

## **BAB II**

### **TINJAUAN PUSTAKA**

#### **2.1 Geologi dan Tektonik wilayah Sumatera Utara**

Provinsi Sumatera Utara terletak dengan titik koordinat  $1^{\circ} - 4^{\circ} LU$  dan  $98^{\circ} - 100^{\circ} BT$ . Batas wilayahnya sebelah utara provinsi Aceh dan Selat Sumatera, sebelah barat berbatasan dengan provinsi Sumatera Barat dan Riau, sedangkan sebelah Timur dibatasi oleh Selat Sumatera (Pratama dkk, 2024). Secara geologis, kompleks struktur dan sifat batuan di kawasan ini terletak pada pertemuan dua lempeng, yaitu lempeng Eurasia dan lempeng Australia, serta telah mengalami pergerakan tektonik. Proses yang melibatkan aktivitas vulkanik ini membentuk serangkaian garis patahan, lipatan, dan retakan. Garis patahan ini memiliki panjang kurang lebih 390 km dan merupakan episentrum gempa yang membentang dari Kabupaten Alas Kalo hingga Provinsi Sumatera Utara. Struktur geologi kompleks ini ditandai dengan 4.444 patahan, lipatan, dan perbukitan yang dapat menyebabkan tanah longsor. Sumatera Utara mencakup 18 kabupaten dan 1 kota, dimana 40-50% dari wilayahnya rawan longsor (Van Bemmelen, 1949).

Evolusi tektonik tersier Sumatera disebabkan oleh subduksi lempeng Indo-Australia ke bawah Kraton Sunda yang oblik di barat daya Pulau Sumatera. Sejak Oligosen akhir, lempeng samudera Indo-Australia bergerak ke bawah lempeng continental Eurasia. Van Bemmelen (1949) mengelompokkan lima fisiografi Sumatera Utara, yaitu:

1. Zona Barisan terletak di tengah dan selatan Sumatera Utara.
2. Zona Semangko terletak di bagian tengah Sumatera Utara.
3. Zona Busur Luar terletak di bagian barat Sumatera Utara.
4. Zona Dataran Rendah dan Berbukit terletak di bagian timur laut Sumatera Utara.

#### **2.2 Gempa Bumi**

##### **2.2.1 Pengertian Gempa Bumi**

Gempa bumi adalah pelepasan energi yang tiba-tiba yang menghasilkan getaran partikel yang menyebar di seluruh proses subduksi. Gempa bumi adalah peristiwa bergetar atau berguncangnya kulit bumi secara tiba-tiba karena

pergerakan lempeng-lempeng tektonik. Serangkaian gerakan gelombang yang merambat dan menembus batuan penyusun bumi disebut gempa bumi. Energi yang telah terkumpul dilepas ketika batuan tiba-tiba bergerak sepanjang patahan (Ismara, 2014).

Gempa bumi umumnya disebabkan oleh pergerakan lempeng-lempeng kerak bumi, ada alasan lain untuk gempa bumi. Sembilan puluh persen gempa bumi yang terjadi disebabkan oleh aktivitas lempeng-lempeng tektonik, sedangkan sepuluh persen lainnya disebabkan oleh aktivitas vulkanik, runtuh lubang-lubang di dalam bumi seperti goa atau tambang mineral, dan akibat tindakan manusia (Lowrie, 2007).

Peristiwa gempa bumi juga dijelaskan di dalam Al-Qur'an pada surah Az-Zalzalah ayat 1 – 2. Allah berfirman:

إِذَا زُلْزِلَتِ الْأَرْضُ زِلْزَالَهَا<sup>(١)</sup> وَأَخْرَجَتِ الْأَرْضُ أَثْقَالَهَا<sup>(٢)</sup>

Artinya: “Apabila bumi diguncangkan dengan guncangan yang dahsyat, dan bumi telah mengeluarkan beban-beban yang berat”. (QS. Az-Zalzalah)

Di dalam Al-Qur'an sudah tertulis sangat jelas bahwa fenomena gempa bumi telah ada untuk waktu yang sangat lama dan telah dialami oleh orang-orang di masa lalu di bawah berbagai kondisi yang disebutkan telah di ada di Al-Quran. Salah satu peristiwa alam yang menunjukkan keagungan Allah SWT sebagai pencipta alam semesta adalah gempa bumi. Maka dari itu mari kita melakukan perbuatan baik di bumi ini dan taat kepada Allah SWT dengan melakukan hal-hal baik.

