

**ZONASI *SITE EFFECT* DENGAN HVSR MIKROTREMOR
DAN ANALISIS BAHAYA PENGUATAN GEMPA
MENGUNAKAN METODE DSHA
UNTUK MENENTUKAN PGA DI PULAU SUMBA
KABUPATEN SUMBA BARAT DAYA**

(Skripsi)

Oleh

SOULTHAN SALAHUDIN AL AYUBI



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2019**

ABSTRACT

ZONATION SITE EFFECT WITH HVSR MICROTREMOR AND EARTHQUAKE STRENGTH ANALYSIS USING DSHA METHOD TO DETERMINE PGA IN SUMBA ISLAND SOUTHWEST SUMBA REGENCY

By

SOULTHAN SALAHUDIN AL AYUBI

Southwest Sumba Regency is one of the islands located in the Banda arc area. The distance of Sumba Island which is very close to the subduction area in the south of Indonesia produces a lot of tectonic activity and the danger of earthquake. The composition of alluvium, coral, and thick deposits on Sumba Island makes it vulnerable to the strengthening of earthquakes. The zoning of soil characters using site effects and the use of the DSHA method are carried out to determine the danger level of earthquake strengthening Southwest Sumba Regency. Zoning of site effect soil characters using microtremor data in the form of dominant frequency, amplification and V_{S30} which are then correlated with earthquake hazard analysis with DSHA method to obtain Peak Ground Acceleration (PGA) values in bedrock and soil using the nearest earthquake source.

In this research, in Southwest Sumba Regency it can be seen that the area is dominated by Class 2 and 3 (f_0 values 1.333 - 5 Hz) according to Kanai Classification (1983), with the dominance of amplification from 3.8 to 8.3 times. This indicates that the study area is dominated by sediment deposits which are quite thick. The PGA value obtained from the DSHA method shows that the Southwest Sumba Regency has 0.075-0.19 g of PGA soil and bedrock PGA 0.067-0.085 g using earthquake record data in Sumba Subduction and Timor Subduction. With location effect zoning and PGA estimation, it can be seen that the Southwest Sumba Regency has a high level of vulnerability to earthquake disaster, which is located in the south of Southwest Sumba Regency which is estimated to consist of thick sediments and adjacent to Sumba and Timor Subduction.

Keywords: Site effect, predominant frequency, amplification, earthquake, DSHA, PGA

ABSTRAK

ZONASI SITE EFFECT DENGAN HVSR MIKROTREMOR DAN ANALISIS BAHAYA PENGUATAN GEMPA MENGGUNAKAN METODE DSHA UNTUK MENENTUKAN PGA DI PULAU SUMBA KABUPATEN SUMBA BARAT DAYA

Oleh

SOULTHAN SALAHUDIN AL AYUBI

Kabupaten Sumba Barat Daya merupakan salah satu pulau yang terletak di daerah busur Banda. Radius Pulau sumba yang sangat dekat dengan area subduksi di selatan Indonesia mengakibatkan banyaknya aktivitas tektonik dan bahaya kegempaan. Susunan alluvium, koral, dan endapan tebal pada Pulau Sumba menjadikannya rawan penguatan gempabumi. Zonasi karakter tanah menggunakan *site effect* dan penggunaan metode DSHA dilakukan untuk mengetahui tingkat bahaya penguatan Kabupaten Sumba Barat Daya ini. Zonasi karakter tanah *site effect* menggunakan data mikrotremor berupa frekuensi dominan, amplifikasi dan V_{S30} yang kemudian dikorelasikan dengan analisis bahaya kegempaan dengan metode DSHA untuk mendapatkan nilai percepatan tanah maksimum (PGA) pada batuan dasar dan permukaan tanah menggunakan sumber gempa terdekat.

Pada penelitian yang telah dilakukan, di Kabupaten Sumba Barat Daya dapat diketahui bahwa daerah tersebut didominasi tanah Kelas 2 dan 3 (f_0 bernilai 1,333 - 5 Hz) menurut Klasifikasi Kanai (1983), dengan dominasi amplifikasi sebesar 3,8-8,3 kali. Hal ini menandakan daerah penelitian ini didominasi oleh endapan sedimen yang cukup tebal. Nilai PGA yang diperoleh dari metode DSHA diketahui bahwa Kabupaten Sumba Barat Daya memiliki PGA *soil* sebesar 0,075-0,19 g dan PGA *bedrock* sebesar 0,067-0,085 g dengan menggunakan data rekaman gempa di Subduksi Sumba dan Subduksi Timor. Dengan zonasi *site effect* dan estimasi PGA tersebut dapat diketahui Kabupaten Sumba Barat Daya memiliki tingkat kerentanan bencana gempabumi yang tinggi, berada di selatan Kabupaten Sumba Barat Daya yang diduga tersusun oleh sedimen yang tebal serta berdekatan dengan Subduksi Sumba dan Subduksi Timor.

Kata Kunci: *Site effect*, frekuensi dominan, amplifikasi, gempabumi, DSHA, PGA

**ZONASI SITE EFFECT DENGAN HVSR MIKROTREMOR DAN
ANALISIS BAHAYA PENGUATAN GEMPA MENGGUNAKAN
METODE DSHA UNTUK MENENTUKAN PGA DI PULAU SUMBA
KABUPATEN SUMBA BARAT DAYA**

**Oleh
SOULTHAN SALAHUDIN AL AYUBI**

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

**Pada
Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**KEMENTERIAN RISET TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2019**

Judul Skripsi

**: ZONASI *SITE EFFECT* DENGAN HVSR
MIKROTREMOR DAN ANALISIS BAHAYA
PENGUATAN GEMPA MENGGUNAKAN
METODE DSHA UNTUK MENENTUKAN
PGA DI PULAU SUMBA KABUPATEN
SUMBA BARAT DAYA**

Nama Mahasiswa

: Soulthan Salahudin Al Ayubi

Nomor Pokok Mahasiswa : 1215051052

Program Studi

: Teknik Geofisika S-1

Jurusan

: Teknik Geofisika

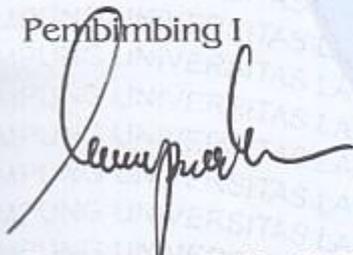
Fakultas

: Teknik

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing

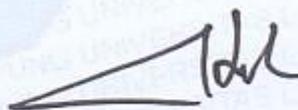
Pembimbing I



Karyanto, S.Si., M.T.

NIP 19691230 199802 1 001

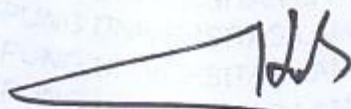
Pembimbing II



Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.

NIP 19750911 200012 1 002

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika



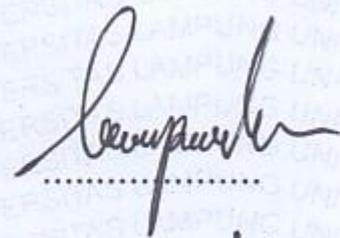
Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.

NIP 19750911 200012 1 002

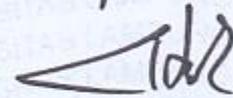
MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

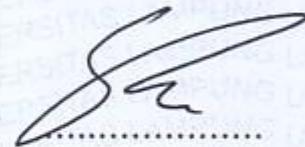
Ketua : **Karyanto, S.Si., M.T.**



Sekretaris : **Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.**



Anggota : **Syamsurijal Rasimeng, M.Si.**



2. Dekan Fakultas Teknik




Prof. Dr. Suharno, M.Sc., Ph.D.
NIP 19620717 198703 1 002

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : **27 Juni 2019**

PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa dalam skripsi ini tidak terdapat karya yang pernah dilakukan orang lain, dan sepanjang pengetahuan saya juga tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali yang secara tertulis diacu dalam naskah ini sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka, selain itu saya menyatakan juga bahwa skripsi ini dibuat oleh saya sendiri.

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

Bandarlampung, 27 Juni 2019

Penulis,



Soulthan Salahudin Al Ayubi

RIWAYAT HIDUP



Penulis dilahirkan di Magelang pada tanggal 27 Agustus 1994. Merupakan anak pertama dari pasangan Bapak Rizal Saiful Islam dan Ibu Umyum Sarbiyanti. Rekam jejak akademis penulis dimulai dari TK Pembina Pahoman pada tahun 1999 sampai dengan tahun 2000. Kemudian dilanjutkan ke tingkat sekolah dasar di SD Negeri 2 Tanjung Gading sampai 2002 dan SD Negeri 1 Langkapura, Kecamatan Tanjung Karang Barat sampai dengan tahun 2006. Lalu penulis melanjutkan ke tingkat sekolah menengah pertama di SMP Negeri 1 Bandar Lampung pada tahun 2007 sampai dengan tahun 2010. Kemudian dilanjutkan ke tingkat sekolah menengah atas di SMA Negeri 3 Bandar Lampung mulai tahun 2010 sampai dengan tahun 2012. Pada tahun 2012, penulis melanjutkan pendidikan ke jenjang perguruan tinggi di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.

Selama menjalankan masa studi di Universitas Lampung, penulis juga aktif di berbagai organisasi kemahasiswaan kampus. Penulis memulai berorganisasi sebagai Anggota Dana dan Usaha Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika (HIMA TG Bhuwana) Universitas Lampung pada masa bakti 2013 – 2015. Pada periode 2013/2014 penulis tercatat sebagai Anggota Divisi Hubungan Luar Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia (HMGI) Student Chapter Universitas Lampung. Sekretaris Divisi Kesekretariatan Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia

(HMGI) Regional 1 serta Anggota Dinas Eksternal Badan Eksekutif Mahasiswa Fakultas Teknik (BEM FT) Universitas Lampung. Selanjutnya, pada periode 2015/2016 penulis diamanahkan sebagai Kepala Dinas Eksternal Badan Eksekutif Mahasiswa Fakultas Teknik (BEM FT) Universitas Lampung dan sebagai Kepala Divisi Kesekretariatan Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia (HMGI) Regional 1.

Pada tahun 2015 penulis melaksanakan Kuliah Kerja Nyata (KKN) di Tiyuh Tulang Bawang Udik, Kecamatan Tumijajar, Kabupaten Tulang Bawang Barat. Lalu pada Februari 2016 melaksanakan Kerja Praktek selama satu bulan di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Gempabumi (PVMBG) Bandung dengan judul laporan “Analisis Periode Dominan Data Mikrotremor Daerah Pulau Sumba Kabupaten Sumba Barat Daya Menggunakan Metode HVSR”. Selanjutnya pada September 2017 penulis melaksanakan Tugas Akhir di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi (PVMBG) Bandung sebagai bahan untuk mendukung penulisan Skripsi. Sehingga penulis dapat menyelesaikan jenjang perguruan tinggi dengan menamatkan program sarjana melalui Skripsi dengan judul “Zonasi *Site Effect* Dengan HVSR Mikrotremor Dan Analisis Bahaya Penguatan Gempa Menggunakan Metode Dsha Untuk Menentukan PGA Di Pulau Sumba Kabupaten Sumba Barat Daya”.

**“Berjalan tidak sesuai rencana
Adalah jalan yang biasa.”**

Farid Stevy

SANWACANA

Puji syukur dan terimakasih tertinggi penulis tujukan kepada Allah SWT atas segala rahmat, nikmat, karunia, dan hidayah-Nya yang tidak dapat dihitng dalam memberikan kesempatan dan kekuatan kepada hamba-Nya untuk belajar dan menyelesaikan masa studi pendidikan tinggi dengan melancarkan dan menguatkan selama proses studi serta dalam penyusunan dan penyelesaian Skripsi dengan judul “Zonasi *Site Effect* Dengan HVSR Mikrotremor Dan Analisis Bahaya Penguatan Gempa Menggunakan Metode Dsha Untuk Menentukan PGA Di Pulau Sumba Kabupaten Sumba Barat Daya”.

Tentu dalam perjalanan memulai, menyusun dan menyelesaikan skripsi ini penulis mengucapkan banyak terimakasih kepada banyak pihak yang telah membantu dalam segala hal secara luar biasa, baik bantuan materiel maupun imateriel. Terimakasih saya sampaikan kepada:

1. Orangtua yang telah banyak mendidik, mengajari, mendoakan, mencintai dan menyayangi dengan sepenuh hati. Papa (Rizal Saiful Islam) dan Mama (Umyum Sarbiyanti). Terimakasih atas segalanya.
2. Adik (Soulthan M Rizaldy Ar Rasyid) yang telah dan akan menjadi sahabat dalam berbagi, berpikir dan mengabdikan sedari kecil hingga tutup usia nanti.
Let's do it, Brother!

3. Adik bungsu (Khansa Salasabila Izmi Islami) yang memberikan warna baru diantara 2 saudara laki lakinya.
4. Tia Nurhawa yang sangat luar biasa yang selalu memberikan semangat dan harapan untuk terus hidup dan berkarya. Sebuah Nama, Sebuah Cerita. Terimakasih banyak I Love You to The Neptune and Back!.
5. Bapak Karyanto, S.Si., M.T. selaku Pembimbing I yang telah banyak membimbing, mengarahkan serta mengingatkan dalam penyusunan skripsi ini. Terimakasih banyak atas pembelajaran selama ini, Pak.
6. Bapak Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si. selaku Pembimbing II yang telah memberikan banyak motivasi dan bimbingan yang sangat baik dalam penyusunan skripsi ini.
7. Bapak Syamsurijal Rasimeng, M.Si. selaku Penguji yang telah memberikan banyak masukan dan koreksi dengan sangat luar biasa dalam penyusunan skripsi ini.
8. Bapak Dr. Alimudin, S.Si., M.Si yang banyak membeikan motivasi dan nasehat kepada saya dan teman teman untuk tetap optimis mendapatkan gelar sarjana walaupun di penghujung waktu studi dan dalam keputusasaan, nama bapak akan selalu terkenang Pak Ali.
9. Bapak Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si. selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung yang senantiasa membimbing dan mengarahkan selama proses studi berlangsung.
10. Bapak Drs. Cecep Sulaeman, M.Si. selaku Pembimbing Lapangan Tugas Akhir di PVMBG Bandung yang telah menerima, membimbing dan mengajarkan

banyak hal dari masa Kerja Praktek hingga Tugas Akhir. Terimakasih Banyak, Bapak.

11. Bapak Amalfi Omang, S.Si., M.Phil. yang telah banyak membantu dalam memahami mengenai pendekatan pemikiran, filosofi dan konsep kegempaan selama Tugas Akhir. Terimakasih banyak, Pak.
12. Kepada Semua Bapak Dosen dan Staf Teknik Geofisika yang telah memberikan banyak pembelajaran dan bantuan selama menempuh studi di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung. Terimakasih Sangat Banyak!
13. Angkatan TG12 (Bagas, Made, Beni, Rival, Gata dan Zulhijri, Dimas 'Suen', Carta, Virgian, Dedi A., Dedi Yul, Ferry, Bari, Agus, Ryan 'Ucok', Anta 'Agan', Hanif, Sigit, Kukuh, Legowo, Andre, Kevin, Gifari, Jordi, Hilman, Esha, Dimas 'Onoy', Dimas 'Koped', Edo, Aldo, Irwan 'Komti', Ari, Andina, Azis, Elen, Gita, Niar, Nana, Vivi, Lita, Resti, Medi, Beta, Bella, Dilla, Vee, Zahidah) yang telah bersama-sama memulai perjalanan ini. Bagaimanapun yang terjadi, saya sangat bersyukur diberikan kesempatan untuk mengenal, berbagi tawa maupun resah bersama kalian tanpa terkecuali. Terimakasih banyak, Sahabat!
14. Keluarga "KENDUR" (entah darimana datangnya entitas ini) yang telah menjadi simbol persahabatan erat dalam berbagi semua hal yang sangat berarti. Terimakasih untuk semua yang telah kalian goreskan di hidup ini meski hanya di sebagian usia tapi tetap berarti lebih. Meng-KENDUR bukan berarti Menjauh! Terimakasih Banyak!

15. Mereka yang menemani selama penyusunan skripsi (Udin, Putu, Haidar, Dwi, Fajri, Edi dan Helton). Keluarga yang saling support dengan segala kekurangan yang ada. Terimakasih sahabat. Selalu Jaya!
16. Keluarga kecil yang sudah memberikan banyak cerita dan saling mendukung sejak umur 13 tahun (Oji, Idam, Kiki, Rajib, Gesa, Vania, Dati, Muna, Anggi, Vema, Mia, Hera, Vina, Indah, Putri, Sella, Yara)
17. Teman teman Warung Nongkrong yang sudah banyak memberikan bekas akan terbentuknya pola pikir dan pencarian jati diri. Terimakasih Friends, Life always go on!
18. Pimpinan BEM FT Universitas Lampung Periode 2015/2016 (Salam, Yolanda, Lidya, Surya, Bayu, Amel, Sigit, Aji, Winda, Faqqih, Wahyu, Wira, Didi, Rafi, Mustika, Agung, Kiki, Carta, Fahmi, Chandra, Dedi, Lihardi. Terimakasih atas kepercayaan serta pengalaman hidup dan organisasi yang sangat luar biasa dan tak akan pernah terlupakan meski hanya satu periode kepengurusan tapi sangat membekas dalam ingatan. Ingetin ya, “Demisioner hanya menghentikan kerja bersama kita, bukan kebersamaan kita”. Terimakasih para pimpinan tercinta!
19. Keluarga Besar BEM FT Universitas Lampung Periode 2015/2016 yang telah banyak memberikan kisah cerita, kepercayaan, semangat dan harapan serta pelajaran hidup dan organisasi. Saya sangat bersyukur sempat mengenal, memahami dan menjalani sebagian hidup bersama kalian yang sangat luar biasa. Terimakasih banyak teman-teman dan adik-adik Staf dan Eksmud tercinta! A Period Full of Stars! #BEM_FT_SOLID

20. Kakak-kakak tingkat (TG09, TG10, TG11) serta adik-adik tingkat (TG13, TG14, TG15, TG16) yang telah banyak menemani dan membantu selama ini.

Terimakasih Banyak!

21. Serta berbagai pihak yang dalam kesadaran hingga ketidaksadaran penulis telah membantu setitik atau banyak atas segala hal yang berkaitan dengan skripsi ini. Terimakasih Banyak.

Penulis mengharapkan semoga dengan adanya karya yang berupa skripsi ini dapat bermanfaat untuk perkembangan ilmu pengetahuan serta berguna bagi masyarakat dan membantu perkembangan mitigasi bencana di Indonesia.

