

BAB II

TEORI DASAR

2.1. Gempabumi

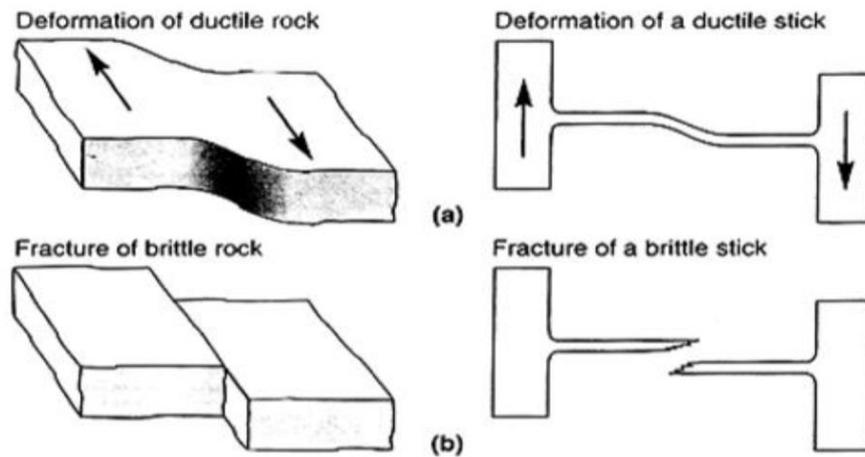
Gempabumi merupakan suatu peristiwa bergetarnya permukaan bumi akibat pelepasan energi secara tiba-tiba yang terjadi di lokasi pusat gempa. Gempabumi terjadi karena adanya penumpukkan energi pada batas lempeng baik yang bersifat konvergen (bertumbukan), *divergen* (saling menjauh), dan *transform* atau pada sesar dimana batuan tidak mampu lagi menahan batas elastisnya dan kemudian akan dilepaskan sejumlah energi dalam bentuk rangkaian gelombang seismik sehingga efeknya dapat dirasakan sampai ke permukaan bumi [27]. Kondisi tektonik wilayah Indonesia yang dikelilingi oleh empat lempeng utama, yaitu Lempeng Eurasia, Lempeng Indo-Australia, Lempeng Laut Filipina, dan Lempeng Pasifik yang menjadi salah satu faktor gempa sering terjadi di wilayah Indonesia [22].

2.2. Teori Bingkai Elastik (*Elastic Rebound Theory*)

Teori bingkai elastik pertama kali diusulkan oleh HF. Reid (1911) berdasarkan studi mengenai retakan yang terjadi di San Andreas pada waktu terjadinya gempabumi. Menurut teori ini, sebab dari gempa adalah adanya pelepasan energi regangan elastik yang terjadi secara tiba-tiba. Dua gaya bekerja saling berlawanan pada batuan bawah permukaan menyebabkan batuan tersebut terdeformasi. Ketika *stress* yang terakumulasi mencapai batas elastiknya, maka terjadilah pergeseran dan menimbulkan gempa[21].

Teori bingkai elastik juga menjelaskan bahwa tingkat kerusakan batuan akibat pelepasan energi dipengaruhi oleh karakteristik batuan tersebut. Jika batuan bersifat *ductile* (elastis) maka pelepasan energinya cenderung lambat. Apabila batuan bersifat *brittle* (rapuh), maka batuan akan lebih cepat patah dan menimbulkan

gempa. Setelah gempa terjadi, proses penimbunan energi akan berlangsung kembali sampai suatu saat gempa akan terjadi kembali [18].



Gambar 2. 1. Teori Bingkai Elastik (a) *Ductile stick*, (b) *Brittle stick* [21].