### 2.2.2 Gempa Bumi Intraslab

Gempa bumi intraslab ini terjadi pada lempeng subduksi dengan sudut panjang terjadi sesar turun akibat tegangan tarik ke bawah pada lempeng tersebut (Harijoko, dkk, 2024). Gempa bumi tektonik terjadi ketika interaksi lempeng tektonik terjadi. Gempa bumi tektonik yang terjadi di Indonesia saat ini, terutama pulau Jawa dan Sumatera, disebabkan oleh subduksi, proses penunjaman Lempeng Samudra Hindia di bawah Lempeng Eurasia. Rekaman kegempaan membagi gempa bumi menjadi kategori dangkal (< 60 km), menengah (60 – 300 km), dan dalam (> 300 km). Struktur termal zona subduksi menentukan karakteristik gempa

bumi menengah dan dalam. Geometri dan zona penunjaman, umur dan kecepatan lempeng yang menunjam, entalpi reaksi metamorfisme, dan migrasi fluida dari lempeng yang menunjam ke baji mantel di sepanjang jalur subduksi.

Perpindahan cairan dari lempeng penunjaman ke baji mantel dan proses serpentinisasi yang diikuti mempengaruhi gempa pada lempeng menunjam. Fluida yang dilepas selama proses dehidrasi lempeng penunjaman dan baji mantel. Rangkaian proses ini disebut sebagai *dehydration embrittlement*, yaitu proses mengontrol terjadinya transisi deformasi *ductile* ke deformasi *brittle* di lempeng dan mantel penunjaman. Di sepanjang pelat yang menunjam, proses ini akan menyebabkan gempa bumi intraslab (Anggraini, dkk, 2024).

Gempa intraslab umumnya dirasakan secara merata. Dengan kata lain, pusat gempa berada di bagian dalam wilayah subduksi. Gempa intraslab, yang disebabkan oleh proses dehidrasi batuan di dalam bumi oleh lempeng samudra yang menunjam yang pecah atau patah. Gempa ini memiliki karakteristik getaran yang merata, dan karena sumbernya berada di lokasi yang relatif dalam, mereka tidak berpotensi menyebabkan tsunami.

### 2.2.3 Jenis-Jenis Gempa Bumi

Ada beberapa gempa bumi yang dikategorikan berdasarkan penyebab kejadiannya, gempa tersebut dimulai dari gempa yang relatif kecil sampai gempa besar. Jenis-jenis gempa tersebut adalah:

#### a. Gempa Tektonik

Gempa tektonik adalah gempa bumi yang terjadi karena energi elastik yang dilepaskan oleh lempeng tektonik. Bagian kerak bumi yang terpisah disebut lempeng, menurut teori lempeng tektonik. Tujuh lempeng besar membentuk Bumi: Lempeng Eurasia, Lempeng Pasifik, Lempeng Indo Australia, Lempeng Antartika, Lempeng Nazca, dan Lempeng Afrika.

#### b. Gempa Vulkanik

Persentuhan magma dengan dinding gunung api dan tekanan gas pada peledakan yang sangat kuat atau perpindahan magma secara tiba-tiba di dalam dapur magma menyebabkan gempa vulkanik. Karena gempa vulkanik biasanya

disertai dengan meletusnya gunung berapi, kerusakan atau dampak yang ditimbulkannya cukup besar.

c. Gempa Runtuhan

Gempa runtuhan adalah gempa bumi yang terjadi ketika tanah atau batuan runtuh sebagai akibat dari struktur yang curam atau kondisi tanah yang rapuh. Biasanya, gempa ini tidak memiliki dampak yang signifikan dan hanya berdampak pada daerah yang berdekatan.

d. Gempa Tumbukan

Gempa tumbukan adalah gempa yang sangat jarang terjadi karena tumbukan meteor atau asteroid ke permukaan bumi. Namun, energi yang dilepaskan oleh tumbukan meteor ini sama dengan ledakan bom atom.

Gempa bumi dapat dikategorikan berdasarkan kekuatan dan kedalaman fokus (*hypocentre*):

- a) Gempa bumi dangkal (*shallow*) kurang dari 70 km.
- b) Gempa bumi menengah (*intermediate*) kurang dari 300 km.
- c) Gempa bumi dalam (*deep*) lebih dari 300 km – 700 km (Sunarjo, 2012).