Tentu, penulis sangat terbuka untuk menerima kritik dan saran yang membangun untuk digunakan sebagai sumber motivasi dan evaluasi serta perkembangan ilmu pengetahuan yang lebih baik. Terimakasih.

Bandarlampung, Juni 2019

Penulis

Soulthan Salahudin Al Ayubi

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRACT	i
ABSTRAK	ii
HALAMAN JUDUL.....	iii
HALAMAN PERSETUJUAN.....	iv
HALAMAN PENGESAHAN.....	v
HALAMAN PERNYATAAN	vi
RIWAYAT HIDUP.....	vii
MOTTO	ix
SANWACANA.....	x
DAFTAR ISI.....	xv
DAFTAR GAMBAR	xviii
DAFTAR TABEL.....	xix
I. PENDAHULUAN	1
A. Latar Belakang	1
B. Tujuan Penelitian.....	3
C. Batasan Masalah.....	4
D. Manfaat Penelitian.....	4
II. TINJAUAN PUSTAKA.....	6
A. Lokasi Penelitian	6

B.	Kondisi Seismo Tektonik Kabupaten Sumba Barat Daya	6
C.	Kondisi Topografi dan Fisiografi Kabupaten Sumba Barat Daya	11
D.	Tatanan Geologi Kabupaten Sumba Barat Daya.....	11
II.	TEORI DASAR.....	16
A.	Gelombang Seismik	16
1.	Gelombang Badan (<i>Body Wave</i>)	16
a.	Gelombang P atau Gelombang Longitudinal.....	17
b.	Gelombang S atau Gelombang Transversal.....	18
2.	Gelombang Permukaan (<i>Surface Wave</i>)	19
a.	Gelombang Rayleigh.....	20
b.	Gelombang Love.....	21
B.	Mikrotremor	22
C.	<i>Horizontal to Vertical Spectrum Ratio</i> (HVSr)	24
D.	Frekuensi Dominan	28
E.	Amplifikasi.....	29
F.	<i>Vs30</i>	32
G.	Pengaruh Efek Lokal Terhadap Gempabumi	33
H.	<i>Seismic Hazard Analysis</i>	35
I.	<i>Deterministic Seismic Hazard Analysis</i> (DSHA).....	36
J.	Sumber Gempabumi.....	38
K.	Hubungan antara Jenis-Jenis Magnitudo Gempa	40
L.	Magnitudo Maksimum	41
M.	Percepatan Tanah Maksimum (PGA)	41
N.	<i>Logic Tree</i>	42
O.	Fungsi Atenuasi.....	44
a)	Youngs dkk. (1997).....	45
b)	Atkinson – Boore (2003).....	46
c)	Zhao dkk. (2006).....	48

d) Boore – Atkinson (2008).....	50
IV. METODE PENELITIAN	53
A. Tempat dan Waktu Penelitian	53
B. Alat dan Bahan	53
C. Data Penelitian	53
D. Diagram Alir Penelitian	55
E. Tahap Pengolahan Data.....	56
1. HVSr Mikrotremor.....	56
2. <i>Deterministic Seismic Hazard Analysis</i> (DSHA).....	57
3. Pembuatan Peta	58
V. HASIL DAN PEMBAHASAN.....	59
A. Hasil Pengolahan.....	59
1. HVSr Mikrotremor.....	59
2. <i>Deterministic Seismic Hazard Analysis</i> (DSHA).....	60
3. Tingkat Rawan Bencana Gempabumi.....	61
B. Pembahasan	62
1. HVSr Mikrotremor.....	62
a. Frekuensi Dominan (f_0)	62
b. Amplifikasi.....	67
2. <i>Deterministic Seismic Hazard Analysis</i> (DSHA).....	70
3. Tingkat Rawan Bencana Gempabumi.....	76
4. Rekomendasi Aplikatif.....	79
VI. KESIMPULAN DAN SARAN.....	85
A. Kesimpulan.....	85
B. Saran.....	86
DAFTAR PUSTAKA	88
LAMPIRAN.....	92

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Peta penelitian mikrotremor dan peta geologi Kabupaten Sumba Barat Daya	8
2. Sumber gempabumi patahan/sesar (<i>fault</i>)	9
3. Sumber gempabumi subduksi (<i>megathrust</i>).....	10
4. Peta tektonik di wilayah Busur Banda	14
5. Deformasi akibat gelombang badan	19
6. Deformasi akibat gelombang permukaan.....	22
7. Jenis struktur geologi dari cekungan sedimen.....	26
8. Ilustrasi amplifikasi	31
9. Percepatan gempa di tanah padat/batuan.....	31
10. Percepatan gempa di tanah lunak endapan <i>lakebed</i>	31
11. Empat langkah dalam DSHA	38
12. Ilustrasi sumber gempa.....	40
13. Diagram alir.....	55
14. Peta persebaran frekuensi dominan	59
15. Peta persebaran amplifikasi di Kabupaten Sumba Barat Daya	60
16. Peta persebaran PGA <i>Bedrock</i> di Kabupaten Sumba Barat Daya.....	60
17. Peta persebaran PGA <i>Surface</i> di Kabupaten Sumba Barat Daya	61
18. Peta rawan bencana gempabumi di Kabupaten Sumba Barat Daya.....	61

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
1. Klasifikasi tanah oleh Kanai berdasarkan nilai frekuensi dominan mikrotremor	29
2. Klasifikasi <i>Site Class</i> berdasarkan V_{s30}	33
3. Hubungan antar magnitudo gempa	40
4. Regresi dari panjang <i>rupture</i> di permukaan dengan magnitudo maksimum.....	41
5. Model <i>logic tree</i> untuk sumber gempa subduksi (<i>megathrust</i>)	43
6. Model <i>logic tree</i> untuk sumber gempa <i>background</i>	44

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Indonesia merupakan salah satu kepulauan maritim yang rawan akan bencana gempa bumi. Pertemuan antara tiga lempeng aktif menyebabkan Indonesia terhimpit oleh pergerakan Lempeng Eurasia, lempeng Indo-Australia, serta lempeng Pasifik. Pergerakan tektonik inilah yang menjadi faktor penyebab besarnya aktivitas gempa bumi yang terjadi di negara ini, selain yang disebabkan oleh aktivitas vulkanik. Secara garis besar Indonesia berada dalam kerumunan bencana gempa bumi yang menjadi ancaman serius bagi kehidupan masyarakat di dalamnya. Mitigasi bencana gempa bumi perlu dicanangkan sebagai prioritas utama dalam upaya pengurangan resiko bencana gempa bumi di berbagai wilayah.

Salah satu strategi untuk pengurangan resiko bencana adalah dengan melakukan pengukuran mikrotremor untuk mengetahui periode dominan serta amplifikasi dari daerah tersebut. Suatu tingkat kerusakan akibat gempa bumi umumnya dipengaruhi oleh magnitudo dan jarak pusat gempa bumi. Namun dalam beberapa kasus gempa bumi yang telah terjadi. Intensitas kerusakan bencana gempa bumi tidak hanya dipengaruhi oleh magnitudo dan jarak pusat gempa, justru hal yang perlu diperhatikan adalah litologi permukaan daerah setempat.

Secara sederhana litologi daerah struktur tanah lunak cenderung akan memperkuat gelombang seismik daripada litologi daerah struktur tanah keras. Litologi daerah struktur tanah lunak akan memberikan respon frekuensi yang rendah dan relatif mempunyai kerentanan seismik yang lebih tinggi sehingga akan menimbulkan penguatan lebih besar terhadap resiko bencana gempa bumi dibandingkan dengan litologi daerah struktur tanah keras. Adanya efek resonansi gelombang inilah yang menyebabkan timbulnya amplifikasi getaran gempa bumi di suatu wilayah tertentu.

Amplifikasi yang merupakan perbesaran gelombang seismik akibat adanya perbedaan yang signifikan antara lapisan yang menyebabkan perbesaran gelombang seismik jika merambat pada suatu medium ke medium lain yang lebih lunak dibandingkan dengan medium awal yang dilaluinya, digunakan sebagai parameter pendukung dalam upaya mengurangi resiko bencana gempa bumi. Walaupun tidak semua daerah dapat mengalami amplifikasi terkadang pada daerah tertentu gelombang gempa juga dapat mengalami deamplifikasi, oleh sebab itu daerah yang diguncang dengan kekuatan gempa yang sama belum tentu menghasilkan efek yang sama pada daerah yang berbeda tergantung dari karakteristik tanah pada masing-masing daerah yang dikenal dengan Site effect/efek tapak lokal.

Penggunaan *site effect* pada penelitian ini digunakan sebagai penentuan standar kerentanan tanah pada kedalaman sedimen 30 meter. Klasifikasi batuan tabel V_s30 dari *NHERP* merupakan salah satu data yang penting penggunaannya dalam pengurangan resiko bencana gempa bumi pada struktur bangunan dan tata kota pada cakupan yang lebih luas.

Pengamatan titik penelitian pada permukaan bumi dari riwayat gempa dengan nilai perhitungan dipilih yang paling besar sebagai data pendukung skenario kemungkinan terburuk yang mungkin terjadi pada daerah penelitian. Percepatan tanah maksimum (*peak ground acceleration*) sebagai nilai terbesar percepatan tanah pada suatu tempat yang diakibatkan oleh getaran gempabumi dalam periode dan rentang waktu tertentu adalah indikator resiko gempabumi dengan tingkat kerusakan paling tinggi pada daerah penelitian dalam hal ini Kabupaten Sumba Barat Daya.

Sebagai upaya pengurangan resiko bencana gempabumi, yang dilakukan berdasarkan seluruh potensi bahaya gempabumi secara komprehensif, maka diperlukan identifikasi periode, frekuensi dan amplifikasi menggunakan analisis terhadap pengukuran mikrotremor untuk mengetahui karakteristik litologi struktur tanah serta kerentanan seismik terhadap potensi bahaya gempabumi di Daerah Pulau Sumba, Kabupaten Sumba Barat Daya, Provinsi Nusa Tenggara Timur. Sehingga perlu dilakukan pemetaan periode, frekuensi, amplifikasi dan percepatan tanah menggunakan data mikrotremor.

B. Tujuan Penelitian

Adapun capaian yang dapat diraih dalam penelitian ini adalah :

1. Mengelompokkan zona *site effect* (efek situs) di Sumba barat daya dengan metode HVSR Mikrotremor.
2. Menganalisis bahaya kegempaan dengan mengestimasi nilai *Peak Ground Acceleration* (PGA) di Sumba barat daya dengan metode *Deterministic Seismic Hazard Analysis* (DSHA).

3. Menganalisis daerah rawan penguatan bencana gempabumi di Sumba barat daya berdasarkan karakteristik *site effect* hasil pengolahan data mikrotremor dan estimasi nilai *Peak Ground Acceleration* menggunakan metode DSHA.

C. Batasan Masalah

Pada penelitian ini permasalahan yang akan dibahas adalah sebagai berikut :

1. Penelitian ini hanya membahas karakterisasi *site effect* yang berupa frekuensi dominan menggunakan klasifikasi kanai.
2. Estimasi nilai PGA dalam analisis bahaya kegempaan di Sumba barat daya dilakukan dengan metode DSHA menggunakan pendekatan *logic tree* yang juga digunakan oleh Irsyam 2010.
3. Pada penelitian ini, sumber gempa yang digunakan dalam metode DSHA berjumlah dua buah sumber gempa yang ada di sekitar Sumba barat daya, yaitu Segmen Subduksi Sumba dan Segmen Subduksi Timor.
4. Magnitudo maksimum yang digunakan dalam metode DSHA pada sumber yang berupa subduksi menggunakan catatan sejarah gempabumi dari USGS dan ISC mulai dari 5 Maret 1972 - 26 September 2017 di sekitar Subduksi Sumba dan sebagian Subduksi Timor.

D. Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian ini antara lain:

1. Diperoleh kelompok zona yang rentan terhadap bahaya gempabumi di Kabupaten Sumba Barat Daya sehingga memungkinkan untuk dilakukan perencanaan pembangunan yang lebih tepat dan lebih baik.

2. Diperoleh besar nilai Percepatan Tanah Puncak (Peak Ground Acceleration/PGA) di Kabupaten Sumba Barat daya jika terjadi gempa bumi dengan magnitudo terbesar yang diperkirakan dapat terjadi di tiap sumber gempa bumi di sekitar Kabupaten Sumba Barat daya (Subduksi Sumba dan sebagian Subduksi Timor).

II. TINJAUAN PUSTAKA

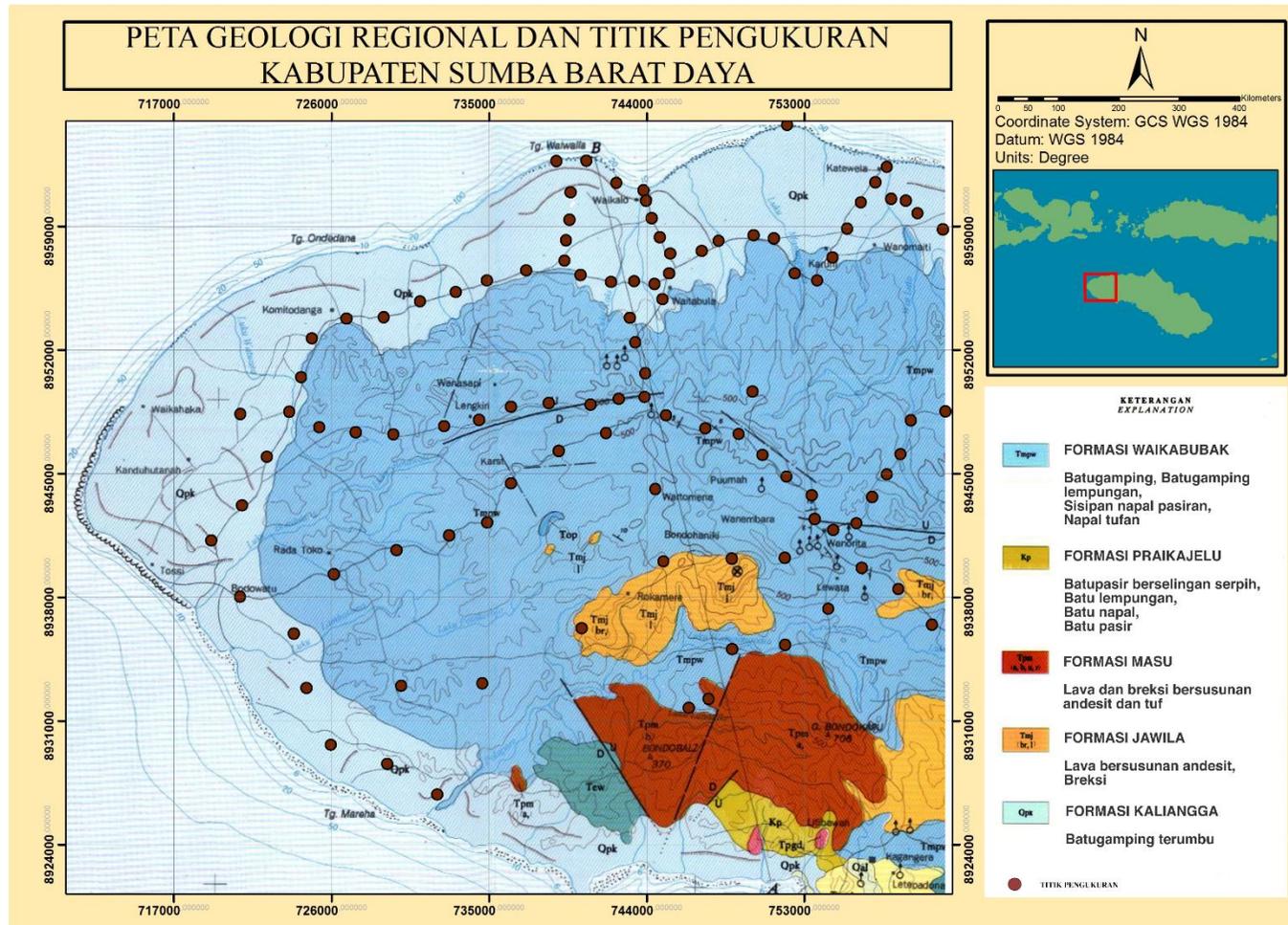
A. Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian terletak di Pulau Sumba Kabupaten Sumba Barat Daya, Provinsi Nusa Tenggara Timur Penelitian ini menggunakan data hasil akuisisi dari metode mikrotremor untuk mengkarakterisasi *site effect* di Kabupaten Sumba Barat Daya. Terdapat 103 titik akuisisi mikrotremor di sekitar Kabupaten Sumba Barat Daya, persebaran titik-titik tersebut dapat dilihat pada **Gambar 1**.