2.3. Analisis Bahaya Kegempaan (*Seismic Hazard Analysis*)

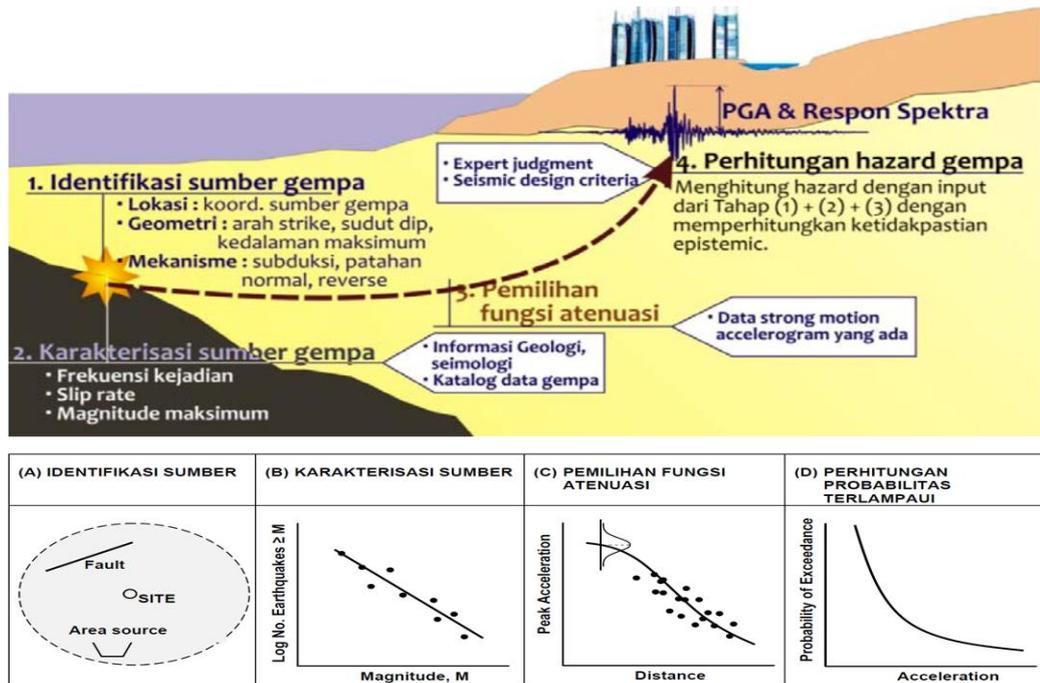
Seismic hazard adalah bentuk fisik dari *hazard* itu sendiri, seperti pergerakan tanah, pergerakan patahan, dan lain sebagainya yang dapat menimbulkan bahaya. Sedangkan *seismic risk* adalah kemungkinan dari kehilangan atau kerugian material dan jiwa yang disebabkan oleh *seismic hazard*. Jika tidak ada kerugian material ataupun jiwa yang ditimbulkan oleh suatu gempabumi, maka dapat dikatakan bahwa *seismic risk* relatif tidak ada. *Seismic Hazard Analysis* (SHA) dilakukan untuk memberikan estimasi kuantitatif dari guncangan gempa pada suatu lokasi tertentu. Hasil analisis bencana gempa ini dapat digunakan untuk pembuatan peta mikrozonasi dalam skala regional. SHA bertujuan untuk menentukan suatu batas intensitas gempa tertentu yang berlaku di daerah yang diteliti berdasarkan nilai kemungkinan yang akan terjadi atau terlampaui pada periode waktu tertentu.

Pembuatan peta mikrozonasi ini dilakukan dengan cara membagi kawasan yang akan diteliti dalam bentuk *grid-grid* dengan spasi tertentu. Kemudian dari setiap grid tersebut diestimasi parameter pergerakan tanahnya (*ground motion*). Parameter pergerakan tanah umumnya yang dihitung berupa puncak percepatan pergerakan tanah di batuan dasar (*bedrock*). Salah satu tujuan dilakukannya pembuatan peta

hazard gempa adalah sebagai gambaran perencanaan bangunan tahan gempa dan menggambarkan efek gempa pada suatu lokasi yang akan membantu dalam rangka mengantisipasi dan meminimalisasi korban jiwa maupun kerugian harta benda [26]. SHA dapat dilakukan melalui dua cara yaitu secara deterministik (*Deterministic Seismic Hazard Analysis*) dan probabilistik (*Probabilistic Seismic Hazard Analysis*). Metode deterministik umumnya digunakan pada awal perkembangan rekayasa gempa dan metode ini skenario kejadian gempa telah ditentukan. Skenario tersebut meliputi kejadian gempa dengan magnitudo tertentu yang akan terjadi pada lokasi tertentu. Sedangkan metode probabilistik merupakan metode yang mempertimbangkan faktor ketidakpastian baik dalam hal magnitudo, lokasi, dan waktu kejadian gempa [24]. Metode probabilistik ini memberikan kerangka kerja yang terarah sehingga faktor-faktor ketidakpastian tersebut dapat diidentifikasi, dihitung, kemudian digabungkan dengan metode pendekatan yang rasional.