Gempa bumi berdasarkan kekuatan magnitudo (M) dapat diklasifikasikan sebagai berikut:

- a. Gempa bumi sangat besar  $M > 8$
- b. Gempa bumi besar  $M 7-8$
- c. Gempa bumi merusak  $M 5-6$
- d. Gempa bumi sedang  $M 4-5$
- e. Gempa bumi kecil  $M 3-4$
- f. Gempa bumi mikro  $M 1-3$
- g. Gempa bumi ultra mikro  $M < 1$

Gempa bumi menurut bentuk episentrumnya dapat dikelompokkan menjadi dua jenis yaitu:

- a. Gempa sentral, yaitu gempa yang episentrumnya berbentuk titik.
- b. Gempa linier, yaitu gempa yang episentrumnya berbentuk garis (Hartuti, 2009).

#### 2.2.4 Proses Terjadinya Gempa

Teori yang menjelaskan mekanisme terjadinya gempa bumi tektonik adalah *Elastic Rebound Theory* yang dikemukakan oleh H. F. Reid pada tahun 1906. Teori ini menjelaskan bahwa lempeng-lempeng tektonik bergerak secara perlahan, relative terhadap satu sama lain dan menimbulkan regangan elastis. Jika regangan ini melebihi kapasitas batuan, maka batuan akan mengalami patah atau runtuh (*rupture*) (Lowrie, 2007).

Regangan terjadi pada daerah antara dua lempeng yang bertumpu. Karena lempeng Samudera lebih densitas daripada lempeng Benua, salah satu lempeng akan menyusup ke bawah lempeng yang lain dan akhirnya masuk ke bawah lempeng benua. Apabila tegangan melampaui kekuatan kulit bumi, lokasi tersebut berada di titik terlemah. Kulit bumi yang hancur akan melepaskan energi atau tegangan, sebagian atau seluruhnya, untuk kembali ke kondisi awal, dan inilah dimana gempa bumi terjadi (Kurniawan, 2016).

Ada pergeseran tektonik yang saling menekan yang menyebabkan terjadinya gempa tektonik. Kondisi menjadi terjepit dan terkunci karena permukaan lempeng yang kasar saling bergesekan dan gaya tekan (*stress*) pada batuan di sekitarnya. Di sini terjadi penimbunan energi yang semakin besar seiring waktu. Ketika energi dalam batuan mencapai batasnya, batuan akan pecah, menyebabkan perpindahan energi yang tiba-tiba. Setelah terjadi perpindahan maka gaya-gaya yang bekerja akan kembali seperti semula (*Elastic Rebound Theory*).

#### 2.2.5 Parameter Gempa

Besaran gempa bumi adalah ukuran kekuatan yang dapat dihitung berdasarkan data dari seismograf atau alat perekam gempa dan digunakan sebagai acuan untuk menentukan nilai besaran dan lokasi gempa bumi (Mahmuda dkk, 2023). Parameter gempabumi dapat dibagi menjadi beberapa diantaranya yaitu:

a. Waktu Terjadinya Gempa (*Origin Time*)

Waktu terjadinya gempa bumi didefinisikan sebagai waktu ketika gempa bumi terjadi di sumbernya pada kedalaman tertentu di lapisan bumi. Pada saat itu, gelombang gempa bumi terlepas dari akumulasi tegangan, atau stres. Tempat asal

waktu ditunjukkan dalam satuan waktu internasional yang dikenal sebagai UTC (*Universal Time Coordinated*) (Sunarjo dkk, 2012).

b. Hiposenter

Hiposenter adalah pusat gempa bumi dibawah permukaan bumi. Lokasi hiposenter ditunjukkan dengan kedalaman. Hiposenter menyatakan jarak titik pusat gempa di bawah permukaan bumi ke stasiun pengamatan. Jarak hiposenter dapat diketahui dengan terlebih dahulu menghitung episenter gempa. Adapun persamaan untuk mencari hiposenter yaitu:

$$R^2 = \Delta^2 + h^2 \quad (2.1)$$

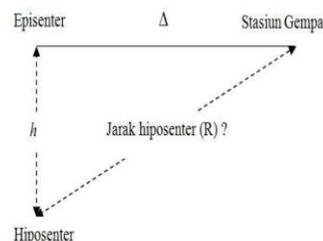
Dimana R adalah jarak hiposenter,  $\Delta$  adalah jarak episenter, dan h adalah kedalaman gempa bumi.

c. Episenter

Episentrum adalah titik dipermukaan bumi. Lokasi episenter ditunjukkan dengan titik koordinat di permukaan bumi. Episenter menyatakan jarak titik episenter ke stasiun pengamatan (Asna, 2017). Adapun persamaan untuk menghitung nilai dari episenter yaitu:

$$\Delta^2 = (x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 \quad (2.2)$$