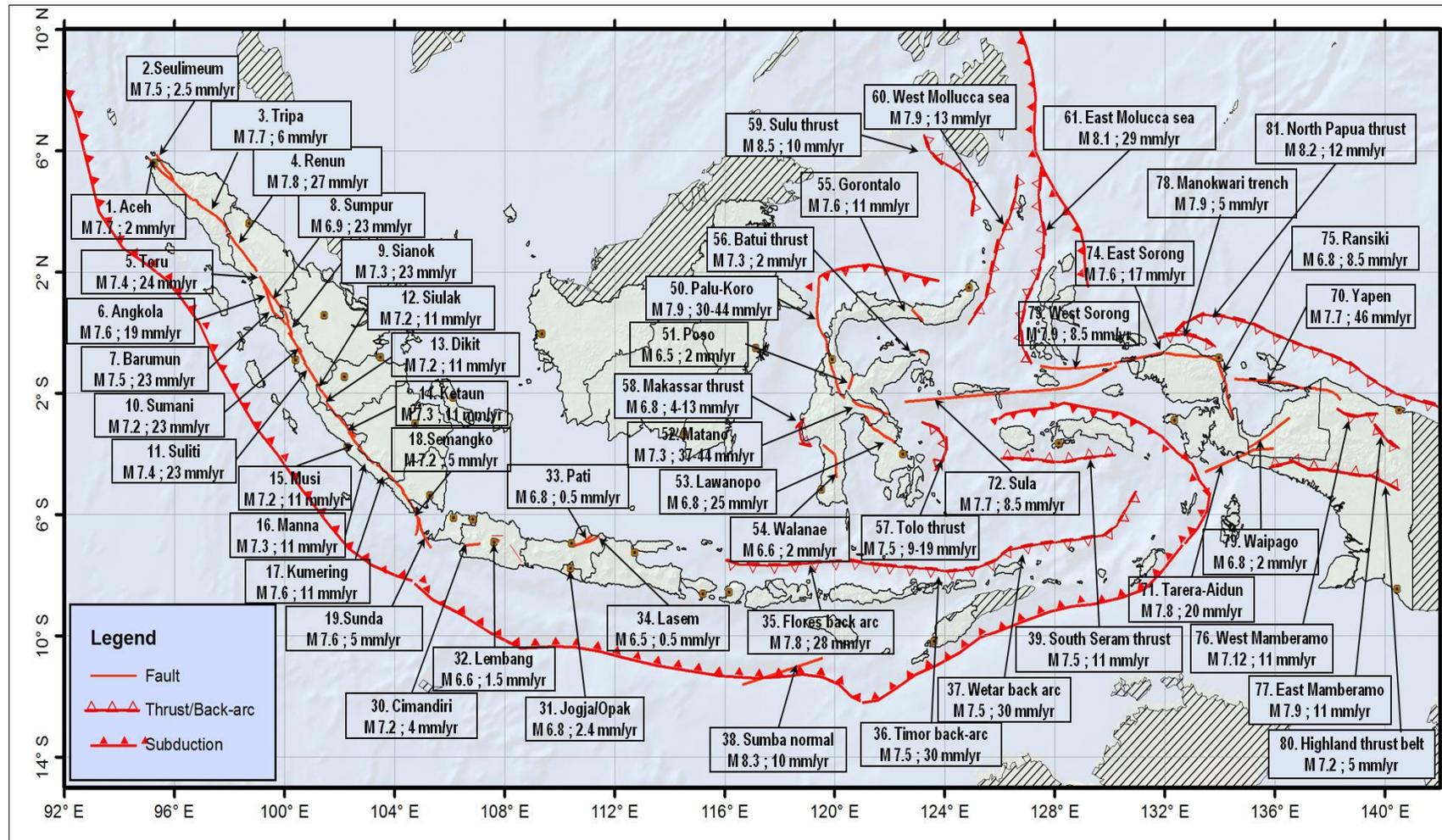
B. Kondisi Seismo-Tektonik Kabupaten Sumba Barat Daya

Pola tektonik wilayah Kabupaten Sumba Barat Daya dipengaruhi oleh pergerakan lempeng pada zona subduksi yang terletak kurang lebih 130 km di sebelah selatan pulau Sumba. Sumba merupakan bagian yang masih tetap tersisa dari sistem busur ancestral sampai waktu *Miocene* saat terletak dekat posisi yang sekarang ditempati oleh Alor dan Wetar. Kedatangan Australian continental margin pada zona subduksi dari busur Banda selatan Timor menyebabkan pecahnya Sumba dari busur relik bergerak sepanjang 450 km ke arah barat daya sepanjang *Strike slip fault* sistem menuju posisi yang sekarang berada dalam cekungan busur muka. Vulkanisme terjadi di

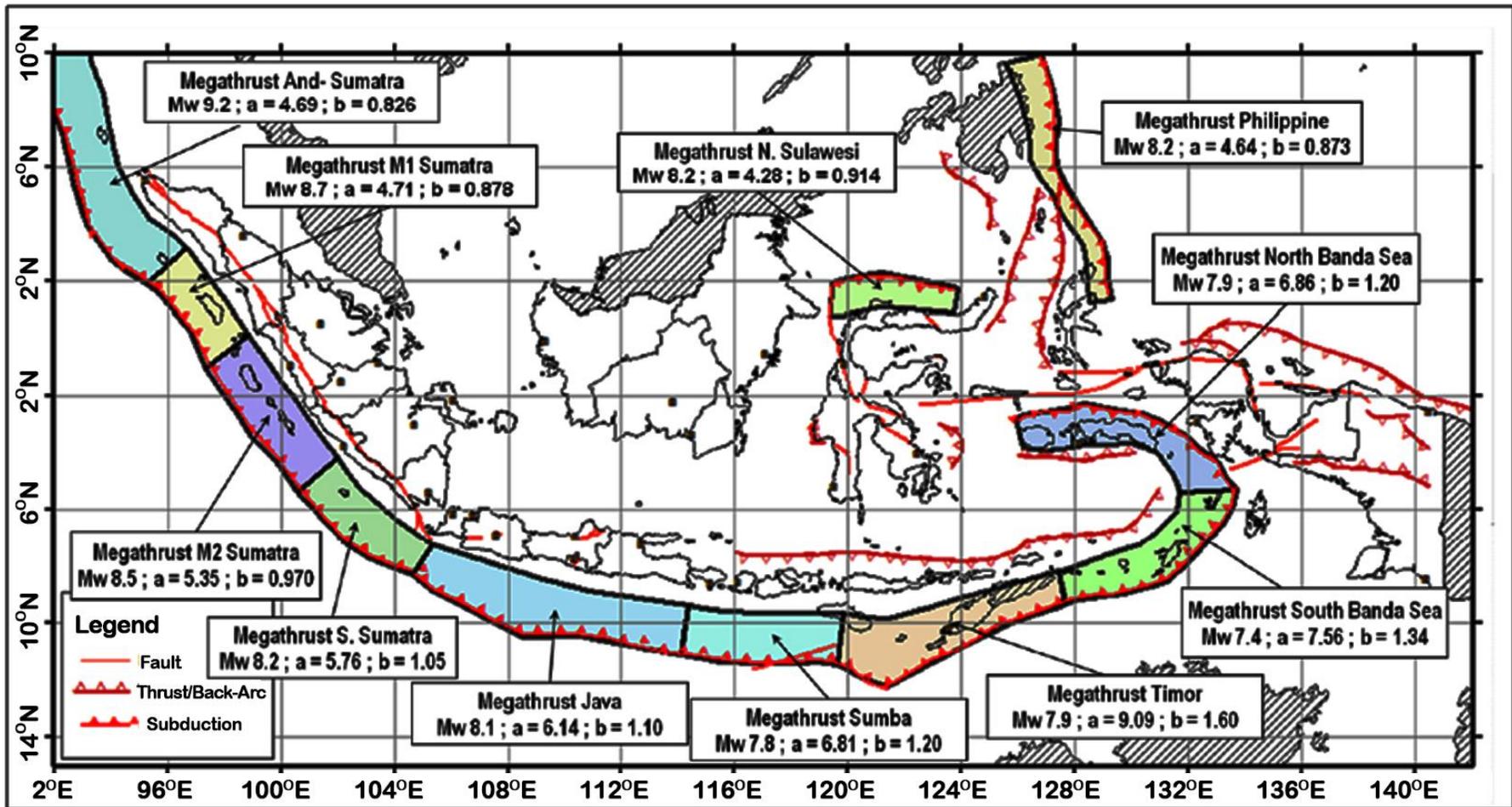
sepanjang Busur Banda yang sekarang bermula setelah pisahnya dari Blok Sumba. Kepulauan Sumba telah naik sampai ketinggian vertikal 4km sebagai akibat dari gaya *compressional* yang ada hubungannya dengan subduksi Lempeng India. Kemungkinan tidak terduga sebagai hasil dari pembelajaran ini adalah terletak pada tumbukan dari continent australia di area Timor yang sedikit banyak lebih awal dibandingkan dari ilmuwan lain (Nurul, 2014).



Gambar 1. Peta penelitian mikrotremor dan Peta Geologi Kabupaten Sumba Barat Daya
(Dimodifikasi dari Apandi dan Effendi, 1993)



Gambar 2. Sumber gempa bumi patahan/sesar (*fault*) (Irsyam, 2010).



Gambar 3. Sumber gempa bumi subduksi (*megathrust*) (Irsyam, 2010).

Kondisi seismo-tektunik ini menyebabkan wilayah Kabupaten Sumba Barat Daya termasuk dalam zona bahaya seismik tinggi. Wilayah Kabupaten Sumba Barat Daya mempunyai nilai percepatan puncak di batuan dasar sebesar 0,3 – 0,4 g untuk periode ulang 475 tahun, dan sebesar 0,5 – 0,6 g untuk periode ulang 2475 tahun menggunakan perhitungan persamaan Youngs. Untuk gempa bumi pada jarak 100 km dengan kedalaman 30-60 km dan magnitudo gempa M_w sebesar 3,0 hingga 8,0 memberikan nilai PGA sebesar antara 0,3 g hingga 0,4 g. Mempertimbangkan kondisi lapisan tanah lunak yang tebal, maka nilai percepatan maksimum di permukaan tanah di wilayah Kabupaten Sumba Barat Daya dapat 1,5 hingga 2,0 kali lebih besar (Irsyam, 2010).

C. Kondisi Topografi dan Fisiografi Kabupaten Sumba Barat Daya

Kondisi topografi Sumba secara umum datar di daerah pesisir, landai sampai bergelombang wilayah dataran rendah <100 meter dan berbukit. Daerah dengan ketinggian di atas 1.000 meter hanya sedikit di wilayah perbukitan dan gunung.

Bentuk permukaan lahannya (fisiografi) relatif datar dengan kemiringan (lereng) antara 2 - 8%. Bentuk permukaan ini menandakan bahwa tingkat erosi relatif rendah, namun sangat rentan terhadap genangan khususnya pada saat terjadinya pasang dan gelombang air laut. (Arsyad, 2016).

D. Tataan Geologi Kabupaten Sumba Barat Daya

Berdasarkan peta geologi lembar Pulau Sumba seperti yang terlihat pada **Gambar 4**, wilayah Pulau Sumba Kabupaten Sumba Barat Daya umumnya tersusun oleh endapan kuartar dan tersier yang terdiri dari batu gamping

lempungan berumur Pleistosen, Miosen dan Pliosen. Sedangkan di Sumba Barat Daya terdapat beberapa formasi yaitu Formasi Kaliangga, Formasi Waikabubak, Formasi Masu, dan Formasi Praikajelu. Adapun litologi dari setiap formasi adalah sebagai berikut :

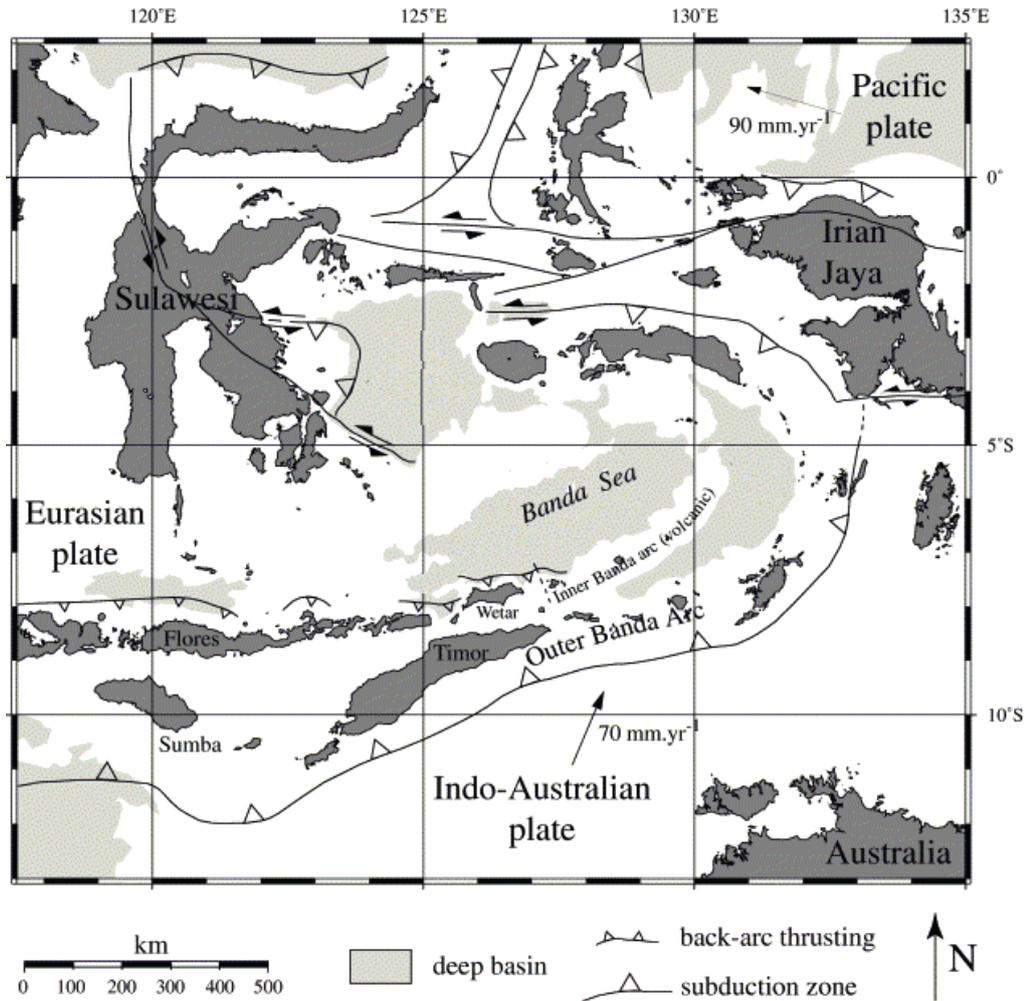
1. Formasi Kaliangga dengan jenis batuan gamping berterumbu berketebalan 80 meter dengan rentang umur Kuartar Plitosen.
2. Formasi Waikabubak merupakan sedimen yang paling mendominasi dengan jenis batuan gamping, batu gamping lempungan, sisipan napal pasir, dan napal tufan berketebalan 400 meter dengan rentang umur Tersier Miosen dan Pliosen.
3. Formasi Masu dengan jenis batuan lava dan breksi andesit tuf dengan rentang umur Tersier Paleosen.
4. Formasi Praikajelu dengan jenis batuan batu pasir berselingan dengan serpih, batu lempung, batu napal lanauan dan batu pasir lempungan dan konglomerat.

Kabupaten Sumba Barat Daya terletak di dekat dua segmen megathrust yang berada di selatan Pulau Sumba. Bentangan megathrust yang menyambung dari utara Sumatera hingga laut Banda. Berada pada pertemuan *plate* Eurasia dan Australia berjarak \pm 120 km dari garis pantai selatan sehingga daerah ini rawan terhadap Tsunami.

Perbatasan dari Busur Banda dan Busur Sunda sulit ditentukan karena sebagian besar Busur Sunda mengalami penenggelaman. zona geosinklinal dangkal membentuk sisi utara dari sektor barat (sistem busur yang berbatasan langsung dengan lempeng Eurasia) ditempati oleh Laut Bali yang memanjang

dan basin Laut Flores dengan fasies sedimen laut dalam. Pulau Sumbawa hampir seluruhnya terbentuk dari bentuklahan vulkanik, vulkanisme aktif terdorong ke arah utara dan ke arah selatan merupakan vulkanisme tidak aktif.

Pada masa lalu, geologi Pulau Timor, Sumba, dan pulau-pulau kecil seperti Savu dan Roti merupakan pecahan dari lempeng Australia yang terpisahkan dan sekarang bergabung ke dalam sistem busur Banda. Cekungan antara terdapat di busur Banda sampai ke Pulau Sumba, Nusa Tenggara Timur yang memisahkan Pulau Savu dan basin Wetar ke arah timur. Dampak terjadinya tumbukan lempeng Australia dengan busur vulkanik Banda pada cekungan antara di utara Pulau Timor dicerminkan oleh keadaan vulkanisme tidak aktif di Pulau Wetar dan Pulau Alor (Fadhlan dan Intan, 2016).



Gambar 4. Peta Tektonik di Wilayah Busur Banda (Hamson, 2004)

Pulau Sumba terletak di antara Busur Gunungapi Sunda dan Busur Banda yang tak memiliki gunungapi, pulau ini juga terletak di antara Paparan Sunda, Benua Australia, dan Lempeng Samudera Hindia. Struktur yang dijumpai di pulau ini umumnya berupa lipatan kecil dan sesar. Sesar yang dijumpai berupa sesar normal yang umumnya mempunyai arah barat - timur dan baratlaut- tenggara, memotong batuan Pra Tersier dan Tersier. Bentuk morfologi yang ada mencerminkan kondisi litologi dan struktur geologi yang ada. Menurut Laufer dan Kraeff (1957), morfologi Pulau

Sumba terdiri dari Pegunungan pantai selatan Sumba Barat yang membentang dari Tanjung Mambang sampai ke muara Sungai Tidas, Pegunungan Jawila yang dipisahkan oleh lembah Sungai Polapare, Pegunungan Tanadaro yang membentuk inti dari pulau dan terpisah dari bagian selatan, Pegunungan Masu yang merupakan pegunungan pantai selatan Sumba Timur, Dataran tinggi Sumba Utara dan Tengah, dan Undak Pantai Utara. Batuan di daerah ini dapat dibagi menjadi batuan pra-tercier dari "rantai pegunungan dasar", dan batuan zaman Tersier dan Kwartir yang membentang di atas daerah yang tersisa.

Pulau Sumba termasuk ke dalam deretan kepulauan di Nusa Tenggara Timur, di bagian utara dibatasi oleh Selat Sumba, di bagian timur oleh Laut Sawu, dan di bagian selatan serta barat oleh Samudera Hindia. Daerah ini terletak antara 9"00' - 11 "00' LS dan 119"00' - 121"00' BT, dengan luas $\pm 11.031 \text{ km}^2$.

III. TEORI DASAR

A. Gelombang Seismik

Gelombang gempa disebut juga gelombang seismik, terjadi karena beberapa proses atau aktivitas geologi. Gelombang seismik merupakan gelombang yang menjalar di dalam bumi disebabkan adanya deformasi struktur di bawah bumi akibat adanya tekanan ataupun tarikan karena sifat keelastisitasan kerak bumi. Gelombang ini membawa energi kemudian menjalar ke segala arah di seluruh bagian bumi dan mampu dicatat oleh seismograf. Kecepatan perambatan gelombang seismik ditentukan oleh karakteristik lapisan dimana gelombang tersebut merambat. Kecepatan gelombang seismik dipengaruhi oleh rigiditas (kekakuan) dan kerapatan lapisan sebagai medium bagi perambatan gelombang, hal ini ditinjau dari segi lapisan yang dilaluinya.

Gelombang seismik dibagi menjadi dua yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*).

1. Gelombang Badan (*Body Wave*)

Gelombang badan menjalar melalui interior bumi dan efek kerusakannya cukup kecil. Gelombang badan dibagi menjadi dua, yaitu:

a. Gelombang P atau Gelombang Longitudinal

Gelombang primer (*P-wave*) adalah gelombang badan atau gelombang yang menjalar di dalam badan bumi yang mempunyai kecepatan yang paling tinggi. Gelombang ini kadang-kadang dinamai sebagai *longitudinal wave* (gelombang longitudinal). Gelombang ini mempunyai tiga sifat pokok yaitu:

- Gerakan partikel searah dengan rambatan gelombang, sehingga elemen batuan kadang-kadang mampat (*compression*) dan meregang (*dilatation*).
- Gelombang primer dapat merambat pada media solid, cair (air, magma) dan gas/udara.
- Gelombang primer mempunyai kecepatan tertinggi dibanding dengan gelombang-gelombang seismik yang lain.