2.4. *Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA)*

PSHA pada prinsipnya adalah analisis deterministik yang menggunakan berbagai macam skenario dan didasarkan tidak hanya pada parameter gempa yang menghasilkan percepatan tanah maksimum. Pada metode probabilistik ini, faktor-faktor ketidakpastian yang terdapat dalam parameter gempa dipertimbangkan dalam analisisnya. Faktor ketidakpastian tersebut antara lain seperti lokasi, ukuran, dan frekuensi kejadian gempabumi. Sehingga pendekatan PSHA dapat digunakan untuk memprediksi seberapa besar probabilitas kondisi terburuk yang akan terjadi di daerah penelitian. Sampai saat ini metode PSHA digunakan oleh para perancang struktur untuk mendesain struktur tahan gempa. Metode PSHA dikembangkan oleh Cornell pada tahun 1968, kemudian dilanjutkan oleh Merz dan Cornell pada tahun 1973. Model dan konsep dari analisis ini tetap dipakai sampai sekarang, namun model dari analisis dan teknik perhitungannya yang terus dikembangkan oleh *Earthquake Engineering Research Institute (EERI) Committee on Seismic Risk* pada tahun 1989 yang memiliki empat tahap yaitu identifikasi sumber gempa, karakterisasi sumber gempa, pemilihan fungsi atenuasi dan perhitungan *hazard* gempa.



Gambar 2. 2. Tahapan PSHA [15].

2.4.1. Identifikasi Sumber Gempa

Pemodelan sumber gempa merupakan salah satu komponen utama dalam PSHA. Zona sumber gempa didefinisikan sebagai area yang mempunyai derajat gempa yang sama, dimana setiap titik dalam zona tersebut mempunyai kemungkinan yang sama akan terjadi gempa di masa mendatang. Model sumber gempa diperlukan sebagai hubungan antara data kejadian gempa dengan model perhitungan yang digunakan dalam menentukan tingkat resiko gempa [15]. Berdasarkan publikasi terkini, tatanan seismotektonik untuk wilayah Indonesia telah dievaluasi secara rinci oleh beberapa peneliti yang dipakai sebagai acuan untuk pembuatan model sumber gempa dan input parameter PSHA. Batasan pemodelan sumber gempa yang penulis lakukan dalam penelitian tugas akhir kali ini adalah sebagai berikut:

1. Jarak lokasi sumber gempa ke lokasi yang ditinjau dengan batasan hingga 500 km.
2. Kedalaman sumber gempa yang digunakan dibatasi hingga 300 km.
3. Pemilihan fungsi atenuasi untuk setiap model sumber gempa yang ada, dianggap sesuai dengan karakteristik kegempaan dan model sumber gempa di Indonesia.

Model sumber gempa yang umum digunakan ada tiga (3), yaitu sumber gempa sesar atau patahan, sumber gempa subduksi atau *megathrust* dan sumber gempa *background*.

1. Zona sumber gempa subduksi atau *megathrust*

Zona gempa subduksi adalah model yang didapat dari data seismotektonik. Zona ini biasanya terdapat didekat batas pertemuan antara lempeng benua dan lempeng samudra, dimana lempeng samudra menunjam ke bawah akibat pengaruh dorongan arus konveksi mantel, gaya gravitasi dan massa jenisnya yang lebih besar dibandingkan lempeng benua. Zona subduksi yang dimaksud adalah zona *megathrust*. Batas kedalaman maksimum dari sumber gempa ini dimodelkan hingga 50 km [2].

2. Zona sumber gempa *fault* atau sesar

Zona *fault* atau sesar merupakan model gempa akibat patahan dangkal dengan mekanisme *reverse*, *normal* maupun *strike slip* yang terjadi pada patahan yang sudah terdefinisi dengan jelas baik dalam hal lokasi, mekanisme, *slip rate*, *dip*, dan panjang patahan. Model sumber gempa *fault* diidentifikasi berdasarkan geometri *fault* tersebut. Zona Sumber gempa patahan dangkal dimodelkan hingga kurang dari 20 km [12, 29].

3. Zona sumber gempa *background*

Zona *background* yaitu zona sumber gempa yang belum diketahui secara jelas, tetapi pada lokasi tersebut terjadi beberapa kejadian gempa. Sumber gempa *background* pada penelitian kali ini dibagi berdasarkan kedalamannya yaitu *shallow background* (kedalaman kurang dari 50 km) dan *deep background* (kedalaman 50 km hingga 300 km) [28].

2.4.2. Karakterisasi Sumber Gempa

Karakteristik dan aktivitas kegempaan suatu wilayah tercermin dalam parameter seismik yang digunakan dalam analisis bahaya gempa. Parameter yang digunakan dalam analisis bahaya gempa di antaranya adalah *b-value*, *a-value*, *slip rate*, magnitudo maksimum, mekanisme, dimensi patahan dan lain-lain [24].