Dengan  $\Delta$  adalah jarak episenter,  $x_2$  adalah titik koordinat lintang stasiun,  $x_1$  adalah titik koordinat lintang sumber gempa,  $y_2$  adalah koordinat bujur stasiun, dan  $y_1$  adalah koordinat bujur sumber gempa (Saputri, 2020)



Dalam data gempa, jarak (*distance*) mengacu pada jarak antara pusat gempa (hiposenter atau episenter) dan lokasi tertentu di permukaan bumi. Jarak ini dapat mencakup berbagai jenis jarak, seperti:

- a) Jarak episenter (*Epicentral Distance*), atau jarak episentral, adalah jarak horizontal dari episenter, yang merupakan titik di permukaan bumi tepat di atas

hiposenter, ke lokasi tertentu di permukaan bumi. Seringkali diukur dalam kilometer (km).

- b) Jarak hiposenter (*Hypocentral Distance*), juga dikenal sebagai jarak hiposenter, adalah jarak langsung dari hiposenter, yaitu titik di bawah permukaan bumi di mana gempa dimulai, ke lokasi tertentu di permukaan bumi. Seringkali, ukurannya diukur dalam kilometer (km).
- c) *Great Circle Distance* adalah jarak terpendek antara dua titik di permukaan bumi untuk menghitung jarak antara sumber gempa dan lokasi tertentu (seperti stasiun pengukuran) untuk menganalisis percepatan tanah maksimum PGA (*Peak Ground Acceleration*). PGA adalah ukuran intensitas getaran tanah selama gempa bumi dan merupakan parameter penting dalam desain bangunan tahan gempa.

Pengukuran jarak ini sangat penting untuk memahami efek gempa di berbagai tempat, termasuk intensitas getaran yang dirasakan dan potensi kerusakan yang ditimbulkan. Jarak ini juga digunakan dalam analisis seismik untuk menentukan lokasi dan kekuatan gempa, serta untuk merancang sistem peringatan dini.

#### d. Magnitudo

Magnitudo atau kekuatan gempa bumi, yaitu parameter gempa bumi yang merupakan ukuran dari kekuatan gempa bumi yang dapat menggambarkan besar atau kecilnya energi yang dihasilkan dan dilihat dari seismograf. Kekuatan magnitudo dengan satuan skala Richter (Harahap, 2020). Pada umumnya magnitudo diukur berdasarkan amplitudo dan periode fase gelombang tertentu. Secara umum, magnitudo dapat dihitung menggunakan formula Skala Richter (1935) sebagai berikut:

$$M = \log \frac{A}{T} + F(\Delta, h) + C_s + C_R \quad (2.3)$$

Keterangan:

- $M$  = Magnitudo  
 $A$  = Amplitudo Gerakan tanah (mikron)  
 $T$  = Periode gelombang  
 $\Delta$  = Jarak pusat gempa (episenter)  
 $h$  = Kedalaman gempa

$C_S$  = Koreksi stasiun oleh struktur lokal

$C_R$  = Koreksi regional yang berbeda di setiap daerah gempa

Secara umum magnitudo gempa bumi dapat dibedakan menjadi:

### 1. Magnitudo Lokal

Magnitudo Lokal ( $M_L$ ) pertama kali dikembangkan oleh Charles Richter pada tahun 1935. Ide dasarnya adalah dengan mengukur kekuatan gempa bumi yang sering terjadi di California berdasarkan skala sebuah alat dan bukan berdasarkan skala sebuah alat dan bahkan berdasarkan skala yang dirasakan oleh manusia. Skala Richter atau Magnitudo Lokal ini cocok digunakan untuk gempa-gempa lokal saja atau gempabumi yang berjarak kurang dari 600 km dan gempa-gempa kecil. Apabila jaraknya sudah >600 km dan skala gempa juga besar, maka skala Richter ini sudah tidak sesuai lagi digunakan. Rumus empiris skala magnitudo Richter yaitu:

$$M_L = \log A_{max} - \log A_0 \quad (2.4)$$

Dengan  $M_L$  adalah magnitudo lokal,  $A_{max}$  adalah *displacement* gempa bumi atau amplitudo sinyal yang diukur dari garis nol ke puncak pada seismograf Wood-Anderson (dalam  $\mu m$ ), dan  $A_0$  adalah kejadian referensi pada jarak dan waktu tertentu.

### 2. Magnitudo Badan

Terbatas penggunaan Magnitudo Lokal untuk jarak tertentu sehingga perlu dikembangkan tipe magnitudo yang bisa digunakan secara luas. Salah satunya adalah magnitudo bodi (*Body-Wave Magnitude*). Magnitudo ini didefinisikan berdasarkan catatan amplitudo dari gelombang primer yang menjalar melalui bagian dalam bumi (Lay dan Wallace, 1995).