Bolt (1975) mengatakan bahwa gelombang primer (*P-wave*) merambat dari fokus ke segala arah sampai di permukaan tanah dan bahkan dapat merambat ke udara dalam bentuk suara yang dapat didengar oleh binatang (Pawirodikromo, 2012). Kecepatan penjalaran gelombang P dapat dikemukakan dengan persamaan:

$$V_P = \sqrt{\frac{(\lambda+2\mu)}{\rho}} \quad (1)$$

dengan V_P adalah kecepatan gelombang P (m/s), λ adalah konstanta Lamé (N/m^2), μ adalah modulus geser (N/m^2), ρ adalah densitas material yang dilalui gelombang (kg/m^3). Ilustrasi pergerakan gelombang P ditunjukkan pada **Gambar 5 (a)**.

b. Gelombang S atau Gelombang Transversal

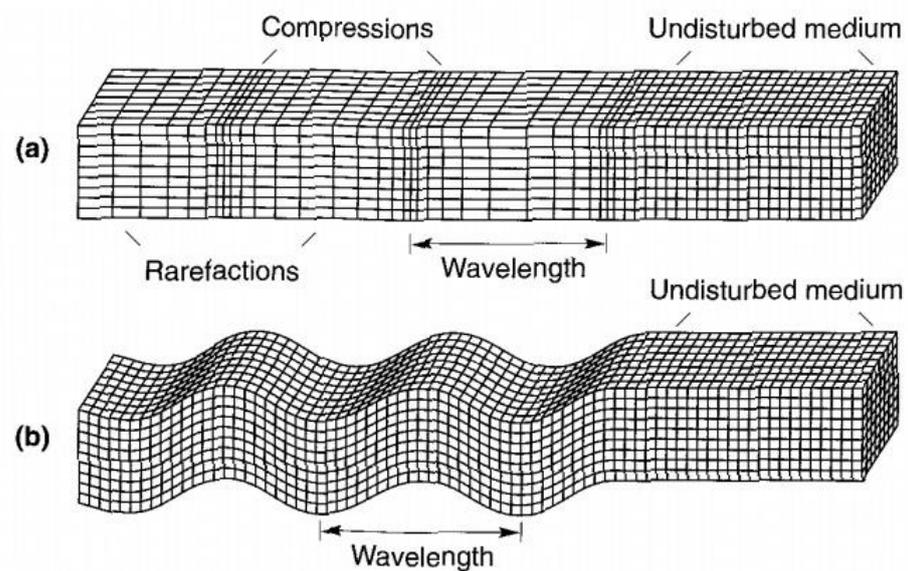
Gelombang badan yang lebih lambat adalah gelombang geser atau *S-wave*. Gelombang ini kadang-kadang juga disebut sebagai *transverse wave*. Hal ini terjadi karena arah gerakan partikel (*particle motions*) akan tegak lurus terhadap arah rambatan gelombang (*wave propagation*). Gelombang ini seperti tampak pada **Gambar 5 (b)** mempunyai bentuk sebagaimana gelombang air. Apabila diperhatikan, salah satu unit luasan kecil dalam gambar tersebut akan berganti-ganti pada posisi miring kekiri, normal kemudian miring ke kanan. Dengan kata lain setiap unit luasan tersebut akan mengalami tegangan-geser. Dengan demikian gelombang sekunder ini mempunyai efek geser. Sifat-sifat selengkapnya gelombang sekunder (*S-wave*) adalah:

- Mempunyai/memimbulkan efek geser.
- Gerakan partikel tegak lurus terhadap rambatan gelombang.
- Gelombang geser tidak dapat merambat pada zat cair.

Dengan memperhatikan sifat-sifat tersebut diatas, maka gelombang geser ini tidak dapat merambat dari dasar hingga muka air laut. Gelombang geser selanjutnya akan mengakibatkan bangunan menjadi bergetar dan bergoyang. Kecepatan gelombang geser akan bervariasi, yang merupakan fungsi dari densitas material (ρ) dan modulus geser (μ) seperti pada persamaan berikut:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

dengan V_S adalah kecepatan gelombang S (m/s), μ (N/m²), ρ (kg/m³). Gelombang sekunder (*S-wave*) sebenarnya masih terbagi menjadi dua jenis yaitu *S-V wave* dan *S-H wave*. *S-V wave* adalah gelombang sekunder yang arah rambatannya vertikal (dengan gerakan partikel arah horizontal) dan *S-H wave* adalah gelombang sekunder yang arah rambatannya horizontal, dengan gerakan partikel juga berarah horizontal (Pawirodikromo, 2012).



Gambar 5. Deformasi akibat gelombang badan: (a) Gelombang primer (*P-wave*); (b) Gelombang sekunder (*S-wave*) (Bolt dalam Kramer 1996).

2. Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan bisa diandaikan seperti gelombang air yang menjalar di atas permukaan bumi. Gelombang permukaan memiliki waktu penjalaran yang lebih lambat daripada gelombang badan. Karena frekuensinya yang rendah, gelombang permukaan lebih berpotensi menimbulkan kerusakan pada bangunan daripada gelombang badan.

Amplitudo gelombang permukaan akan mengecil dengan cepat terhadap kedalaman. Hal ini diakibatkan oleh adanya dispersi pada gelombang permukaan, yaitu penguraian gelombang berdasarkan panjang gelombangnya sepanjang perambatan gelombang. Ada dua tipe gelombang permukaan yaitu:

a. Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* diperkenalkan oleh Lord *Rayleigh* pada tahun 1885. Gelombang *Rayleigh* merambat pada permukaan bebas medium berlapis maupun homogen. Gerakan dari Gelombang *Rayleigh* adalah *elliptic retrograde* atau *ground roll* yaitu tanah memutar ke belakang tetapi secara umum gelombang memutar ke depan. Pada saat terjadi gempa bumi besar, Gelombang *Rayleigh* terlihat pada permukaan tanah yang bergerak ke atas dan ke bawah. Waktu perambatan Gelombang *Rayleigh* lebih lambat daripada gelombang *Love*.

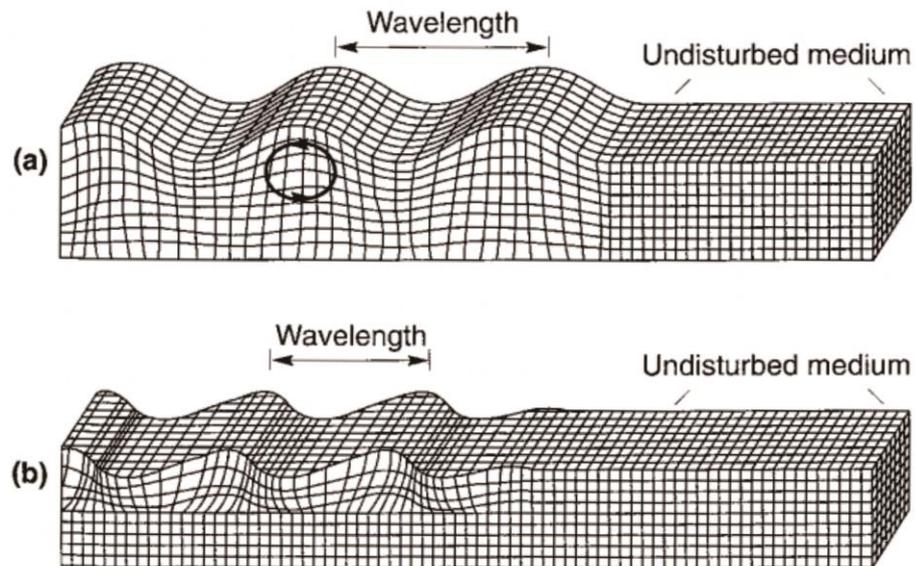
Terbentuknya Gelombang *Rayleigh* adalah karena adanya interaksi antara bidang gelombang SV dan P pada permukaan bebas yang kemudian merambat secara paralel terhadap permukaan. Gerakan partikel Gelombang *Rayleigh* adalah vertikal, sehingga Gelombang *Rayleigh* hanya ditemukan pada komponen vertikal seismogram. Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang permukaan, maka sumber yang lebih dekat ke permukaan akan menimbulkan Gelombang *Rayleigh* yang lebih kuat dibandingkan sumber yang terletak di dalam bumi. Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang yang dispersif dengan periode yang lebih panjang akan 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. Ilustrasi pergerakan Gelombang *Rayleigh* ditunjukkan pada **Gambar 6 (a)**.

b. Gelombang *Love*

Gelombang ini adalah termasuk gelombang yang bergerak di permukaan tanah. Gelombang ini dinamakan *Love Wave* karena gelombang ini ditemukan oleh ahli matematika kebangsaan Inggris A.E.H *Love* melalui pemodelan matematik pada tahun 1911. Gelombang ini adalah gelombang tercepat untuk jenis gelombang permukaan (lebih cepat dari *Rayleigh Wave*). Efek gelombang ini semakin kecil pada titik yang semakin dalam dari permukaan tanah. Gelombang ini seperti tampak pada **Gambar 6 (b) g**

Efek gelombang ini mencapai maksimum pada permukaan tanah dan semakin dalam dari permukaan efeknya akan semakin kecil. Sebagaimana sifat gelombang geser, gelombang ini juga tidak dapat menjalar/merambat pada zat cair (Pawirodikromo, 2012). Ilustrasi pergerakan gelombang *Love* ditunjukkan pada **Gambar 6 (b)**.



Gambar 6. Deformasi akibat gelombang permukaan: (a) Gelombang *Rayleigh*; (b) Gelombang *Love* (Bolt dalam Kramer, 1996).

B. Mikrotremor

Kerusakan-kerusakan akibat gempa di masa kini berhubungan langsung dengan kondisi geologi lokal yang dapat mempengaruhi aktivitas gerakan tanah. Pendekatan terbaik untuk memahami kondisi tanah yaitu melalui pengamatan langsung terhadap *seismic ground motion*, namun banyak penelitian-penelitian tersebut terbatas hanya untuk daerah dengan tingkat seismisitas yang relatif tinggi. Karena keterbatasan-keterbatasan ini, seperti hanya dapat diaplikasikan pada daerah dengan tingkat seismisitas yang tinggi serta mempertimbangkan ketersediaan referensi tentang kondisi situs yang memadai, metode yang tidak bergantung pada referensi tentang kondisi situs pun diterapkan untuk penelitian mengenai respon situs.

Mikrotremor adalah metode yang sangat mudah untuk memperkirakan seberapa besar efek dari geologi di permukaan terhadap gerakan akibat

gelombang seismik tanpa memerlukan informasi geologi lainnya (Nakamura, 2008).

Mikroseismik dan Mikrotremor adalah istilah yang digunakan untuk menggambarkan getaran tanah yang disebabkan oleh alam atau gangguan akibat lingkungan seperti angin, gelombang laut, lalu lintas, mesin industri, dan sebagainya. Dalam prakteknya, digunakan seismometer dengan sensitivitas yang tinggi untuk merekamnya. Semenjak penelitian awal, telah berulang kali ditemukan bahwa kenampakan spektrum pada mikrotremor menunjukkan beberapa hubungan dengan kondisi geologi di suatu situs.

Dalam beberapa tahun terakhir telah ada beberapa penelitian yang khusus meneliti mengenai asal usul noise dan sifat noise secara mendalam serta komposisi dari gelombang noise. Pengamatan noise jangka panjang di situs yang tetap baru-baru ini dilakukan di beberapa kota yang dekat dengan pesisir pantai di Jepang di Teluk Tokyo di daerah Kobe, dan di daerah Fukui, yang memungkinkan untuk menyelidiki kestabilan dari sumber dan karakteristik dari mikrotremor periode panjang dan periode pendek. Kesimpulan dari pengamatan di beberapa situs ini sesuai dan dapat diringkas sebagai berikut:

1. Pada periode panjang (di bawah 0,3 hingga 0,5 Hz), mikrotremor disebabkan oleh gelombang laut dengan jarak yang jauh (misalnya di Samudera Pasifik, Timur laut Semenanjung Boso ke daerah Teluk Tokyo). Oleh karena itu amplitudo spektral yang sesuai umumnya stabil selama beberapa jam, dan memiliki korelasi yang baik dengan kondisi meteorologi skala besar di lautan.

2. Pada periode menengah (antara 0,3-0,5 Hz dan 1 Hz, perkiraan kasar), disebabkan oleh gelombang laut di dekat pesisir pantai (misalnya di Teluk Tokyo, atau di Teluk Osaka), dan dapat juga disebabkan oleh angin; stabilitasnya pun signifikan lebih kecil.
3. Lebih dari 1 Hz, terkait dengan aktivitas manusia, dan menggambarkan kegiatan manusia.

Perbedaan antara periode panjang ($T > 1$ s) dan periode pendek ($T < 1$ s) noise sesuai terhadap perbedaan tradisional antara “mikroseismik” dengan sumbernya yang alami, dan “mikrotremor” dengan sumbernya yang buatan (Bard, 1999).

C. *Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr)*

Teknik H/V (HVSr) atau disebut juga QTS (*Quasi-Transfer Spectra*) telah mendapat perhatian besar dari seluruh dunia dengan kesederhanaan metodenya dan cepat dalam menyediakan informasi mengenai karakteristik dinamik tanah dan bangunan. Metode ini menarik karena memberikan kemudahan dalam pengumpulan data dan metode ini dapat diaplikasikan pada daerah dengan tingkat seismistas yang rendah bahkan tanpa tingkat seismistas sekalipun. Teknik H/V dikembangkan oleh penulis (Nakamura) dengan menghubungkan penyelidikan lubang bor terhadap analisa dari catatan-catatan gerakan tanah yang kuat, di berbagai kondisi geologi.

Teknik ini sangat efektif untuk mengidentifikasi frekuensi resonansi dasar pada lapisan sedimen, dengan menyertakan faktor amplifikasi yang lebih realistis dibandingkan yang didapat dari rasio sedimen terhadap batuan keras. Telah ditunjukkan oleh banyak peneliti seperti (Nakamura, 2008) bahwa rasio

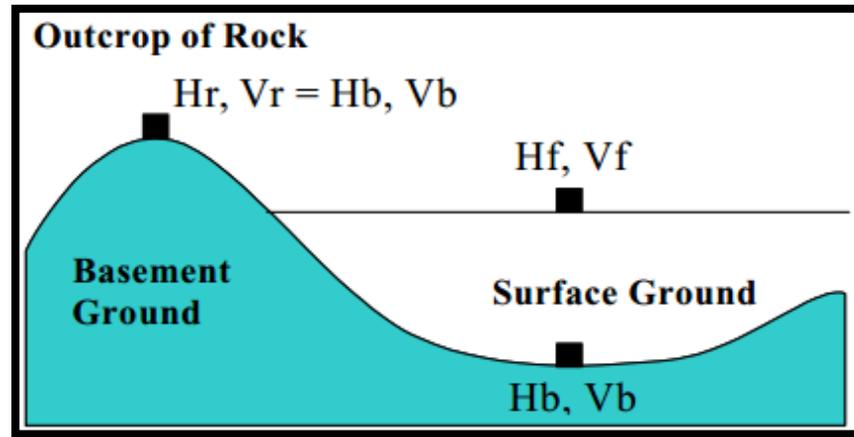
H/V yang didapat dari *noise* dapat digunakan untuk mengidentifikasi frekuensi resonansi dasar dan faktor amplifikasi di lapisan sedimen.

Meninjau contoh dalam penelitian Nogoshi dan Igarashi (1971) seperti dikutip Nakamura (2008) yang membandingkan H/V dari Gelombang *Rayleigh* dengan mikrotremor, diperoleh kesimpulan bahwa mikrotremor sebagian besar terdiri dari Gelombang *Rayleigh*, beberapa kajian teoritis (Lachet dan Bard, 1994; Konno dan Ohmachi, 1998; Bard, 1998 dalam Nakamura, 2008) berpendapat bahwa puncak dari H/V dapat dijelaskan dengan cara mendasar melalui Gelombang *Rayleigh*.

Apabila diperkirakan bahwa pendekatan ini benar, seharusnya mikrotremor dianggap terdiri dari Gelombang *Rayleigh* saja. Pada kasus lain, jika memeriksa contoh dari Nogoshi dan Igarashi (1971) seperti dikutip Nakamura (2008) dengan teliti, dapat terlihat dengan jelas bahwa pada frekuensi puncak di H/V dari Gelombang *Rayleigh*, energi dari Gelombang *Rayleigh* sangat kecil bahkan mendekati nol. Gelombang *Rayleigh* memiliki energi maksimum di dekat frekuensi palung dari H/V. Oleh karena itu, puncak dari H/V pada mikrotremor tidak dapat digambarkan oleh energi dari Gelombang *Rayleigh*. Seperti yang telah dijelaskan oleh Nakamura (1989), H/V dari mikrotremor pada rentang frekuensi puncak dapat dijelaskan dengan peristiwa gelombang SH vertikal.

Gambar 7 menunjukkan jenis struktur geologi dari cekungan sedimen. Pengertian dari gerakan tanah dan spektranya pada tempat yang berbeda-beda akan di jelaskan seperti dibawah ini. Mikrotremor terbagi menjadi dua

bagian, yaitu yang terdiri dari Gelombang *Rayleigh* dan yang terdiri dari berbagai gelombang lainnya.



Gambar 7. Jenis struktur geologi dari cekungan sedimen.