1. Parameter a - dan b -value

Frekuensi kejadian gempabumi merupakan karakteristik dari aktifitas seismik di suatu wilayah pada selang waktu tertentu. Parameter a - b value adalah model matematis yang menggambarkan aktifitas suatu gempabumi yang didapatkan dari persamaan Guttenberg-Richter (1944). **Gambar 2.3**, memperlihatkan hubungan frekuensi terjadinya gempabumi dengan magnitudo persatuan waktu, menurun secara eksponensial dengan meningkatnya magnitudo. Hubungan tersebut dapat dinyatakan sebagai:

$$\log \lambda_m = a - bm \quad (2.1)$$

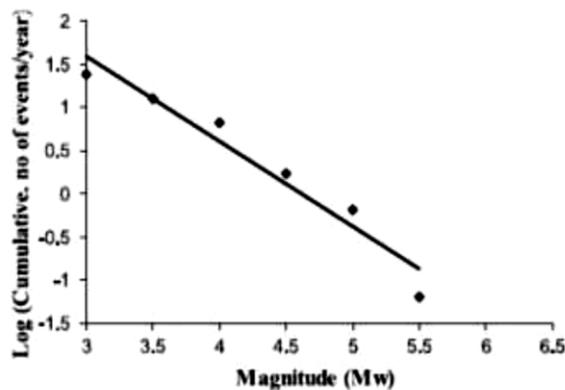
$$\lambda_m = 10^{a-bm} = e^{\alpha - \beta m} \quad (2.2)$$

Dalam bentuk eksponensial, persamaan (2.2) akan memberikan nilai α dan β seperti berikut ini :

$$\alpha = a \ln(10) \quad (2.3)$$

$$\beta = b \ln(10) \quad (2.4)$$

Dimana λ_m merupakan rasio antara banyaknya magnitudo tertentu dengan periode waktu (tahun) pengamatan, α merupakan nilai konstanta real positif yang menggambarkan aktifitas kegempaan pada wilayah setempat, b -value merupakan parameter kerapuhan batuan/seismotektonik suatu daerah dimana terjadi gempabumi dan bergantung dari sifat batuan setempat.



Gambar 2. 3. Distribusi magnitudo [31].

2. Magnitudo Maksimum dan *slip rate*

Magnitudo maksimum merupakan gambaran magnitudo gempa yang terbesar yang pernah terjadi di suatu wilayah tersebut atau *historic earthquake* berdasarkan penelitian para ahli atau perhitungan geofisika menurut kondisi tektonik dan pergeseran batuan suatu wilayah. Magnitudo maksimum dapat pula ditentukan menggunakan katalog gempa atau hasil yang telah ditentukan oleh peneliti terdahulu.

Nilai *slip rate* (laju geser permukaan) merupakan salah satu parameter yang penting dalam proses analisis bahaya kegempaan di suatu wilayah. Besar dan arah *slip rate* bisa didapatkan dengan menggunakan metode survei GPS.

2.4.3. Probabilitas Magnitudo

Persamaan (2.1), juga dapat digunakan untuk menghitung *Cummulatif Distribution Function* (CDF). CDF merupakan fungsi yang digunakan untuk menjumlahkan nilai kemungkinan sampai suatu kejadian tertentu.

$$\begin{aligned} F_M(m) &= P(M \leq m | M > m_{min}) \\ &= \frac{\text{Rate of earthquakes with } m_{min} < M \leq m}{\text{Rate of earthquake with } m_{min} < M} \\ &= \frac{\lambda_{min} - \lambda_m}{\lambda_{min}} \quad (2.5) \\ &= \frac{10^{a-bm_{min}} - 10^{a-bm}}{10^{a-bm_{min}}} \\ &= 1 - 10^{-b(m-m_{min})}, m > m_{min} \end{aligned}$$

Probability Density Function (PDF) digunakan untuk memprediksi kemungkinan tiap sumber dapat menimbulkan gempa dengan magnitudo yang lebih besar dari beberapa magnitudo minimum m_{min} dalam satu periode waktu tertentu (biasanya dalam tahun). Untuk menghitung fungsi kepadatan probabilitas (PDF) diturunkan dari persamaan CDF, persamaan (2.6).

$$\begin{aligned} f_M(m) &= \frac{d}{dm} F_M(m) \\ &= \frac{d}{dm} [1 - 10^{-b(m-m_{min})}] \quad (2.6) \end{aligned}$$

$$= b \ln(10) 10^{-b(m-m_{\min})}, m > m_{\min}$$

Jika magnitudo maksimum (m_{\max}) yang dihasilkan dari sumber gempa tertentu dapat ditentukan, maka persamaan (2.5) menjadi

$$F_M(m) = \frac{1-10^{-b(m-m_{\min})}}{1-10^{-b(m_{\max}-m_{\min})}}, m_{\min} < m < m_{\max}$$

dan persamaan (2.6) menjadi

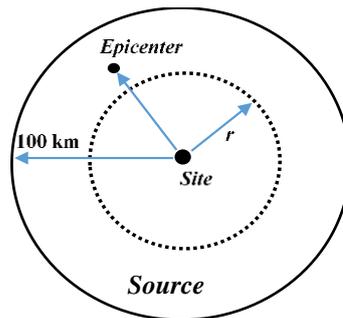
$$f_M(m) = \frac{b \ln(10) 10^{-b(m-m_{\min})}}{1-10^{-b(m_{\max}-m_{\min})}}, m_{\min} < m < m_{\max}$$