Magnitudo lokal sangat akurat untuk kejadian gempa bumi yang berskala lokal maupun regional, namun ada keterbatasan tipe alat dan kisaran jarak, yang tidak praktis untuk karakterisasi skala global. Diluar jarak regional, dimana gelombang primer menjadi fase yang jelas, maka praktis untuk mendefinisikan suatu skala magnitudo gelombang badan diperoleh berdasarkan amplitudo badan (primer atau sekunder) disimbolkan sebagai  $M_b$ . Magnitudo ini diperkenalkan oleh Gutenberg pada tahun 1946 dan dapat dihitung dengan formula:

$$M_b = \log \log \left( \frac{A}{T} \right) + Q(\Delta, h) \quad (2.5)$$

Keterangan:

$M_b$	= Magnitudo gelombang badan
$A$	= Amplitudo getaran tanah ( $\mu m$ )
$T$	= Periode getaran tanah (s)
$Q$	= Koreksi jarak episenter
$\Delta$	= Episenter
$h$	= Kedalaman gempa (km)

### 3. Magnitudo Permukaan

Magnitudo permukaan (*Surface-wave Magnitudo*) adalah hasil pengukuran terhadap gelombang permukaan. Untuk jarak  $D > 600$  Km seismograf periode Panjang (*long-period seismogram*) dari gempa bumi dangkal didominasi oleh gelombang permukaan. Gelombang ini hanya mempunyai periode sekitar 20 detik (Lay dan Wallace, 1995). Amplitudo permukaan sangat bergantung pada jarak episenter dan kedalaman sumber gempa bumi. Gempa bumi dalam tidak menghasilkan gelombang permukaan, karena itu  $M_s$  tidak menghasilkan gelombang permukaan, karena itu persamaan  $M_s$  tidak memerlukan koreksi kedalaman. Magnitudo ini diperkenalkan oleh Gutenberg pada tahun 1936 dan dapat dihitung dengan rumus sebagai berikut:

$$M_s = \log A_{20} + \alpha \log \Delta + \beta \quad (2.6)$$

Keterangan:

$M_s$	= Magnitudo gelombang permukaan
$A_{20}$	= Amplitudo max pada periode 20 detik
$\Delta$	= Jarak episenter (km)
$\alpha$	= Konstanta
$\beta$	= Koefisien dari pendekatan empiris

### 4. Magnitudo Momen

Penelitian yang telah dilakukan menunjukkan bahwa magnitudo momen yang disimbolkan dengan  $M_w$  merupakan besaran magnitudo gempa bumi yang terbaik dan konsisten dalam menunjukkan besar kekuatan gempabumi. Nilai magnitudo momen dipengaruhi oleh momen seismiknya. Momen seismik disimbolkan sebagai  $M_0$  dapat diestimasi dari analisis karakteristik gelombang

gempa bumi yang direkam di stasiun dengan seismograf periode bebas (*broadband seismograph*) (Lay dan Wallace, 1995). Rumus umum momen seismic adalah sebagai berikut:

$$(M_0) = \mu D a \quad (2.7)$$

Keterangan:

- $M_0$  = Momen seismik
- $\mu$  = Rigiditas
- $a$  = Area bidang sesar
- $D$  = Pergeseran rata-rata bidang sesar

Kemudian dari nilai momen seismic yang diperoleh, dapat diturunkan untuk mendapatkan nilai magnitudo momen sebagai berikut:

$$M_w = (\log M_0 / 1.5) - 10.73 \quad (2.8)$$

Keterangan:

- $M_w$  = Magnitudo momen
- $M_0$  = Momen seismik

Dalam rumus percepatan tanah, magnitudo yang dibutuhkan adalah magnitudo permukaan ( $M_S$ ). Berikut ini merupakan hubungan antara beberapa magnitudo:

Hubungan antara magnitudo permukaan ( $M_S$ ) dengan magnitudo gelombang badan ( $M_b$ )

$$M_S = 1.59M_b - 3.97 \quad (2.9)$$

Hubungan antara magnitudo permukaan ( $M_S$ ) dengan momen seismik ( $M_0$ )

$$\log M_0 = 1.5M_S - 16.1 \quad (2.10)$$

### 2.2.6 Intensitas Gempa

Intensitas gempa adalah klasifikasi kekuatan guncangan gempa berdasarkan data yang direkam oleh alat seismograf. Untuk mengetahui intensitas kekuatan gempa, maka digunakan skala intensitas gempa. Skala yang biasa digunakan adalah Richter Magnitudo Scale dan *Modified Mercalli Intensity* (MMI). Richter mendasarkan skalanya pada magnitudo dengan menggunakan angka 1 sampai 9. Jadi semakin besar angka, semakin besar magnitudonya (Fitriyani dkk, 2017).

