- Sieh, K., & Natawidjaja, D. (2000). Neotectonics of the Sumatran Fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B12) : 28,295 - 28,326.
- Simanjuntak, B. (2014). Pengamatan Geofisika Dan Klimatologi, *Buletin Stasiun Geofisika Kelas I Padang Panjang*, Nomor 1, BMKG, Hal 1-4.
- Sitharam, T.G. 2010. *Technical Document on Geotechnical/Geophysical Microzonation Studies of Urban Centres in India*. New Delhi: Working Group of Experts Geotechnical Engineering (WGE-GT), NDMA.
- Slob. 2007. *Micro Seismic Hazard Analysis*. Neth. Int. Geo-Inf. Sci. Earth Obs.
- Sugiyono. (2016). *Metode Penelitian Kuantitatif, Kualitatif dan R&D*. Bandung: PT Alfabet.
- Sunardi, Bambang., Daryono. (2012). *Kajian Potensi Bahaya Gempabumi Daerah Sumbawa Berdasarkan Efek Tapak Lokal*. Jurnal Meteorologi dan Geofisika Vol. 13 no 2 tahun 2012.
- Sunarjo, dkk. 2012. *Gempabumi Edisi Populer*. Jakarta: Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika.
- Susilawati. (2008). *Penerapan Pembelajaran Gelombang Seisnik Gempa pada Penelaahan Struktur Bagian dalam Bumi*. Sumatera Utara : Universitas Sumatera Utara. *Karya Ilmiah*.
- Telford, W.M. et al. (2004). *Aplied Geophysics, Second Edition*. New York:Cambridge University Press.
- Telford, W. M.,L.P. Geldart, & R. E. Sheriff. (1990). *Applied Geophysics Second Edition*. London: Cambriridge Univercity Press.
- Tanjung. (2021). Pemetaan ketebalan lapisan lapuk dan Kerentanan Seismik di Tegal menggunakan metode HVSR. *Jurnal Fisika: Seri Konferensi 2021*.
- Utami, Zahroh. (2017). *Analisis Indeks Kerentanan Seismik Berdasarkan Pengukuran Sinyal Mikrotremor Di Kecamatan Prambanan Dan Kecamatan Gantiwarno Kabupaten Klaten*. Yogyakarta: UNY.

- Waluyo. (1996). *Diktat Kuliah Seismologi*. Yogyakarta : UGM
- Wang, Zhenming. (2008). *A technical note on seismic microzonation in the central United States*. Kentucky: Kentucky Geological Survey, University of Kentucky, pp. 1–8.
- Yulyentri, Famanil. (2016). *Analisis Area Rentan Gempa Menggunakan Data Mikrotremor di Kecamatan Padang Panjang barat, kabupaten Padang Panjang*. Jurnal Fisika Universitas Gadjah Mada.