2.4.4. Probabilitas Jarak

Untuk memperkirakan guncangan tanah di suatu lokasi, juga perlu memodelkan distribusi jarak dari sumber gempabumi ke lokasi. Untuk mengidentifikasi jarak sumber ke situs dengan mengasumsikan sumber gempa dianggap sebagai area dan sumber gempa dianggap sebagai garis [3].

- Sumber gempa area

Sumber gempa area digunakan untuk menggambarkan gempabumi *background*, atau sumber gempabumi yang belum diketahui secara jelas, namun daerah tersebut memiliki sejarah kejadian gempa. Sumber gempa area diilustrasikan pada **Gambar 2.4.**



Gambar 2. 4. Ilustrasi sumber gempa berupa area [3].

$$\begin{aligned} F_R(r) = P(R \leq r) &= \frac{\text{luas area lingkaran dengan jarak } (r)}{\text{luas lingkaran dengan jarak } 100\text{km}} \\ &= \frac{\pi r^2}{\pi(100)^2} \end{aligned} \quad (2.7)$$

$$= \frac{r^2}{10.000}$$

Persamaan (2.7) hanya berlaku jika rentang nilai jarak (r) antara 0 dan 100 km. untuk menghitung rentang nilai lainnya digunakan persamaan berikut:

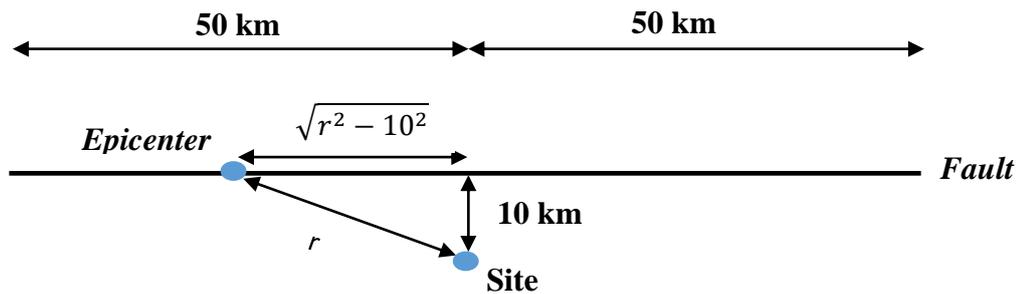
$$F_R(r) = \begin{cases} 0 & \text{if } r < 0 \\ \frac{r^2}{10.000} & \text{if } 0 \leq r < 100 \\ 1 & \text{if } r \geq 100 \end{cases} \quad (2.8)$$

PDF dapat diperoleh dari turunan CDF

$$f_R(r) = \frac{d}{dr} F_R(r) = \begin{cases} \frac{r}{5000} & \text{if } 0 \leq r < 100 \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (2.9)$$

- Sumber gempa garis

Perhitungan dengan sumber gempa garis mengandung definisi bahwa sumber gempa dianggap sebagai garis (patahan), yang diilustrasikan pada **Gambar 2.5**.



Gambar 2.5. Ilustrasi sumber gempa berupa garis [3].

Dengan informasi yang didapatkan pada (**Gambar 2.5**), kita dapat menghitung CDF dari R.

$$F_R(r) = P(R \leq r) = \frac{\text{panjang patahan dengan jarak } (r)}{\text{panjang total patahan}} = \frac{2\sqrt{r^2-10^2}}{100} \quad (2.10)$$

Persamaan 2.8 hanya berlaku untuk jarak kurang dari 10 km atau lebih besar dari 51 km. untuk jarak lebih besar dari ini tidak dimungkinkan pada patahan, maka CDF lengkapnya adalah:

$$F_R(r) = \begin{cases} 0 & \text{if } r < 10 \\ \frac{2\sqrt{r^2-10^2}}{100} & \text{if } 10 \leq r < 51 \\ 1 & \text{if } r \geq 51 \end{cases} \quad (2.11)$$