Skala Richter mengukur Magnitudo gempa berdasarkan amplitudo yang terjadi sehingga lebih objektif.

Tabel 2.1 Efek gempa berdasarkan Skala Richter

Skala Richter	Efek Gempa
>2,0	Gempa kecil yang tidak terasa
2,0 – 2,9	Gempa tidak terasa, data terekam alat
3,0 – 3,9	Gempa seringkali terasa, tetapi jarang dirasakan
4,0 – 4,9	Gempa dapat diketahui getarannya, kerusakannya tidak signifikan
5,0 – 5,9	Gempa menyebabkan kerusakan pada area kecil
6,0 – 6,9	Gempa dapat merusak area hingga jarak sekitar 160 Km
7,0 – 7,9	Gempa menyebabkan kerusakan pada area luas

Sedangkan skala *Modified Mercalli Intensity* (MMI) adalah mengukur intensitas gempa berdasarkan efeknya terhadap manusia atau bangunan sehingga lebih bersifat subjektif, maka untuk menentukan suatu kerusakan yang diakibatkan oleh gempa, maka pengamatan yang dilakukan oleh beberapa orang akan mempunyai pendapat yang berbeda mengenai tingkat kerusakannya. Jika dibandingkan antara skala *Richter* dan skala MMI diperoleh hubungan:

Tabel 2.2 Hubungan antara magnitudo dan intensitas gempa

Magnitudo (Richter)	Intensitas (MMI)	Pengaruh-pengaruh Tipikal
$\leq 2$	I – II	Pada umumnya tidak terasa.
3	III	Terasa di dalam rumah, tidak ada kerusakan.
4	IV – V	Terjadi oleh orang banyak, barang-barang bergerak. Tidak ada kerusakan structural.
5	VI – VII	Kerusakan beberapa kerusakan structural, seperti retak-retak pada dinding.

6	VII – VIII	Kerusakan menengah, seperti hancurnya dinding.
7	IX – X	Kerusakan besar, seperti runtuhnya bangunan.
$\geq 8$	XI – XII	Rusak total atau hampir hancur total.

Tingkat resiko akibat gelombang gempa bumi yang terjadi di suatu daerah digolongkan menjadi 10 berdasarkan nilai percepatan getaran tanah maksimum dan intensitas, seperti yang ditunjukkan pada tabel 2.3 berikut:

Tabel 2.3 Tingkat Resiko gempa bumi berdasarkan nilai percepatan getaran tanah maksimum dan intensitas (Firdausyah, 2022)

No.	Tingkat Resiko	PGA (gal)	Intensitas
1.	Resiko sangat kecil	<25	<VI
2.	Resiko kecil	25-50	VI-VII
3.	Resiko sedang satu	50-75	VII-VIII
4.	Resiko sedang dua	75-100	VII-VIII
5.	Resiko sedang tiga	100-125	VII-VIII
6.	Resiko besar satu	125-150	VIII-X
7.	Resiko besar dua	150-200	VIII-X
8.	Resiko besar tiga	200-300	VIII-X
9.	Resiko sangat besar satu	300-600	IX-X
10.	Resiko sangat besar dua	>600	>X

### 2.2.7 Karakteristik Gempa

#### 1. Patahan

Secara umum pergerakan dasar patahan (*fault*) adalah sebagai berikut:

- a. Patahan Mendatar (*slip fault*)
- b. Patahan Turun (*gravity fault*)
- c. Patahan Naik (*thrust fault*)
- d. Patahan Miring (*oblique slip fault*)

## 2. Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang elastik yang dihasilkan oleh gempabumi dan menjalar ke seluruh bagian dalam bumi melalui permukaan bumi. Prinsip perambatan gelombang seismik dalam lapisan bumi sama dengan prinsip perambatan gelombang cahaya. Sifat elastis batuan yang melalui gelombang seismik menentukan bagaimana gelombang itu merambat. Gelombang seismik dapat diklasifikasikan menjadi dua jenis yaitu, gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*) (Sunarjo, 2012).