Spektrum horizontal dan vertikal di permukaan tanah dari cekungan sedimen (H_f, V_f) dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$H_f = A_h * H_b + H_s \quad V_f = A_v * V_b + V_s \quad (3)$$

$$T_h = \frac{H_f}{H_b} \quad T_v = \frac{V_f}{V_b} \quad (4)$$

Dimana A_h dan A_v merupakan faktor amplifikasi dari gerak horizontal dan vertikal yang berasal dari gelombang badan vertikal. H_b dan V_b adalah spektrum dari gerak horizontal dan vertikal di batuan basement dibawah cekungan (singkapan cekungan). H_s dan V_s adalah spektrum dari arah horizontal dan vertikal Gelombang *Rayleigh*. T_h dan T_v adalah faktor amplifikasi dari gerak horizontal dan vertikal di permukaan tanah sedimen berdasarkan gerakan seismik di tanah keras yang muncul di dekat cekungan. Secara umum, kecepatan gelombang P lebih besar tiga sampai empat kali dari kecepatan gelombang S. Di lapisan sedimen tersebut, komponen vertikal tidak teramplifikasi ($A_v = 1$), di sekitar rentang frekuensi dimana komponen

horizontal menerima amplifikasi yang besar. Jika tidak ada efek dari Gelombang *Rayleigh*, $V_f \approx V_b$. Di sisi lain, jika V_f lebih besar daripada V_b maka dapat dianggap sebagai efek dari gelombang permukaan. Kemudian mengestimasi efek dari Gelombang *Rayleigh* dengan $V_f/V_b (=T_v)$, amplifikasi horizontal dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$Th^* = \frac{Th}{Tv} = \frac{\frac{Hf}{Vf}}{\frac{Hb}{Vb}} = \frac{QTS}{\frac{Hb}{Vb}} = \frac{[Ah + \frac{Hs}{Hb}]}{[Av + \frac{Vs}{Vb}]} \quad (5)$$

dimana,

$$QTS = \frac{Hf}{Vf} = \frac{Ah * Hb + Hs}{Av * Vb + Vs} = \frac{Hb}{Vb} * \frac{[Ah + \frac{Hs}{Hb}]}{[Av + \frac{Vs}{Vb}]} \quad (6)$$

Pada persamaan (43), $H_b/V_b \approx 1$. H_s/H_b dan V_s/V_b berhubungan dengan perambatan energi Gelombang *Rayleigh*. Jika tidak terpengaruh oleh Gelombang *Rayleigh*, $QTS = A_h/A_v$. Jika jumlah Gelombang *Rayleigh* tinggi, maka ketentuan kedua pada rumus diatas menjadi dominan dan $QTS = H_s/V_s$ dan frekuensi dengan puncak paling rendah dari H_s/V_s mendekati sama terhadap frekuensi terendah yang sebenarnya f_0 dari A_h . Dalam range f_0 , $A_v = 1$. QTS menampilkan puncak tertinggi pada frekuensi f_0 . Bahkan saat pengaruh dari Gelombang *Rayleigh* sangat besar, V_s menjadi kecil (yang menghasilkan puncak H_s/V_s , di sekitar urutan pertama frekuensi sebenarnya karena pantulan dari beberapa gerakan horizontal. Dan $QTS = A_h$, jika mikrotremor di basement V_b relatif besar dibanding Gelombang *Rayleigh*. Secara singkat, QTS menggambarkan urutan pertama frekuensi sebenarnya karena refleksi yang berulang kali dari gelombang SH pada

lapisan permukaan tanah dan menghasilkan faktor amplifikasi, tanpa menghiraukan tingkat pengaruh dari Gelombang *Rayleigh* (Nakamura, 2000).

D. Frekuensi Dominan

Frekuensi dominan merepresentasikan banyaknya gelombang yang terjadi dalam satuan waktu. Frekuensi dominan dipengaruhi oleh besarnya kecepatan rata-rata dan ketebalan sedimen bawah permukaan.

$$f = \frac{Vs}{4h} \quad (7)$$

dengan f adalah frekuensi dominan (f_0) (H_z), V_s adalah kecepatan gelombang shear (v/s), dan h adalah ketebalan sedimen (m).

Berdasarkan Persamaan (44), frekuensi dominan berbanding terbalik dengan ketebalan sedimen (ketebalan *bedrock*) dan berbanding lurus dengan kecepatan rata-rata. Selanjutnya, dengan menghubungkan kerusakan bangunan akibat getaran gempabumi dengan kedua parameter tersebut, dapat diketahui bahwa daerah yang rawan kerusakan bangunan akibat getaran gempa terjadi pada daerah dengan geologi lapisan sedimen tebal dan atau lapisan permukaan berupa soft sedimen, contohnya: pasir, pasir lanauan, gambut. Hal ini sesuai dengan hasil penelitian yang dilakukan oleh Daryono (2009) seperti dikutip Sungkono dan Santosa (2011) yang menunjukkan bahwa, bangunan yang dibangun di daerah sedimentasi yang berasal dari lahar merapi dan sungai, tingkat kerusakannya lebih besar dari pada bangunan yang dibangun diperbukitan (Sungkono dan Santosa, 2011).

Menurut Tuladhar, untuk keperluan mitigasi bencana alam gempabumi, nilai f_0 suatu tempat memberi informasi untuk perencanaan bangunan tahan

gempabumi (Tuladhar, 2004). Struktur bangunan yang memiliki nilai f_0 sama dengan nilai f_0 tanah akan mengalami resonansi jika terjadi gempabumi. Efek resonansi akan memperkuat getaran gempabumi sehingga menyebabkan bangunan roboh saat terjadi getaran gempabumi kuat. Selain bahaya resonansi getaran gempabumi, karakteristik dinamik tanah dengan f_0 sangat rendah sangat rentan terhadap bahaya vibrasi periode panjang yang dapat mengancam gedung-gedung bertingkat tinggi (Tuladhar, 2002 dalam Ngadmanto, 2013).

Tabel 1. Klasifikasi tanah oleh Kanai berdasarkan nilai frekuensi dominan mikrotremor (dimodifikasi dari Kanai, 1983).

1981 (<i>Revised</i>)		1950	Kondisi Tanah
Klasifikasi	Frekuensi Dominan (Hz)	Klasifikasi	
Jenis 1	> 5	Jenis 1	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan <i>hard sandy, gravel</i> .
Jenis 2	1,33 – 5	Jenis 2	Sebagian besar lapisan diluvium atau lapisan aluvium dengan perbandingan ketebalan lapisan gravel pada area yang luas. Terdiri dari gravel, <i>sandy hard clay</i> dan <i>loam</i> .
		Jenis 3	Sebagian besar sangat didominasi oleh lapisan aluvium. Terdiri dari <i>sand, sandy clay</i> dan <i>clay</i> .
Jenis 3	< 1,33	Jenis 4	Tanah yang sangat lunak yang terbentuk pada rawa dan lumpur. Terutama lapisan aluvium.

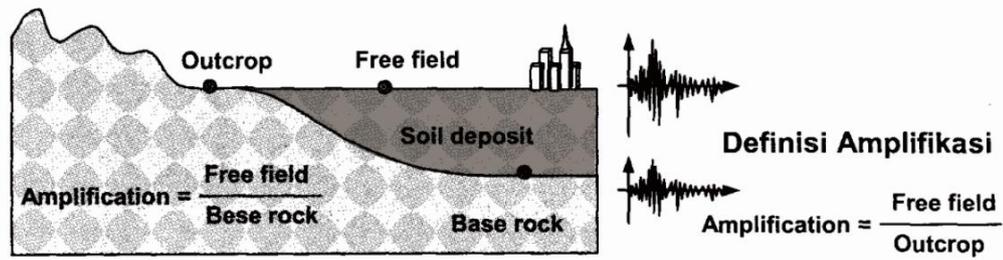
E. Amplifikasi

Amplifikasi merupakan perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat adanya perbedaan yang signifikan antar lapisan, dengan kata lain gelombang

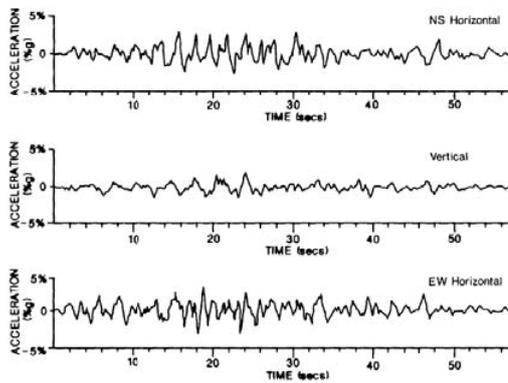
seismik akan mengalami perbesaran, jika merambat pada suatu medium ke medium lain yang lebih lunak dibandingkan dengan medium awal yang dilaluinya. Semakin besar perbedaan itu, maka perbesaran yang dialami gelombang tersebut akan semakin besar (Arifin, 2014). Faktor amplifikasi memberikan gambaran tentang perubahan (pembesaran) percepatan gerakan tanah dari batuan dasar ke permukaan. Pembesaran percepatan tanah dari batuan dasar ke permukaan disebabkan karena perbedaan kecepatan gerakan gelombang geser (V_s) di batuan dasar dan pada lapisan tanah (sedimen) (Partono, 2013). Ilustrasi amplifikasi dapat dilihat pada **Gambar 8**.

Gempa di Meksiko City tahun 1985 adalah bukti ekstrim efek amplifikasi tanah lunak tebal, dimana nilai PGA yang terukur pada tanah keras pada saat gempa Michoacan itu yakni kurang dari 0,04 g telah diperkuat sekitar lima kali pada tanah lunak yang ada di Mexico City (Finn dan Wightman, dalam Setiawan dkk, 2012).

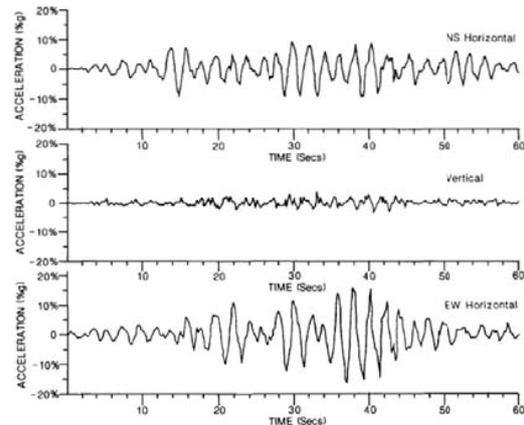
Ditambah lagi, gempa itu menyebabkan kerusakan parah pada struktur yang berlokasi di atas 30 m endapan dasar danau tua (*old lakebed*). Ketiga komponen catatan pada *accelogram* yang ada di atas batuan dasar dan di atas endapan danau tua itu ditunjukkan pada **Gambar 9** dan **Gambar 10**. Rekaman *accelerogram* itu menunjukkan bahwa percepatan gempa arah utara-selatan (NS) dan timur-barat (EW) yang ada pada tanah di lokasi endapan danau tua sangat jauh lebih besar jika dibandingkan dengan rekaman pada *accelerogram* di lokasi batuan/tanah dasar.



Gambar 8. Ilustrasi amplifikasi (dimodifikasi dari Pawirodikromo, 2012).



Gambar 9. Percepatan gempa di tanah padat/batuan (Booth dkk., dalam Setiawan dkk., 2012).



Gambar 10. Percepatan gempa di tanah lunak endapan lakebed (Booth dkk., dalam Setiawan dkk., 2012).

Amplifikasi berbanding lurus dengan nilai perbandingan spektral horizontal dan vertikalnya (H/V). Nilai amplifikasi bisa bertambah, jika batuan telah mengalami deformasi (pelapukan, pelipatan atau pesesaran) yang mengubah sifat fisik batuan. Pada batuan yang sama, nilai amplifikasi dapat bervariasi sesuai dengan tingkat deformasi dan pelapukan pada tubuh batuan tersebut (Marjiyono, dalam Arifin dkk, 2014).

Amplifikasi juga dipengaruhi oleh koefisien geser batuan dasar dan koefisien geser batuan sedimen. Fujimoto dan Midorikawa (2006) dalam Morikawa (2008) menyarankan hubungan antara V_{S30} dan faktor amplifikasi ($ampv$) dengan persamaan sebagai berikut:

$$\log (ampv) = 2,367 - 0,852 \cdot \log (V_{S30}) \quad (8)$$

dengan V_{S30} adalah kecepatan gelombang sekunder pada 30m (m/s) dan $ampv$ adalah faktor amplifikasi.

F. V_{S30}

V_{S30} merupakan kecepatan gelombang geser hingga kedalaman 30 m dari permukaan. Menurut Roser dan Gosar (2010) dalam Nurrahmi (2015) nilai V_{S30} ini dapat dipergunakan dalam penentuan standar bangunan tahan gempa. Nilai V_{S30} digunakan untuk menentukan klasifikasi batuan berdasarkan kekuatan getaran gempabumi akibat efek lokal serta digunakan untuk keperluan dalam perancangan bangunan tahan gempa. V_{S30} merupakan data yang penting dan paling banyak digunakan dalam geofisika untuk menentukan karakteristik struktur bawah permukaan hingga kedalaman 30 meter. Menurut Wangsadinata dalam Nurrahmi (2015) hanya lapisan-lapisan batuan sampai kedalaman 30 m saja yang menentukan pembesaran gelombang gempa.

Zhao dan Xu (2012) merumuskan hubungan antara periode dominan dengan V_{S30} yakni (Zhao dan Xu, 2012):

$$T_{VS30} = 4h/V_{S30} \quad (9)$$

dengan T_{VS30} adalah periode (s) dan V_{S30} adalah kecepatan gelombang sekunder pada 30m (m/s).

Pada tahun 2000, *National Earthquake Hazards Reduction Program* (NEHRP) mempublikasikan Tabel Penentuan *Site Class* berdasar pada kecepatan gelombang geser di kedalaman 100 kaki (± 30 meter) atau disebut

dengan V_{S30} . Penentuan *Site Class* ini selanjutnya dikenal dengan *NEHRP Site Class*. Berikut adalah tabel *NEHRP Site Class*:

Tabel 2. Klasifikasi *Site Class* berdasarkan V_{S30} (dimodifikasi dari NEHRP, 2000).

<i>Site Class</i>	Nama Profil Tanah	V_{S30} (Kecepatan Gelombang <i>Shear</i> di Tanah dengan Kedalaman 30 Meter)	
		Kaki/Detik (<i>ft/s</i>)	Meter/Detik (<i>m/s</i>)
A	Batuan Keras	$V_s > 5000$	$V_s > 1524$
B	Batuan	$2500 < V_s \leq 5000$	$762 < V_s \leq 1524$
C	Tanah sangat padat dan batuan lunak	$1200 < V_s \leq 2500$	$366 < V_s \leq 762$
D	Tanah kaku	$600 < V_s \leq 1200$	$183 < V_s \leq 366$
E	Tanah lunak	$V_s < 600$	$V_s < 183$

G. Pengaruh Efek Lokal Terhadap Gempabumi

Telah dilaporkan oleh beberapa peneliti (Nakamura, dkk, 2011), bahwa kerusakan bangunan akibat gempa dipengaruhi oleh efek lokal, yakni geologi setempat. Efek lokal yang dapat menyebabkan kerusakan akibat gempabumi berkorelasi dengan parameter HVSR mikrotremor, yang dicirikan oleh frekuensi natural rendah (periode tinggi) dan amplifikasi tinggi.

Tingkat kerusakan akibat gempabumi umumnya dipengaruhi oleh magnitudo dan jarak pusat gempabumi. Namun pada beberapa kasus gempabumi yang telah terjadi, ternyata tingkat kerusakan akibat gempabumi tidak regular seperti yang diperkirakan. Pada beberapa kasus ada daerah-daerah tertentu yang tingkat kerusakannya diatas kewajaran. Beberapa kasus gempabumi yang telah terjadi menunjukkan bahwa kerusakan lebih parah terjadi pada dataran aluvial dibandingkan dengan daerah perbukitan (Nakamura dalam Sunardi dkk., 2012). Banyak daerah dengan populasi yang

besar berada pada *soft sediment* (seperti di daerah lembah dan muara) yang struktur tanahnya cenderung memperkuat gelombang seismik (Bard dalam Sunardi dkk., 2012). Litologi yang lebih lunak cenderung akan memberikan respon periode getaran yang panjang (frekuensi rendah) dan mempunyai resiko yang lebih tinggi bila digoncang gelombang gempabumi karena akan mengalami penguatan yang lebih besar dibandingkan dengan batuan yang lebih kompak. Fenomena ini biasanya disebut *site effect* atau *site amplification* (Novianita dalam Sunardi, 2012).

Tingkat kerusakan dan bahaya gempabumi ternyata juga sangat dipengaruhi oleh kondisi geologi lokal atau efek tapak lokal. Contoh kasus fenomena efek tapak lokal adalah gempabumi Bantul 27 Mei 2006 dan gempabumi Michoacan, Mexico 19 September 1985. Gempabumi Bantul, 2006 magnitudonya relatif kecil namun mengakibatkan lebih dari 6.000 orang meninggal dunia dan 1.000.000 orang kehilangan tempat tinggal (Walter dkk dalam Sunardi, 2012). Gempabumi Michoacan juga menimbulkan kerusakan parah, meskipun jarak antara pusat gempabumi dengan kota Michoacan lebih dari 100 kilometer.

Gempabumi Bantul dan Michoacan menjadi sangat merusak disebabkan oleh kondisi geologi lokal. Graben Bantul merupakan cekungan yang berisi material lepas produk erupsi Gunungapi Merapi (Daryono dalam Sunardi, 2012), sementara Kota Michoacan dibangun di atas bekas rawa. Ketebalan lapisan sedimen kedua kota ini memicu terjadinya resonansi gelombang gempabumi, sehingga menimbulkan amplifikasi getaran gempabumi (Tuladhar, dalam Sunardi, 2012).

H. *Seismic Hazard Analysis*

Ada dua metode yang biasa digunakan dalam SHA, yaitu: deterministik (*Deterministic Seismic Hazard Analysis/DSHA*) dan probabilistik (*Probabilistic Seismic Hazard Analysis/PSHA*).

Metode DSHA umumnya diaplikasikan untuk mengestimasi percepatan gempa untuk konstruksi yang sangat membahayakan jika terjadi kerusakan, seperti bangunan Pembangkit Listrik Tenaga Nuklir (PLTN) (Irsyam dalam Irsyam, 2010), bendungan besar, konstruksi yang dekat dengan sesar aktif, dan untuk keperluan *emergency response*. Kelebihan metode ini adalah mudah digunakan untuk memprediksi gerakan gempa pada skenario terburuk. Sedangkan kelemahannya adalah metode ini tidak mempertimbangkan probabilitas terjadinya gempa dan pengaruh berbagai ketidakpastian yang terkait dalam analisis (Kramer dalam Irsyam, 2010).

Analisis probabilistik PSHA pada prinsipnya adalah analisis deterministik dengan berbagai macam skenario dan didasarkan tidak hanya pada parameter gempa yang menghasilkan pergerakan tanah terbesar. Perbedaan utama antara pendekatan DSHA dan PSHA adalah pada pendekatan probabilistik (PSHA), frekuensi untuk setiap skenario pergerakan tanah yang akan terjadi juga diperhitungkan. Dengan demikian, pendekatan PSHA juga bisa digunakan untuk memprediksi seberapa besar probabilitas kondisi terburuk akan terjadi di lokasi studi. Metode ini memungkinkan untuk memperhitungkan pengaruh faktor-faktor ketidakpastian dalam analisis seperti ukuran, lokasi dan frekuensi kejadian gempa. Metode ini memberikan kerangka kerja yang terarah sehingga faktor-faktor ketidakpastian dapat diidentifikasi,

diperkirakan, dan kemudian digabungkan dengan metode pendekatan yang rasional untuk mendapatkan gambaran yang lebih lengkap tentang kejadian gempa.