PDF dapat diperoleh dari turunan CDF

$$f_R(r) = \frac{d}{dr} F_R(r) = \begin{cases} \frac{r}{50\sqrt{r^2-100}} & \text{if } 10 \leq r < 51 \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (2.12)$$

2.4.5. Fungsi Atenuasi

Fungsi atenuasi merupakan persamaan matematika sederhana yang menghubungkan antara parameter kegempaan di lokasi pusat gempa (magnitudo M dan jarak R) dengan parameter pergerakan tanah (spektra percepatan) di lokasi yang ditinjau. Secara umum, fungsi atenuasi tergantung pada faktor-faktor berikut, antara lain:

1. Magnitudo Gempa

Magnitudo gempa merupakan suatu ukuran yang merepresentasikan kekuatan gempa yang terjadi. Magnitudo gempa merupakan skala logaritmik kekuatan gempa berdasarkan pengukuran amplitudo maksimum gelombang gempa hasil pencatatan seismograf. Kekuatan guncangan tanah yang diakibatkan oleh suatu gempa sangat bergantung pada besarnya magnitudo yang terjadi. Semakin besar gempa, maka semakin besar pula guncangan tanah pada suatu lokasi begitupun sebaliknya.

2. Jarak Sumber Gempa

Tingkat guncangan tanah akibat gempa di suatu lokasi sangat bergantung pada jarak lokasi terhadap sumber gempa. Semakin jauh jarak lokasi dengan sumber, semakin kecil efek guncangan yang terjadi. Begitupun sebaliknya, semakin dekat lokasi dengan sumber maka semakin besar guncangan yang di rasakan pada lokasi tersebut.

3. Mekanisme Sumber Gempabumi

Mekanisme sumber gempabumi yang berbeda mempunyai karakteristik atenuasi yang berbeda pula. Hal ini disebabkan karena masing-masing mekanisme sumber mempunyai sifat dan pola penjalaran yang gelombang gempa yang berbeda. Gempa yang terjadi pada area *subduction zones* (*interplate* dan *intraplate*) menghasilkan tingkat guncangan tanah dengan atenuasi yang lebih lambat dibanding dengan gempa yang terjadi pada area *shallow crustal* [28].

4. Kondisi tanah lokal di sekitar lokasi.

Kondisi bawah permukaan lokasi pengamatan yang didasarkan pada kecepatan rata-rata rambatan gelombang geser (*shear wave*) sampai kedalaman 30 m dari permukaan tanah (V_{s30}). Semakin tinggi nilai V_{s30} maka semakin padat dan keras tanah di lokasi tersebut, sehingga daya redam/ atenuasi lebih baik daripada tanah yang nilai V_{s30} nya rendah/ tanah yang lunak. Tanah keras memiliki redaman yang lebih besar dibandingkan tanah lunak.

Untuk menurunkan suatu fungsi atenuasi diperlukan data percepatan tanah yang banyak agar didapatkan suatu fungsi atenuasi yang baik pada suatu daerah penelitian. Ketersediaan data percepatan tanah pada wilayah Indonesia masih belum cukup untuk membuat suatu fungsi atenuasi yang baik sehingga untuk analisis *seismic hazard* pemakaian fungsi atenuasi yang digunakan diturunkan dari wilayah lain yang memiliki kemiripan kondisi tektonik dan geologi di Indonesia. Pemilihan fungsi atenuasi yang digunakan harus sesuai dengan mekanisme sumber gempa yang ditinjau [12].

2.4.6. Probabilitas Total

Berdasarkan informasi yang diperoleh dengan ketidakpastian yang terjadi, selanjutnya digabungkan menggunakan persamaan PSHA yang dapat dinyatakan dalam persamaan dibawah ini:

$$\lambda(IM > x) = \sum_{i=1}^{n_{source}} \lambda(M_i > m_{min}) \int_{m_{min}}^{m_{max}} \int_0^{r_{max}} P(IM > x|m, r) f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) dr dm \quad (2.13)$$

Dimana $f_{M_i}(m)$ dan $f_{R_i}(r)$ berturut-turut adalah fungsi kepadatan probabilitas magnitudo dan jarak, $P(IM > x|m, r)$ adalah probabilitas sebuah gempa dengan magnitudo m pada jarak r yang memberikan percepatan maksimum IM di lokasi yang lebih tinggi dari x , λ adalah *annual rate of exceedance* atau total kejadian gempa terlampaui.