### A. Gelombang Badan (*Body Wave*)

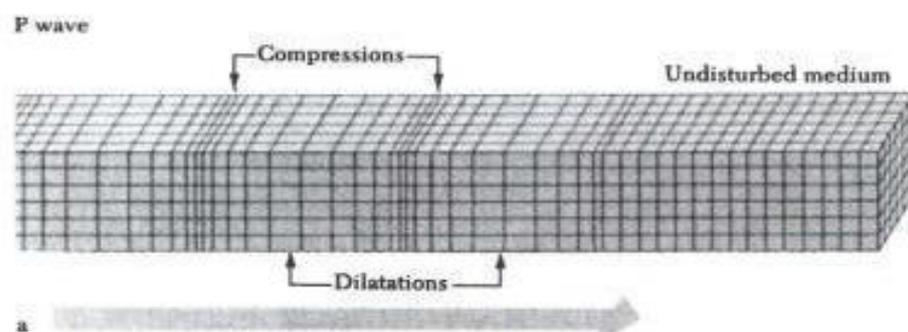
Gelombang badan adalah gelombang yang menjalar dalam medium elastik serta arah rambatnya ke seluruh bagian dalam bumi. Berdasarkan gerak partikel pada medium dan arah penjarannya gelombang badan dibagi menjadi dua yaitu:

#### a. Gelombang Primer (*P-Wave*)

Gelombang longitudinal, juga dikenal sebagai gelombang kompresional, adalah jenis gelombang di mana gerakan partikel sejajar dengan arah rambatannya. Dengan waktu penjaralan yang paling cepat, gelombang primer dapat menjalar pada media apa pun, baik padat, cair, atau gas. Persamaan berikut dapat digunakan untuk menghitung kecepatan gelombang primer (Lowrie, 2007).

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{3}{4}\mu}{\rho}} \quad (2.11)$$

Dimana  $V_p$  adalah kecepatan gelombang primer (m/s),  $K$  adalah modulus Bulk (Pa),  $\mu$  adalah rigiditas atau modulus geser ( $N/m^2$ ), dan  $\rho$  adalah densitas batuan ( $Kg/m^3$ ). Berikut adalah ilustrasi dari gelombang primer.

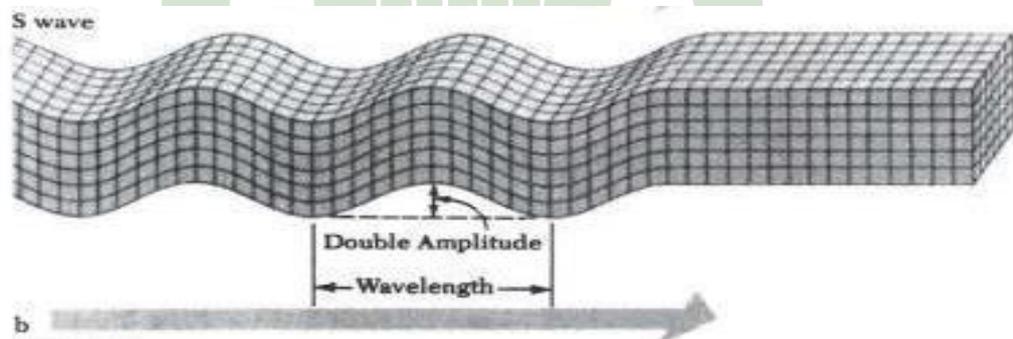


b. Gelombang Sekunder (*S-Wave*)

Gelombang transversal, juga dikenal sebagai gelombang shear, adalah gelombang yang memiliki arah gerakan tegak lurus dengan arah rambatnya, seperti yang ditunjukkan pada gambar. Ini dikenal sebagai gelombang sekunder. Karena medium cair dan gas tidak memiliki daya elastisitas yang diperlukan untuk kembali ke bentuk awalnya, gelombang sekunder hanya dapat merambat pada medium padat. Kecepatan gelombang ini dapat dihitung dengan persamaan berikut (Lowrie, 2007).

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.12)$$

Dimana  $V_s$  adalah kecepatan gelombang sekunder (m/s),  $\mu$  adalah rigiditas atau modulus geser ( $N/m^2$ ), dan  $\rho$  adalah densitas batuan ( $kg/m^3$ ).