Analisis DSHA dan PSHA pada kenyataannya saling melengkapi. Hasil DSHA dapat diverifikasi dengan PSHA untuk memastikan bahwa kejadian tersebut masih realistis atau mungkin terjadi. Sebaliknya, hasil analisis PSHA dapat diverifikasi oleh hasil analisis DSHA untuk memastikan bahwa hasil analisis tersebut rasional. Lebih jauh, Mc Guire (2001) seperti dikutip oleh Irsyam (2010) menyampaikan bahwa DSHA dan PSHA akan saling melengkapi tetapi dengan tetap memberikan penekanan pada salah satu hasil. Untuk keperluan desain infrastruktur tahan gempa, umumnya digunakan PSHA dengan tingkatan gempa atau probabilitas terlampaui mengikuti SEAOC (1997) (Irsyam, 2010).

I. *Deterministic Seismic Hazard Analysis (DSHA)*

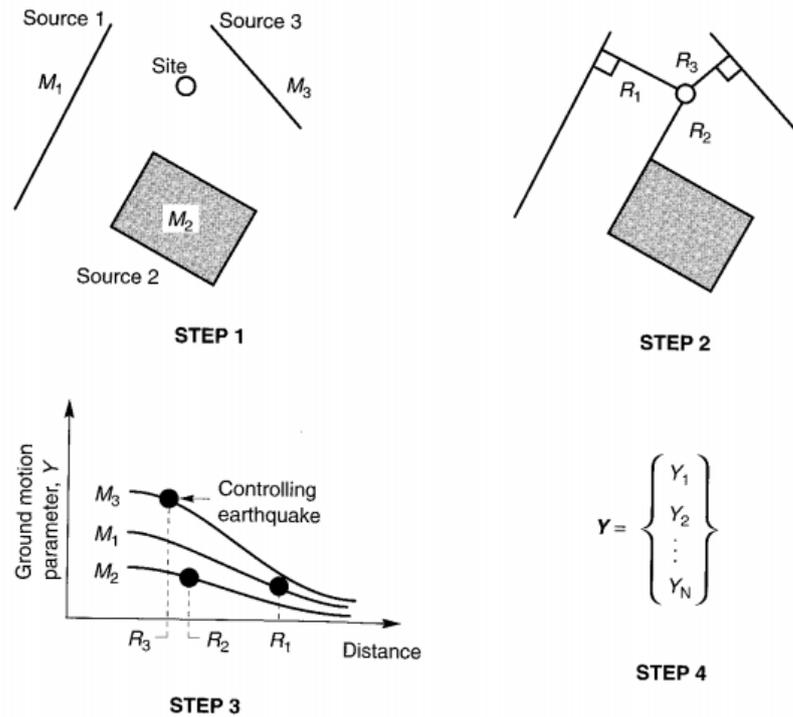
Di tahun-tahun awal rekayasa gempa geoteknik, *Deterministic Seismic Hazard Analysis* (DSHA) umum digunakan. DSHA melibatkan pengembangan skenario seismik tertentu yang didasarkan pada evaluasi bahaya dari gerakan tanah. Skenario ini terdiri dari terjadinya gempa dari ukuran tertentu yang terjadi di lokasi telah yang ditentukan. DSHA dapat digambarkan sebagai proses empat langkah (Reiter dalam Kramer, 1996) yang terdiri dari:

- a. Identifikasi dan karakterisasi dari semua sumber gempa yang mampu menghasilkan gerakan tanah yang signifikan terhadap situs. Karakterisasi

sumber meliputi penentuan geometri pada masing-masing sumber (zona sumber) dan potensi gempa.

- b. Pemilihan parameter jarak dari sumber-ke-situs untuk setiap zona sumber. Dalam kebanyakan DSHA, dipilih jarak terpendek antara zona sumber dengan situs. Jarak dapat dinyatakan sebagai jarak episentrum atau jarak hiposentrum, tergantung pada ukuran jarak dari hubungan prediktif yang digunakan pada langkah berikutnya.
- c. Pemilihan gempa pengendali (contoh: gempa yang dianggap dapat menghasilkan tingkat getaran terkuat), umumnya dinyatakan dalam beberapa parameter gerakan tanah, di situs. Pemilihan ini dilakukan dengan membandingkan tingkat getaran yang dihasilkan oleh gempabumi. Gempabumi pengendali dijelaskan dalam hal ukurannya (biasanya dinyatakan sebagai besarnya) dan jarak dari situs.
- d. Bahaya di situs tersebut secara resmi ditetapkan, biasanya dalam hal gerakan tanah yang dihasilkan di lokasi gempa pengendali. Karakteristiknya biasa digambarkan oleh satu atau lebih parameter gerakan tanah yang diperoleh dari hubungan prediktif. Puncak percepatan, puncak kecepatan, dan respon koordinat spektrum biasanya digunakan untuk mencirikan bahaya seismik.

Prosedur DSHA secara skematis diperlihatkan pada **Gambar 13**. Disajikan dalam empat langkah berikut ini, DSHA tampaknya menjadi prosedur yang sangat sederhana (Kramer, 1996).



Gambar 11. Empat langkah dalam DSHA (Kramer, 1996).

J. Sumber Gempabumi

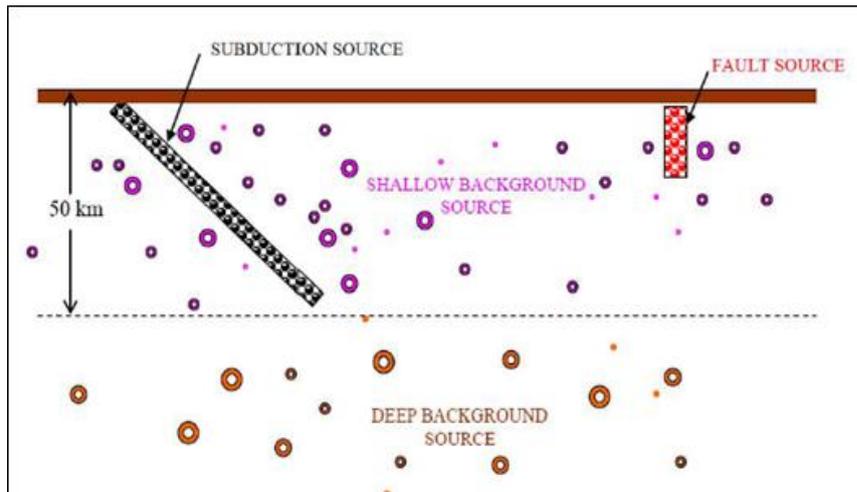
Sumber-sumber gempa dari USGS diklasifikasikan dalam tiga jenis zona sumber gempa, yaitu:

- Zona subduksi, yaitu zona kejadian gempa yang terjadi didekat batas pertemuan antara lempeng samudera yang menunjam masuk ke bawah lempeng benua. Kejadian gempa akibat *thrust fault*, *normal fault*, *reverse slip* dan *strike slip* yang terjadi sepanjang pertemuan lempeng dapat diklasifikasikan sebagai zona subduksi. Dalam penelitian ini, zona subduksi yang dimaksud adalah zona megathrust, yakni sumber gempa subduksi dari permukaan hingga kedalaman 50 km. Untuk sumber subduksi dengan kedalaman lebih dari 50 km (zona benioff) akan dimodelkan sebagai sumber *deep background*.

- b. Zona *fault*, yaitu zona kejadian gempa patahan dangkal (*Shallow Crustal Fault*) dengan mekanisme *strike-slip*, *reverse*, atau normal yang terjadi pada patahan-patahan yang sudah terdefinisi dengan jelas, termasuk soal mekanisme, *slip rate*, *dip*, panjang patahan dan lokasinya. Sumber gempa patahan dangkal dimodelkan hingga kedalaman 15 km.
- c. Zona *background*, yaitu sumber gempa yang belum diketahui secara jelas, tetapi pada tempat tersebut didapati adanya beberapa kejadian gempa (kejadian gempa yang belum diketahui sesarnya). Dalam program PSHA dari USGS, jika lokasi/posisi *strike* sumber *background* diyakini/diketahui keberadaannya maka sumber dapat dimodelkan sebagai *fixed-strike*. Sebaliknya jika sumber tersebut tidak diketahui dengan jelas, maka sumber background dimodelkan sebagai sumber titik untuk magnitudo kurang dari 6, dan sebagai *random strike* untuk gempa dengan magnitudo lebih dari atau sama dengan 6. Panjang sumber gempa ditentukan dari besarnya magnitudo (Hutapea dan Mangape, 2009).

Masing-masing sumber gempa diatas dapat diilustrasikan seperti pada

Gambar 12.



Gambar 12. Ilustrasi sumber gempa.

K. Hubungan antara Jenis-Jenis Magnitudo Gempa

Katalog yang berasal dari beberapa sumber umumnya memiliki skala magnitudo yang bervariasi. Magnitudo yang bervariasi ini harus dikonversi kedalam satu skala yang sama sebelum digunakan dalam *Seismic Hazard Analysis*. Skala magnitudo seperti *surface wave magnitude* (M_s), *local Richter magnitude* (M_L), *energy magnitude* (M_E), *duration magnitude* (M_D) dan *body wave magnitude* (m_b) harus dikonversi kedalam *moment magnitude* (M_w) (Irsyam, 2010). Asrurifak (2010) seperti dikutip oleh Pawirodikromo (2012).

Tabel 3. Hubungan antar magnitudo gempa (Pawirodikromo, 2012).

Korelasi Konversi	Jumlah Data (Events)	Range Data	Kesesuaian (R^2)
$M_w = 0,143M_s^2 - 1,051M_s + 7,285$	3,173	$4,5 \leq M_s \leq 8,6$	93,9%
$M_w = 0,114m_b^2 - 0,556m_b + 5,560$	978	$4,9 \leq m_b \leq 8,2$	72,0%
$M_w = 0,787M_E + 1,537$	154	$5,2 \leq M_E \leq 7,3$	71,2%
$m_b = 0,125M_L^2 - 0,389M_L + 3,513$	722	$3,0 < M_L < 6,2$	56,1%
$M_L = 0,717M_D + 1,003$	384	$3,0 \leq M_D \leq 5,8$	29,1%

L. Magnitudo Maksimum

Wells dan Coppersmith (1994) mengusulkan hubungan empiris melalui pendekatan regresi antara magnitudo momen (M) terhadap panjang *rupture* di permukaan (SRL) seperti terlihat dalam **Tabel 6** berikut:

Tabel 4. Regresi dari panjang *rupture* di permukaan dengan magnitudo maksimum (dimodifikasi dari Wells dan Coppersmith, 1994).

Persamaan	Jenis Slip	Banyak Kejadian	Koefisien dan Standar Error		Rentang Magnitudo	Rentang Panjang/Lebar (km)
			a (sa)	b (sb)		
$M = a + b \cdot \log(\text{SRL})$	SS	43	5,16 (0,13)	1,12 (0,08)	5,6–8,1	1,3–432
	R	19	5,00 (0,22)	1,22 (0,16)	5,4–7,4	3,3–85
	N	15	4,86 (0,34)	1,32 (0,26)	5,2–7,3	2,5–41
	All	77	5,08 (0,10)	1,16 (0,07)	5,2–8,1	1,3–432
$\log(\text{SRL}) = a + b \cdot M$	SS	43	-3,55 (0,37)	0,74 (0,05)	5,6–8,1	1,3–432
	R	19	-2,86 (0,55)	0,63 (0,08)	5,4–7,4	3,3–85
	N	15	-2,01 (0,65)	0,50 (0,10)	5,2–7,3	2,5–41
	All	77	-3,22 (0,27)	0,69 (0,04)	5,2–8,1	1,3–432

M. Percepatan Tanah Maksimum (PGA)

Percepatan getaran tanah maksimum adalah suatu nilai yang dihitung di titik pengamatan/titik penelitian pada permukaan bumi dari riwayat gempabumi dengan nilai perhitungan dipilih yang paling besar. Nilai percepatan getaran tanah yang akan diperhitungkan sebagai salah satu bagian dalam perencanaan bangunan tahan gempa adalah nilai percepatan tanah maksimum (Subardjo dalam Hadi, 2012). Percepatan getaran tanah maksimum atau *peak ground acceleration* (PGA) adalah nilai terbesar percepatan tanah pada suatu tempat yang diakibatkan oleh getaran gempabumi dalam periode waktu tertentu.

Kondisi geologis tanah yang sangat menentukan besarnya kecilnya nilai PGA adalah tingkat kepadatan tanah di daerah tersebut. Semakin padat tanah maka nilai PGA di daerah tersebut semakin kecil. Hal ini sesuai dengan kenyataan di lapangan bahwa bangunan yang dibangun di atas struktur tanah yang padat pada saat gempabumi di Bengkulu yang terjadi pada tahun 2000

(7,3 SR) mengalami kerusakan lebih ringan daripada bangunan yang dibangun di atas struktur tanah yang kurang padat (Lubis dalam Hadi, 2012).

Percepatan tanah adalah percepatan gelombang yang sampai ke permukaan bumi dengan satuan cm/detik^2 (gal) dan diukur dengan alat yang disebut *accelerograph*. Percepatan tanah efektif yang bekerja pada massa bangunan bergantung kepada berbagai faktor antara lain kekuatan gempa bumi (magnitudo), kedalaman sumber gempa bumi, jarak sumber gempa ke lokasi, kualitas bangunan dan sebagainya. Makin besar magnitudo makin besar energi yang dikeluarkan sumber gempa. Hal ini akan mengakibatkan semakin besar pula bencana yang ditimbulkannya. Kondisi setempat juga berpengaruh pada tingkat kerusakan bangunan.

Faktor yang merupakan sumber kerusakan dinyatakan dalam parameter percepatan tanah. Sehingga data percepatan tanah maksimum akibat getaran gempa bumi pada suatu lokasi menjadi penting untuk menggambarkan tingkat resiko gempa bumi pada suatu lokasi tertentu. Semakin besar percepatan tanah maksimum disuatu tempat, semakin besar resiko gempa bumi yang terjadi. Perumusan ini tidak selalu benar, bahkan dari suatu metode lainnya tidak selalu sama. Namun cukup memberikan gambaran tentang resiko tinggi terhadap kerusakan gempa bumi pada suatu daerah (Edwiza, 2008).

N. *Logic Tree*

Pendekatan dengan menggunakan *logic tree* memungkinkan untuk penggunaan beberapa alternatif metode atau model dengan menentukan faktor bobot yang menggambarkan persentase kemungkinan keakuratan relatif suatu model terhadap model lainnya. Model ini terdiri dari rangkaian

nodal (*node*) yang direpresentasikan sebagai titik dimana model dispesifikkan dan cabang yang merepresentasikan model yang berbeda yang dispesifikasikan pada tiap nodal. Penjumlahan probabilitas dari semua cabang yang dihubungkan dengan satu nodal tertentu nilainya harus sama dengan 1.

Dalam menggunakan logic tree, satu analisis resiko gempa diselesaikan untuk kombinasi model dan/atau parameter yang berkaitan dengan tiap ujung cabang. Hasil tiap analisis diberikan oleh nilai bobot kemungkinan relatif dari kombinasi cabang, dengan hasil akhir diambil sebagai penjumlahan dari nilai bobot masing-masing.

Model *logic tree* yang dipakai disesuaikan dengan model sumber gempa yang digunakan. Model untuk sumber gempa sesar, subduksi dan background seperti yang terlihat pada Tabel 7, 8 dan 9 (Irsyam, 2010).

Tabel 5. Model *logic tree* untuk sumber gempa subduksi (*megathrust*).

Subduction Models	Magnitude uncertainty	Ground-motion models
Subd Trace	Characteristic 0.66	$M_{max} - 0.2$ 0.2
		M_{max} 0.6
		$M_{max} + 2$ 0.2
	Gutenberg Richter 0.34	$M7.0 - (M_{max} - 0.2)$ 0.2
		$M7.0 - M_{max}$ 0.6
		$M7.0 - (M_{max} + 0.2)$ 0.2
		Youngs <i>et al.</i> , SRL, 1997 0.25
		Atkinson-Boore, 2003 0.25
		Zhao <i>et al.</i> , Vs30, 2006 0.5
		Youngs <i>et al.</i> , SRL, 1997 0.25
		Atkinson-Boore, 2003 0.25
		Zhao <i>et al.</i> , Vs30, 2006 0.5

Tabel 6. Model *logic tree* untuk sumber gempa *background*.

Background Source Models	Magnitude Uncertainty and sense	Ground-motion models	
Catalog Main shock	Shallow (0 – 50 km) M5 – M6.5	Strike slip 0.2	Boore-Atkinson NGA 2008 1/3 Campbell-Bozorgnia NGA 2008 1/3 Chiou-Youngs NGA 2008 1/3
		Reverse 0.6	
		Normal 0.2	
	Deep (50 – 300 km) M5 – M7.8	Strike slip 0.33	AB intraslab BC-rock 1/3 Geomatrix slab seismicity rock, 1997 srl. July 25 2006 1/3 AB 2003 intraslab world data BC-rock 1/3
		Reverse 0.33	
		Normal 0.33	

O. Fungsi Atenuasi

Dengan tidak tersedianya data untuk menurunkan suatu fungsi atenuasi di wilayah Indonesia, pemakaian fungsi atenuasi yang diturunkan dari wilayah lain tidak dapat dihindari. Pemilihan fungsi atenuasi ini didasarkan pada kesamaan kondisi geologi dan tektonik dari wilayah dimana fungsi atenuasi itu dibuat. Fungsi atenuasi yang digunakan sebagian besar sudah menggunakan *Next Generation Attenuation* (NGA), dimana atenuasi ini dalam pembuatannya sudah menggunakan data gempa global (*worldwide data*). Dalam analisis studi ini, rumus atenuasi yang digunakan untuk masing-masing model sumber gempa adalah:

Beberapa fungsi atenuasi yang digunakan untuk analisis sumber gempa subduksi diantaranya adalah:

a. Atenuasi Youngs

Hubungan atenuasi Youngs (1997) merupakan fungsi atenuasi empirik yang dapat digunakan untuk memprediksi percepatan tanah puncak dan percepatan respon spektra pada kejadian gempa zona subduksi *interface* dan *intraslab* dengan nilai magnitudo momen lebih besar sama dengan 5,0 serta jarak dari site ke sumber gempa dalam bentuk jarak *rupture* 10-500 km. Hubungan atenuasi ini dikembangkan menggunakan analisis regresi. Dari persamaan atenuasi ini diperoleh bahwa laju atenuasi gerakan tanah puncak pada gempa zona subduksi lebih rendah bila dibandingkan dengan yang ada pada gempa-gempa *shallow crustal* pada wilayah tektonik aktif. Perbedaan ini terlihat terutama pada gempa-gempa sangat besar.