2.5. Logic Tree

Logic-Tree pertama kali diperkenalkan untuk analisis *seismic hazard* dan menjadi alat yang populer pada analisis *seismic hazard*. *Logic-Tree* ini memperhitungkan seluruh ketidakpastian dalam menentukan parameter-parameter dalam analisis *hazard* gempa dengan menggunakan probabilitas, antara lain yaitu fungsi atenuasi, pemilihan *recurrence model*, *reccurence rate*, dan magnitudo maksimum[17]. Dengan menggunakan metode *logic-tree* ini kebebasan dalam menggunakan berbagai model lebih dapat dikontrol tingkat keakuratannya karena *logic-tree* memberikan faktor bobot yang berbeda-beda untuk masing-masing model. Sehingga antara model satu dengan model yang lainnya dapat dilakukan komparasi akurasi. Dengan menggunakan metode *logic-tree* ini setiap alternatif yang dipilih dalam menentukan parameter-parameter tersebut diberi suatu bobot yang menggambarkan tingkat kepercayaan terhadap parameter yang digunakan. Jumlah faktor bobot dari semua alternatif metode untuk parameter yang sama harus sama dengan satu [24].

2.6. Percepatan Tanah

Percepatan getaran tanah maksimum (*Peak Ground Acceleration*) adalah nilai percepatan getaran tanah terbesar yang pernah terjadi di suatu tempat yang diakibatkan oleh gelombang gempabumi. Nilai percepatan tanah maksimum dihitung berdasarkan magnitudo dan jarak sumber gempa yang pernah terjadi terhadap titik perhitungan, serta nilai periode dominan tanah daerah tersebut [6]. Percepatan tanah menunjukkan risiko gempa yang perlu diperhitungkan untuk perencanaan bangunan tahan gempa. Besar gaya yang dialami oleh suatu bangunan akibat terjadinya gempa dipengaruhi oleh beberapa faktor seperti berat bangunan, beberapa faktor koreksi dan koefisien seismik. Koefisien seismik ini ditentukan oleh percepatan tanah dan periode ulang gempa. Percepatan tanah efektif pada suatu bangunan bergantung pada jarak sumber gempa ke lokasi, kedalaman sumber, besar magnitudo gempa, kualitas bangunan dan lain-lain. Data percepatan tanah maksimum akibat getaran gempa pada suatu lokasi menjadi penting untuk menggambarkan tingkat resiko gempa. Semakin besar nilai percepatan tanah

maksimum di suatu lokasi, maka semakin besar juga resiko gempa 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 pada suatu daerah [13].

2.7. Inversi Eliptisitas Gelombang Rayleigh

Gelombang permukaan mendominasi data mikrotremor dan bentuk kurva H/V sebagian besar didominasi oleh eliptisitas gelombang Rayleigh[14]. Gelombang Rayleigh merupakan jenis gelombang permukaan yang terbentuk akibat interferensi gelombang-gelombang pantul P dan SV yang sudut datangnya melebihi sudut kritis. Gerak partikel medium ketika dilewati oleh gelombang ini berbentuk elips dimana merupakan kombinasi dari gerak partikel gelombang P dan SV [1]. Rasio gerakan partikel horizontal dan vertikal inilah yang disebut eliptisitas gelombang Rayleigh [11] [25]. Untuk mendapatkan kurva eliptisitas tersebut, sinyal mikrotremor diolah menggunakan metode *Horizontal to Vertical Time-Frequency Analysis* (HVTFA) menggunakan program Dinver pada *software* Sesarray Geopsy [25].

Inverse modelling merupakan suatu metode untuk memperkirakan nilai numerik model parameter berdasarkan data hasil observasi menggunakan model tertentu, serta melakukan pencocokan data (*data fitting*) untuk mencari parameter model yang menghasilkan model yang cocok (*fit*) dengan data pengamatan. Inversi gelombang Rayleigh (*inverse modelling*) adalah pemodelan yang dilakukan untuk memodelkan struktur bawah permukaan. Inversi gelombang Rayleigh adalah suatu proses yang dilakukan untuk mendapatkan parameter-parameter elastis kurva dispersi (eliptisitas) yang tidak diketahui sebelumnya.

Metode inversi eliptisitas gelombang Rayleigh memiliki beberapa parameter yang harus ditentukan nilai awalnya untuk menentukan model kecepatan gelombang geser (V_s) bawah permukaan. Parameter tersebut meliputi *compression wave velocity* (V_p), *poisson's ratio*, *shear wave velocity* (V_s), dan *density* (ρ) [25]. Metode ini digunakan untuk mendapatkan parameter kecepatan gelombang geser (V_s) di titik pengukuran mikrotremor. Penentuan kondisi tanah atau batuan tidak hanya mengenai sifat fisis batuan saja. Penyelesaian dari proses inversi bergantung

pada kemampuan untuk menentukan harga parameter yang mendekati harga data eksperimen dengan cara melakukan pengulangan (iterasi), Tingkat keakuratan dari proses ini dapat dilihat dari *error (misfit)* semakin kecil nilai *error* dari proses iterasi maka profil kecepatan gelombang geser yang diperoleh akan semakin baik [25]. Perhitungan misfit berdasarkan persamaan (3).

$$misfit = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N \left(\frac{D_i - M_i}{\sigma_i} \right)^2} \quad (2.14)$$

Dimana N adalah jumlah titik data, D_i adalah data hasil inversi, M_i adalah model struktur tanah, dan σ_i merupakan standar deviasi dari data hasil inversi dengan $1 \leq i \leq N$.