Gerakan tanah puncak akan bertambah dengan bertambahnya kedalaman gempa dan gempa-gempa *intraslab* menghasilkan gerakan tanah puncak yang kira-kira 50% lebih besar dari gerakan tanah puncak pada gempa-gempa *interface* (Makrup, 2013). Bentuk dari fungsi atenuasi Youngs, (1997) adalah sebagai berikut:

- Untuk batuan (*rock*) :

$$\ln(y) = 0,2418 + 1,414 M_w + C_1 + C_2 (10 - M_w)^3 + C_3 \ln(r_{rup} + 1,7818 e^{0,554 M_w}) + 0,00607 H + 0,3846 Z_t \quad (10)$$

- Untuk tanah (*soil*) :

$$\ln(y) = 0,6687 + 1,438 M_w + C_1 + C_2 (10 - M_w)^3 + C_3 \ln[R + 1,097 e^{0,617 M_w}] + 0,00648 H + 0,3643 Z_t \quad (11)$$

dimana y adalah *spectra acceleration* (g); M_w adalah *moment magnitude*; r_{rup} adalah jarak terdekat ke *rupture* (km); R adalah jarak terdekat ke permukaan bidang sumber (km); H adalah kedalaman (km); Z_t adalah tipe sumber gempa (0 untuk *interface*, dan 1 untuk *intraslab*); $C_1 = 0$ (batuan dan tanah); $C_2 = 0$ (batuan dan tanah); $C_3 = -2,552$ (batuan); $C_3 = -2,329$ (tanah) (Youngs, 1997).

b. Atenuasi Atkinson – Boore (2003)

Fungsi atenuasi Atkinson-Boore (2003) merupakan hubungan atenuasi gerakan tanah untuk gempa-gempa yang terjadi pada zona subduksi yang merupakan input penting untuk analisis *seismic hazard* di berbagai belahan dunia. Sebagai contoh, dalam wilayah Cascadia (Washington, Oregon, Northern California dan British Columbia), terkandung bahaya gempa megathrust yang signifikan sepanjang pertemuan *plate* subduksi dan juga bahaya gempa Benioff di dalam slab subduksi. Bahaya ini ditambah pula dengan kemungkinan bahaya dari gempa dangkal dalam krak di atasnya. Hubungan atenuasi ini diturunkan atas dasar hasil kompilasi database respon spektra dari beratus-ratus catatan gerakan kuat kejadian gempa dengan momen magnitudo 5 sampai dengan 8,3 yang terjadi pada zona subduksi seluruh dunia, termasuk didalamnya kejadian *interface* dan *intraslab*.

Gempa Nisqually 2001 dengan magnitudo 6,8 dan Gempa Satsop 1999 dengan magnitudo 5,9 termasuk juga dalam database. Disamping itu juga data rekaman dari zona subduksi di Jepang (Kyoshin-Net data), Mexico (Guerrero data) dan Amerika Tengah. Ukuran database yang

digunakan empat kali lebih besar dari yang pernah disediakan untuk regresi empirik sebelumnya dalam menentukan hubungan gerakan tanah untuk gempa-gempa zona subduksi.

Data dengan jumlah yang besar dapat memperbaiki hasil penurunan parameter atenuasi dan penskalaan magnitudo, untuk kedua-duanya kejadian gempa *interface* dan *intraslab*. Parameter respon tanah juga ditentukan secara lebih baik dengan data tersebut. Karena itu penggunaan atenuasi ini adalah khusus untuk zona subduksi (Makrup, 2013). Bentuk fungsi atenuasi Atkinson-Boore (2003) adalah:

$$\log y = fn(M) + c_3 h + c_4 R - g \log R + c_5 sl SC + c_6 sl SD + c_7 sl SE \quad (12)$$

$$fn(Mw) = c_1 - c_2 Mw \quad (13)$$

$$R = \sqrt{D_{fault}^2 - \Delta^2} \quad (14)$$

$$\Delta = 0,00724 \times 10^{0,507M} \quad (15)$$

dimana y adalah PGA (cm/s^2), Mw adalah Momen Magnitudo dengan $M = 8,5$ untuk *interface* dengan $M > 8,5$ dan $M = 8,0$ untuk *intraslab* dengan $M > 8,0$; h adalah kedalaman sumber gempa, jika $h > 100$ maka $h = 100$ km; D_{fault} adalah jarak terdekat dengan titik sumber yang diproyeksi ke permukaan (km); PGA rx adalah prediksi PGA di *bedrock* (NEHRP *type soil B*) (cm/s^2); $SC = 1$ untuk NEHRP *type soil B* ($360 < V_s < 760$ m/s) dan $SC = 0$ untuk tipe tanah lain; $SD = 1$ untuk NEHRP *type soil C* ($180 < V_s < 360$ m/s) dan $SD = 0$ untuk tipe tanah lain; $SE = 1$ untuk NEHRP *type soil D* ($V_s < 180$ m/s) dan $SE = 0$ untuk tipe tanah lain; $g = 10^{(1,2 - 0,13M)}$ untuk *interface* dan $g = 10^{(0,301 - 0,01M)}$ untuk *intraslab*; $sl = 1$ untuk PGA $rx \leq 100$ cm/s^2 atau frekuensi < 1 Hz; sl adalah $1 (f - 1) (PGA_{rx} - 100)/400$ untuk

$100 \leq \text{PGA rx} \leq 500 \text{ cm/s}^2$ atau frekuensi $1 < f < 2 \text{ Hz}$; $sl = 1 - (f - 1)$
 untuk $\text{PGA rx} \geq 500 \text{ cm/s}^2$ ($1 < f < 2 \text{ Hz}$); $sl = 1 - (\text{PGA}_{\text{rx}} - 100)/400$ untuk
 $100 < \text{PGA rx} < 500 \text{ cm/s}^2$ atau frekuensi $f \geq 2 \text{ Hz}$; $sl = 0$ untuk $\text{PGA} \geq 500$
 cm/s^2 atau frekuensi $f \geq 2 \text{ Hz}$; $c1 = 2,991$ (untuk perhitungan PGA dengan
 sumber *interface*); $c2 = 0,03525$; $c3 = 0,00759$; $c4 = -0,00206$; $c5 = 0,19$;
 $c6 = 0,24$; $c7 = 0,29$ (Atkinson dan Boore, 2003).

c. Atenuasi Zhao

Model atenuasi percepatan spektra untuk Jepang diberikan dalam studi ini. Dataset yang dimasukkan dalam studi ini adalah sejumlah besar rekaman gerakan tanah kuat yang tercatat sampai dengan *mainshock* dan *aftershock* dari gempa OFF Tokach tahun 2003. Suku kelas *site*, sebagai pengganti suku koreksi *site* individual juga digunakan. Beberapa kelas *site* dari stasiun perekam didapat dari studi baru-baru ini. Klasifikasi *site* untuk stasiun perekam gerakan kuat di Jepang diperoleh dari skema klasifikasi yang telah digunakan dalam *Japanese Engineering Design*. Penggunaan suku kelas *site* memungkinkan efek tipe sumber tektonik diidentifikasi dan digunakan dalam model.

Efek mekanisme fault untuk gempa crustal juga digunakan. Untuk gempa crustal dan *interface*, bentuk model atenuasi dapat menjadi sederhana berkenaan dengan jarak. Model atenuasi ini dapat dikembangkan menggunakan karakteristik gerakan kuat saja dan penggunaan karakteristik ini dapat memberi estimasi yang tidak bias. Untuk kejadian dalam slab subduksi, faktor modifikasi jarak yang sederhana digunakan untuk memperoleh hasil prediksi yang tidak bias dan

dapat dipercaya. Kedalaman sumber, tipe dan mekanisme fault gempa crustal memiliki efek yang cukup signifikan dalam estimasi gerakan tanah dengan model atenuasi ini.

Penilaian akan kebutuhan suku magnitudo-kuadrat dilakukan, dan terlihat bahwa penggunaan suku ini mengurangi kesalahan antar kejadian gempa (Makrup, 2013). Bentuk persamaan dari fungsi atenuasi Zhao dkk. (2006) adalah:

$$\text{Log}_e(y_{i,j}) = aMw_i + bx_{i,j} - \log_e(r_{i,j}) + e(h-h_c) \delta_h + FR + SI + SS + SSL \\ \log_e(X_{i,j}) + C_k + \zeta_{i,j} + \eta_i \quad (16)$$

$$r_{i,j} = X_{i,j} + c \exp(dMw_i) \quad (17)$$

dimana y adalah PGA (cm/s^2); Mw adalah *moment magnitude*; X adalah jarak dari sumber ke lokasi (km); h adalah *focal depth* (km); FR adalah parameter *reverse-fault* hanya digunakan untuk *shallow crustal event* (*reverse-faulting*) selain itu 0; SI adalah parameter *tectonic type source* digunakan hanya untuk *interface event* selain itu 0; SS adalah hanya digunakan untuk *intraslab event* selain itu 0; SSL adalah *magnitude-independent* pada *intraslab*; C_k adalah konstanta *site class*; h_c adalah konstanta kedalaman; a adalah 1,101 (untuk perhitungan PGA); $b = -0,00564$; $c = 0,0055$; $d = 1,08$; $e = 0,01412$ (Zhao dkk., 2006).

d. Atenuasi Boore – Atkinson

Model atenuasi Boore dan Atkinson (2008) NGA mengandung persamaan untuk memprediksi gerakan tanah ukuran tertentu dalam bentuk komponen horizontal gerakan tanah sebagai fungsi dari mekanisme gempa, jarak dari site ke sumber gempa, kecepatan gelombang geser rata-

rata local dan tipe fault. Persamaan ini untuk menentukan percepatan tanah puncak (PGA), kecepatan tanah puncak (PGV) dan spektra percepatan pseudo-absolut dengan 5% redaman untuk perioda dari 0,01 detik sampai dengan 10 detik. Persamaan Boore dan Atkinson (2008) NGA diturunkan dengan menggunakan regresi empirik berdasarkan database gerakan tanah kuat dari PEER NGA. Untuk periode kurang dari 1 detik, analisis menggunakan 1574 data rekaman dari 58 *mainshock* yang memiliki jarak dari 0 km sampai dengan 400 km. Jumlah data yang digunakan berkurang dengan bertambahnya perioda (Makrup, 2013). Bentuk dari model atenuasi NGA Boore-Atkinson (2008) adalah:

$$\ln(Y) = F_M(M_w) + F_D(RJB, M_w) + F_S(V_{S30}, RJB, M_w) + \varepsilon\sigma_T \quad (18)$$

Untuk $M_w \leq M_h$:

$$F_M(M_w) = e_1 U + e_2 SS + e_3 NS + e_4 Rs + e_5 (M_w - M_h) + e_6 (M_w - M_h)^2 \quad (58a)$$

Untuk $M_w > M_h$:

$$F_M(M_w) = e_1 U + e_2 SS + e_3 NS + e_4 Rs + e_7 (M_w - M_h) \quad (18b)$$

$$F_D(Rjb, M_w) = [c_1 + c_2 (M_w - M_{ref})] \left(\frac{R}{R_{ref}} \right) + c_3 (R - R_{ref}) \quad (19)$$

dimana:

$$R = \sqrt{Rjb^2 + h^2} \quad (20)$$

dimana U, SS, NS dan RS adalah *fault type* untuk *unspecified*, *strike-slip*, *normal* dan *reverse-slip*.

Persamaan amplifikasi

$$F_S = F_L + F_{NL} \quad (21)$$

dimana masing-masing F_L untuk *linear* F_{NL} untuk *nonlinear*.

Untuk *linear*:

$$F_L = b_{lin} \ln(V_{S30}/V_{ref}) \quad (22)$$

Untuk *nonlinear*:

a. $PGA_{4nl} \leq a_1$:

$$F_{NL} = b_{nl} \ln(PGA_{low}/0,1) \quad (22a)$$

b. $a_1 < PGA_{4nl} \leq a_2$:

$$F_{NL} = b_{nl} \ln(PGA_{low}/0,1) + c [\ln(PGA_{4nl}/a_1)]^2 + d [\ln(PGA_{4nl}/a_1)]^3 \quad (22b)$$

c. $PGA_{4nl} > a_2$:

$$F_{NL} = b_{nl} \ln(PGA_{4nl}/0,1) \quad (22c)$$

Untuk *bnl*:

a. $V_{S30} \leq V_1$:

$$b_{nl} = b_1 \quad (23)$$

b. $V_1 < V_{S30} \leq V_2$:

$$b_{nl} = (b_1 - b_2) \ln(V_{S30}/V_2) \ln(V_1/V_2) + b_2 \quad (23a)$$

c. $V_2 < V_{S30} < V_{ref}$:

$$b_{nl} = b_2 \ln(V_{S30}/V_{ref}) / \ln(V_2/V_{ref}) \quad (23b)$$

d. $V_{S30} \geq V_{ref}$:

$$b_{nl} = 0 \quad (23c)$$

$$c = (3\Delta y - b_{nl}\Delta x) / \Delta x^2 \quad (24)$$

$$d = -(2\Delta y - b_{nl}\Delta x) / \Delta x^3 \quad (25)$$

$$\Delta x = \ln(a_2/a_1) \quad (26)$$

$$\Delta y = b_{nl} \ln(a_2/PGA_{low}) \quad (27)$$

dimana PGA_{4nl} adalah estimasi awal PGA (g) untuk $V_{ref} = 760$ m/s dengan $FS = 0$; V_{ref} adalah reference velocity (760 m/s) sesuai dengan NEHRP untuk B/C site conditions; M_w adalah magnitudo momen; $V_1 = 180$ m/s; $V_2 = 300$ m/s; $a_1 = 0,03$ g; $a_2 = 0,09$ g; $PGA_{low} = 0,06$ g; $M_h = 6,75$; $b_{lin} = -0,36$; $b_1 = -0,64$; $b_2 = -0,14$; $M_{ref} = 4,5$; $R_{ref} = 1$; $c_1 = -0,6605$; $c_2 = 0,1197$; $c_3 = -0,01151$; $h = 1,35$; $e_1 = -0,53804$; $e_2 = -0,5035$; $e_3 = -0,75472$; $e_4 = -0,5097$; $e_5 = 0,28805$; $e_6 = -0,10164$; $e_7 = 0$; $\sigma = 0,052$; $\tau_U = 0,265$; $\tau_M = 0,26$; $\sigma_{TU} = 0,566$; $\sigma_{TM} = 0,56$ (Boore dan Atkinson, 2007).

IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Tempat dan Waktu Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada bulan Agustus hingga Oktober 2017. Sedangkan, tempat penelitian ini yaitu di Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Bandung.

B. Alat dan Bahan

1. Data sekunder mikrotremor
2. Data sekunder katalog gempa ISC dan USGS
3. Peta Geologi Lembar Waingapu dan Waikabubak Nusa Tenggara Timur
4. Perangkat lunak yang terdiri dari: Geopsy, Surfer 12, Qgis, Global Mapper, ArcGis, Google Earth, Microsoft Excel, Microsoft Word.

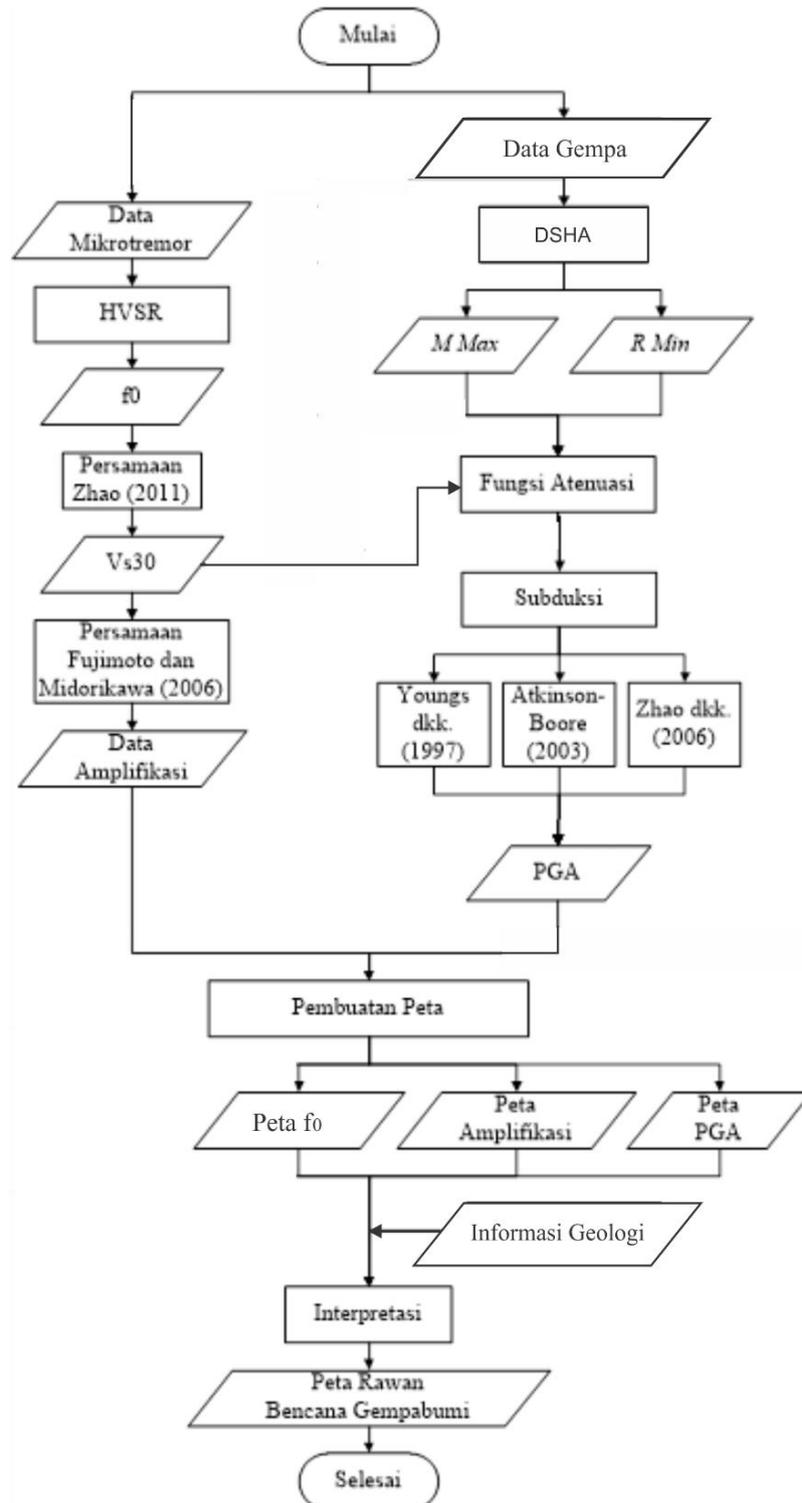
C. Data Penelitian

Data yang digunakan pada penelitian ini yaitu data pengukuran mikrotremor di Kabupaten Sumba Barat Daya yang berjumlah 103 titik. Data ini diperoleh dari akuisisi yang dilakukan oleh Tim Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi pada tanggal 11 – 26 Januari 2016. Sedangkan pada metode DSHA, parameter gempabumi yang berupa jarak terdekat didapat dari hasil perhitungan sedangkan parameter yang berupa magnitudo

maksimum (M_{Max}) didapatkan dari perhitungan (untuk sumber gempa yang berupa patahan) dan sejarah gempa di sekitar daerah penelitian yang berasal dari katalog gempa USGS dan ISC (untuk sumber gempa yang berupa subduksi). Untuk parameter DSHA lainnya yang berupa V_{S30} didapat dari pengolahan data mikrotremor.

D. Diagram Alir Penelitian

Diagram alir penelitian ini ditunjukkan pada **Gambar 15**, sebagai berikut:



Gambar 13. Diagram alir penelitian.

E. Tahapan Pengolahan Data

Pada penelitian ini terdapat beberapa tahap pengolahan data, yaitu sebagai berikut:

1. HVSR Mikrotremor

Dari akuisisi mikrotremor akan didapatkan data yang berupa data getaran tanah yang masih dalam domain waktu. Data getaran tanah itu merekam getaran dalam tiga komponen, yaitu satu komponen vertical dan dua komponen horizontal (utara-selatan dan barat-timur). Data hasil akuisisi yang didapat pada penelitian ini memiliki format berupa *.SAF*. Data tersebut kemudian diolah dengan metode HVSR (*Horizontal Vertical Spectral Ratio*) menggunakan perangkat lunak berupa *Geopsy* dan *HV Explorer* mengacu pada *SESAME H/V Users Guidelines*. *Geopsy* akan menghasilkan keluaran berupa kurva spektrum HVSR. Sedangkan *HV Explorer* digunakan untuk memilih puncak dari kurva spektrum HVSR yang akan menampilkan seberapa besar nilai Frekuensi Dominan (f_0) di suatu daerah atau titik pengukuran.

Pada *H/V Tools*, pada bagian *Time – Time Windows* dapat diatur panjang *Time Window* yang digunakan. Pada bagian *Processing* dapat menggunakan jenis *smoothing* pada grafik. Yang umum digunakan yaitu metode *smoothing Konno & Ohmachi*. *Output* dapat dipilih *Frequency Sampling* yang digunakan untuk menampilkan grafik HVSR, pada penelitian ini digunakan *frequency sampling* sebesar 0,2 Hz – 20 Hz.

Jika semua kurva HVSR sudah diolah, *HV Explorer* akan mencatat secara otomatis hasil Frekuensi Dominan pada tiap titik pengukuran.

2. *Deterministic Seismic Hazard Analysis (DSHA)*

Adapun tahap analisis *seismic hazard* dengan metode DSHA adalah sebagai berikut:

- a. Melakukan identifikasi dan karakterisasi sumber-sumber gempa yang dimungkinkan akan berpengaruh pada lokasi penelitian. Sumber-sumber gempa yang diperkirakan berpengaruh pada Kabupaten Sumba Barat Daya berupa dua sumber subduksi yaitu Segmen Subduksi Sumba dan Segmen Subduksi Timor.
- b. Menentukan parameter jarak terdekat dari sumber gempa terhadap lokasi penelitian.
- c. Mengestimasi dan menentukan magnitudo terbesar (M_{Max}) dari masing-masing sumber gempa yang telah diidentifikasi sebelumnya. Untuk sumber gempa yang berupa subduksi, digunakan data sejarah gempa yang berasal dari katalog gempabumi USGS dan ISC. Sedangkan untuk sumber gempa yang berupa patahan, digunakan persamaan Wells dan Coppersmith (1994).
- d. Menentukan parameter gerakan tanah pada lokasi pengamatan dengan menggunakan fungsi atenuasi. Dengan tidak tersedianya data untuk menurunkan suatu fungsi atenuasi di wilayah Indonesia, maka digunakan fungsi atenuasi yang diturunkan dari wilayah lain. Dalam *Seismic Hazard Analysis (SHA)* penggunaan *logic tree* sangat diperlukan akibat adanya faktor ketidakpastian dalam pengelolaan

- data untuk analisis *seismic hazard*. Dengan adanya model *treatment* ini, data, parameter sumber gempa dan model atenuasi yang digunakan bisa diakomodir dengan bobot sesuai dengan ketidakpastiannya. Berdasarkan model *logic tree* yang digunakan oleh Irsyam 2010, fungsi atenuasi yang digunakan untuk sumber gempa subduksi adalah persamaan atenuasi Youngs, (1997), Boore-Atkinson (2003), dan Zhao (2006) dengan masing-masing bobot 1/4 untuk persamaan atenuasi Youngs,(1997) dan Boore-Atkinson (2003) sedangkan bobot untuk persamaan Zhao (2006) adalah 1/2.
- e. Menentukan *controlling earthquake* berdasarkan hasil perhitungan terbesar yang diperoleh guna mendapatkan nilai PGA di lokasi penelitian

3. Pembuatan Peta

Setelah pengolahan data dengan metode mikrotremor dan DSHA telah selesai dilakukan maka tahap selanjutnya adalah pembuatan peta untuk tiap-tiap hasil pengolahan data. Tahap pembuatan peta ini akan menghasilkan beberapa peta, antara lain adalah peta persebaran f_0 , V_{S30} , amplifikasi, PGA dan peta rawan bencana gempabumi di lokasi penelitian.

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Dari hasil penelitian ini dapat ditarik beberapa kesimpulan, yaitu:

1. Berdasarkan frekuensi dominan dan amplifikasi dapat diketahui bahwa Kabupaten Sumba Barat Daya memiliki karakteristik *site effect* yang didominasi oleh endapan lunak berupa aluvium, karakteristik *site effect* ini rentan terhadap bencana gempa bumi.
2. Berdasarkan klasifikasi Kanai (1983) mengenai frekuensi dominan, hampir seluruh Kabupaten Sumba Barat Daya memiliki tanah dengan Kelas 2 dan 3 ($f_0 = 1,333 - 5$ Hz).
3. Amplifikasi di Kabupaten Sumba Barat Daya sebesar 2,4 – 14,5 kali, yang didominasi oleh amplifikasi dengan nilai 0,8 – 4,8 kali. Daerah dengan amplifikasi tertinggi berada di barat daya Kecamatan wewea Selatan dengan amplifikasi diatas 8,3 kali.
4. Berdasarkan DSHA, nilai PGA batuan dasar di Kabupaten Sumba Barat Daya berkisar pada 0,0664 – 0,084 g. Daerah dengan nilai PGA batuan dasar terbesar berada di barat daya dari Kabupaten Sumba Barat Daya dengan nilai 0,075 – 0,084 g.

5. Berdasarkan DSHA, nilai PGA permukaan tanah di Kabupaten Sumba Barat Daya berkisar pada 0,078 – 0,191 g. Kabupaten Sumba Barat Daya sendiri didominasi nilai PGA permukaan tanah berkisar pada 0,122 – 0,134 g. Daerah dengan kerentanan bencana gempa bumi tinggi berada di bagian barat daya Kabupaten Sumba Barat Daya dengan PGA permukaan tanah 0,142 – 0,191 g.
6. Berdasarkan *site effect* (frekuensi dominan, amplifikasi dan PGA) dan estimasi PGA dari metode DSHA, daerah yang paling rentan terhadap bencana gempa bumi berada dominan di bagian barat daya dari Kabupaten Sumba Barat Daya. Tepatnya di barat daya Kecamatan Kodi Bangedo, Kecamatan Wewea Selatan dan Kecamatan Wewea Barat. Dengan frekuensi dominan 0,4161 - 1,258 Hz dan amplifikasi 3,2 – 8,3 kali yang diidentifikasi tersusun oleh sedimen yang tebal. Dan memiliki nilai PGA tertinggi di permukaan tanah, yaitu sebesar 0,142 – 0,191 g.

B. Saran

Saran yang dapat diberikan dari hasil penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Mempertimbangkan *site effect* (kondisi tanah lokal) yang berupa frekuensi dominan, amplifikasi dan V_{s30} hasil dari penelitian ini untuk penyusunan Rencana Tata Ruang Wilayah (RTRW) di Kabupaten Sumba Barat Daya, khususnya dalam hal persebaran pembangunan bangunan sipil.

2. Memperhatikan frekuensi dominan dalam pendirian bangunan sipil, direkomendasikan untuk tidak mendirikan bangunan sipil yang memiliki frekuensi dasar yang sama dengan frekuensi dominan tanah.
3. Memperhatikan besar nilai PGA (Percepatan Tanah Puncak) dalam pendirian bangunan sipil yang bersifat vital dan memiliki populasi tinggi. Direkomendasikan bangunan-bangunan vital tidak dibangun diatas tanah dengan nilai PGA yang tinggi.
4. Direkomendasikan untuk menggunakan rekayasa geoteknik dalam pendirian bangunan sipil yang dibangun di daerah dengan kondisi tanah (*site effect*) yang rentan terhadap gempabumi atau dengan nilai PGA yang tinggi, sehingga dapat meminimalisir resiko bahaya.
5. Dilakukan survei lanjutan dengan metode yang lebih baik untuk karakterisasi *site effect* di Kabupaten Sumba Barat Daya, seperti MASW atau Seismik Refraksi.
6. Dilakukan sosialisasi oleh Pemerintah Kabupaten Sumba Barat Daya dalam rangka edukasi dan penyadaran kepada masyarakat mengenai potensi bencana gempabumi dan cara meminimalisirnya.
7. Mengawasi dan menerapkan secara tegas SNI untuk pendirian bangunan sipil tahan gempa di Kabupaten Sumba Barat Daya dalam rangka meminimalisir kerentanan terhadap gempabumi.

DAFTAR PUSTAKA

- Apandi, T., Effendi, A.C., Simandjuntak, T.O., Ratman, N., Eben, S., dan Sardi, O.P., 1993. *Peta Geologi Lembar Waikabubak dan Waingapu, Nusa Tenggara*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi. Bandung.
- Arifin, S.S., Mulyatno, B.S., Marjiyono, dan Setianegara, R.. 2014. Penentuan Zona Rawan Guncangan Bencana Gempabumi Berdasarkan Analisis Nilai Amplifikasi HVSR Mikrotremor dan Analisis Periode Dominan Daerah Liwa dan Sekitarnya. Skripsi. Universitas Lampung. Bandar Lampung.
- Arsyad, S. 2000 *Konservasi Tanah dan Air Edisi Kedua*. Institut Pertanian Bogor. Bogor.
- Atakan, K., Duval, A.M., Theodulidis, N., Guillier, B., Chatelain, J.L., Bard, P.Y., dan SESAME-Team. 2004. The H/V Spectral Ratio Technique: Experimental Conditions, Data Processing and Empirical Reliability Assessment. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering* 2268: 1-6.
- Atkinson, G.M., dan Boore, D.M., 2003. Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and Their Application to Cascadia and Other Regions. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93(4): 1703-1729.
- Bard, P. Y. 1999. Microtremor Measurements: A Tool for Site Effect Estimation. *The effects of surface geology on seismic motion* 3: 1251-1279.
- Boore, D. M., dan Atkinson, G.M., 2007. *Boore-Atkinson NGA Ground Motion Relations for The Geometric Mean Horizontal Component of Peak and Spectral Ground Motion Parameters*. Pacific Earthquake Engineering Research Center. University of California, Berkeley.

- Campbell, K.W., dan Bozorgnia, Y., 2007. *Campbell-Bozorgnia NGA Ground Motion Relations for The Geometric Mean Horizontal Component Of Peak and Spectral Ground Motion Parameters*. Pacific Earthquake Engineering Research Center. University of California, Berkeley.
- Chiou, B. J. dan Youngs, R.R. 2008. An NGA Model for The Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. *Earthquake Spectra* 24(1): 173-215.
- Edwiza, D. 2008. Analisis Terhadap Intensitas dan Percepatan Tanah Maksimum Gempa Sumbar. *Teknik A 1* (29): 73-79.
- Fadhlan, M., dan Intan, S. 2016 Eksplorasi Geoarkeologi Pulau Sabu Salah Satu Pulau di Nusa Tenggara Timur, Pusat Penelitian Arkeologi Nasional, Jakarta.
- Hadi, A.I., Farid M., dan Fauzi, Y. 2012. Pemetaan Percepatan Getaran Tanah Maksimum dan Kerentanan Seismik Akibat Gempa Bumi untuk Mendukung Rencana Tata Ruang dan Wilayah (RTRW) Kota Bengkulu. *Jurnal Ilmu Fisika Indonesia* 1 (2): 81-86.
- Heni, R. 2016 Zonasi Wilayah Pendayagunaan Sumber Daya Air Untuk Pembangunan Irigasi di Pulau Sumba, Nusa Tenggara Timur. Pusat Litbang Sumber Daya Air Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat, Bandung.
- Hamson, G. 2004 *The Tectonic Evolution of East Timor and Banda Arc*. School of Earth Sciences, University of Melbourne.
- Hutapea, B.M., dan Mangape, I., 2009. Analisis Hazard Gempa dan Usulan Ground Motion pada Batuan Dasar untuk Kota Jakarta. *Jurnal Teknik Sipil* 16 (3): 121-131.
- Irsyam, M. 2010. *Ringkasan Hasil Studi Tim Revisi Peta Gempa Indonesia 2010*. Bandung.
- Kanai, K. 1983. *Engineering Seismology*. University of Tokyo Press. Tokyo.

Kramer, S.L. 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall. Upper Saddle River, New Jersey.

Makrup, L. 2013. *Seismic Hazard untuk Indonesia*. Graha Ilmu. Yogyakarta.

Morikawa, N., Senna, S., Hayakawa, Y., dan Fujiwara H., 2008. Application and Verification of The 'Recipe' to Strong-Motion Evaluation for The 2005 West Off Fukuoka Earthquake (Mw= 6.6). *Proceedings of the 14th World Conference Earthquake Engineering* (02-0039).

Nakamura, Y. 2000. Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Applications. *Proceedings of the 12th world conference on earthquake engineering* 2656. New Zealand: Auckland.

Nakamura, Y. 2008. On The H/V Spectrum. *The Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*. Beijing, China.

Nasution, A.H. 2016. Pemetaan Kecepatan Gelombang Geser (V_{S30}) Menggunakan Metode MASW (Multichannel Analysis of Surface Wave) Kota Kalabahi Kab. Alor Nusa Tenggara timur. Skripsi. Universitas Lampung. Bandar Lampung.

National Earthquake Hazards Reduction Program. 2000. *International Building Code*. International Code Council. United States of America.

Ngadmanto, D., Susilanto P., Nurdiyanto B., Pakpahan S., dan Masturyono. 2013. Efek Tapak Lokal pada Daerah Kerusakan Akibat Gempabumi Bogor 9 September 2012. *Jurnal Meteorologi dan Geofisika* 14 (3): 109-116.

Nurrahmi, R., Efendi., dan Sandra. 2015. Analisis Kecepatan Gelombang Geser V_{S30} Menggunakan Metode Refraksi Mikrotremor (ReMi) di Kelurahan Talise. *Gravitasi* 14 (1).

Partono, W., Irsyam, M., Wardani, S.P.R., dan Maarif, S., 2013. Aplikasi Metode HVSR pada Perhitungan Faktor Amplifikasi Tanah di Kota Semarang. *Media Komunikasi Teknik Sipil* 19 (2): 125-134.

- Pawirodikromo, W. 2012. *Seismologi Teknik dan Rekayasa Kegempaan*. Pustaka Pelajar. Yogyakarta.
- Rosyidi, S.A.P., Jamaluddin, T.A., Sian, L.C., dan Taha, M.D. 2011. Kesan Gempa 7,6 Mw Padang Indonesia, 30 September 2009. *Sains Malaysiana* 40 (12): 1393-1405.
- Setiawan, B., Sugiarto., dan Nugraha, G.S. 2012. Kajian Awal Respon Dinamik Tanah Lunak Kota Banda Aceh Terhadap Gelombang Seismik. *Laporan Hasil Penelitian Dosen Muda*. Universitas Syiah Kuala. Banda Aceh.
- Sieh, K., dan Natawidjaja, D. 2000. Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research* 105: 28295-28326.
- Sunardi, B., Daryono., Arifin, J., Susilanto, P., Ngadmanto, D., Nurdiyanto B., dan Sulastri. 2012. Kajian Potensi Bahaya Gempabumi Daerah Sumbawa Berdasarkan Efek Tapak Lokal. *Jurnal Meteorologi dan Geofisika* 13 (2): 131-137.
- Sungkono., dan Santosa, B.J. 2011. Karakterisasi Kurva Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio: Kajian Literatur dan Permodelan. *Jurnal Neutrino* 4 (1).
- Supartoyo., dan Suro. 2008. *Katalog Gempabumi Merusak di Indonesia Tahun 1629 – 2007*. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi. Bandung.
- Wells, D.L., dan Coppersmith, K.J. 1994. New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of The Seismological Society of America* 84 (4): 974-1002.
- Youngs, R.R., Chiou, S.J., Silva W. J., dan Humphrey, J. R. 1997. Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes. *Seismological Research Letters* 68(1): 58-73.
- Zhao, J. X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Iiruka, K., Thio, H.K., Somerville, P.G., dan Fukushima, Y. 2006. Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96(3): 898-913.

Zhao, J.X., dan Xu, H., 2012. Calibration of a Combined Site Parameter of V_{S30} and Bedrock Depth for Ground-Motion Prediction Equations Using Strong-Motion Records from Japan. *Proceedins of the 15th World Conference Earthquake Engineering*.