2.8. Kecepatan Gelombang Geser (V_{s30})

V_{s30} merupakan kecepatan gelombang geser rata-rata hingga pada kedalaman 30 m dari permukaan. 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 [20]. Maka V_{s30} dapat didapatkan dengan persamaan:

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_i}} \quad (2.15)$$

Dimana h_i dan V_i secara berturut-turut menunjukkan ketebalan(m) dan kecepatan gelombang geser (V_s dalam m/s) setiap lapisan ke- i , N merupakan jumlah lapisan di atas kedalaman 30 m.

Data nilai V_{s30} yang digunakan didapatkan dari V_{s30} *United States Geological Survey* (USGS) dan data pengukuran mikrotremor yang diolah menggunakan metode inversi eliptisitas gelombang Rayleigh, dimana dua data tersebut dikombinasikan untuk mendapatkan nilai V_{s30} di Provinsi Lampung. Melalui nilai V_{s30} dapat diketahui karakterisasi kondisi tanah permukaan yang menjadi dasar untuk menentukan klasifikasi tanah di daerah penelitian. Dalam penelitian ini klasifikasi *site* mengacu pada Peraturan Gempa Indonesia dalam SNI 1726:2019.

Tabel 2. 1. Klasifikasi Situs (SNI 1726:2019)

Kelas situs	\bar{v}_s (m/detik)	\bar{N} atau \bar{N}_{sk}	$\bar{\sigma}_v$ (kPa)
SA (batuan keras)	>1500	N/A	N/A
SB (batuan)	750 sampai 1500	N/A	N/A
SC (tanah keras, sangat padat dan batuan lunak)	350 sampai 750	>50	≥ 100
SD (tanah sedang)	175 sampai 350	15 sampai 50	50 sampai 100
SE (tanah lunak)	< 175	<15	< 50

2.9. Faktor Amplifikasi

Kerusakan struktur bangunan akibat gempa dipengaruhi oleh kondisi geologi dan kondisi tanah setempat. Amplifikasi merupakan perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat perbedaan signifikan antar lapisan di lokasi tersebut, dengan kata lain gelombang seismik akan mengalami penguatan, jika merambat pada suatu medium yang lebih lunak dibandingkan dengan medium awal yang dilaluinya. Semakin besar perbedaan itu, maka penguatan yang terjadi pada gelombang akan semakin besar. Besaran amplifikasi dapat diestimasi dari kontras impedansi antara batuan dasar (*bedrock*) dan sedimen permukaan [8]. Dengan kata lain, kontras parameter perambatan gelombang (densitas dan kecepatan) pada *bedrock* dan sedimen permukaan. Semakin besar perbedaan parameter tersebut, semakin besar pula nilai amplifikasi perambatan gelombangnya.

Besarnya faktor amplifikasi tergantung dari klasifikasi jenis tanah yang didasarkan pada Tabel 2.2 .

Tabel 2. 2. Koefisien Situs F_{PGA} (SNI 1726:2019)

Kelas Situs	PGA $\leq 0,1$	PGA = 0,2	PGA = 0,3	PGA = 0,4	PGA = 0,5	PGA $\geq 0,6$
SA	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
SB	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
SC	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
SD	1,6	1,4	1,3	1,2	1,1	1,1
SE	2,4	1,9	1,6	1,4	1,2	1,1
SF	<i>Specific Site(a)</i>					

2.10. Percepatan Tanah di Permukaan

Besarnya percepatan maksimum tanah di permukaan (PGA_M) ditentukan dengan mengalikan faktor amplifikasi dengan besar percepatan di batuan dasar yang diperoleh dari analisis dengan metode probabilitas. Untuk mendapatkan nilai PGA_M digunakan persamaan (2.14).

$$PGA_M = F_{PGA} \times PGA \quad (2.16)$$

Keterangan:

PGA_M = Percepatan tanah maksimum di permukaan (g)

F_{PGA} = Faktor amplifikasi untuk PGA

PGA = Percepatan tanah maksimum di batuan dasar (g)