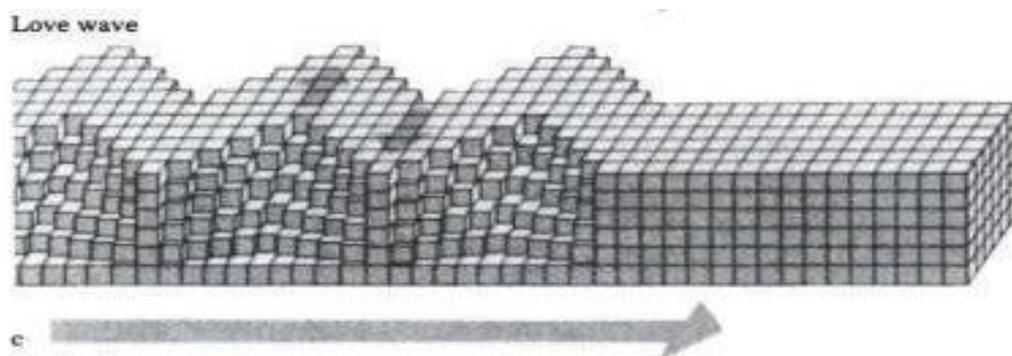


B. Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan (*surface wave*) adalah gelombang elastik yang menjalar sepanjang lapisan permukaan bumi. Meskipun mereka menjalar lebih lambat dibandingkan dengan gelombang badan, mereka biasanya menyebabkan kerusakan yang lebih besar karena pergerakan tanah yang lebih besar dan waktu yang lebih lama mereka habiskan untuk melewati permukaan bumi (Sunarjo, 2012). Gelombang permukaan dibedakan menjadi dua yaitu:

a. Gelombang Love

Gelombang Love (L) pertama kali diperkenalkan oleh matematikawan berkebangsaan Inggris bernama A.E.H. Love pada tahun 1911. Gelombang Love terbentuk karena adanya interferensi konstruktif dari gelombang sekunder yang arah Gerakannya partikelnya horizontal. Hal inilah yang menyebabkan tanah mengalami pergeseran ke arah horizontal. Gelombang Love memiliki kecepatan rambat gelombang ( $V_L$ ) lebih besar dari gelombang sekunder di permukaan bumi ( $V_{S1}$ ) dan lebih kecil dari kecepatan gelombang sekunder di lapisan lebih dalam ( $V_{S2}$ ), sehingga gelombang Love hanya dapat merambat pada permukaan bumi (Lowrie, 2007).

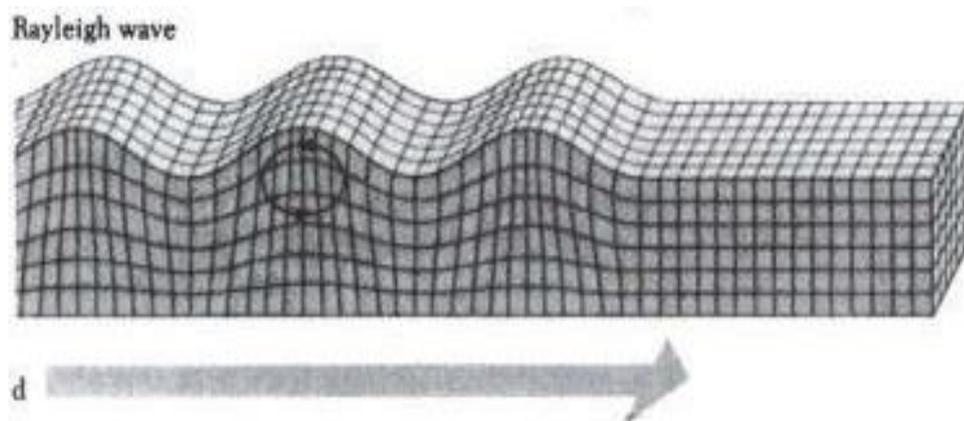


Gambar 2.4 Ilustrasi Gelombang Permukaan (Surface Wave)

b. Gelombang Rayleigh

Gelombang Rayleigh (R) diperkenalkan oleh Lord Rayleigh pada tahun 1885. Gelombang ini merupakan hasil kombinasi Gerakan gelombang primer dan sekunder yang gerakannya menyerupai elips dan tegak lurus terhadap permukaan dan arah penjalarannya (Susilawati, 2008). Gelombang ini dapat merambat melalui medium cair sehingga amplifikasi gelombang akan sering terjadi dan menyebabkan semakin bertambahnya kerusakan bangunan akibat gempa, pengaruh dari gelombang ini dapat dirasakan pada jarak tertentu dari episenter. Persamaan kecepatan gelombang Rayleigh adalah sebagai berikut (Elnashai, 2008):

$$V_R \approx 0,92V_S \quad (2.13)$$



### 2.3 Percepatan Tanah Maksimum

Percepatan tanah maksimum (PGA) adalah nilai yang dihitung di titik pengamatan atau titik penelitian pada permukaan bumi dari Riwayat gempabumi dengan nilai perhitungan dipilih yang terbesar (Firdausyiah, 2022). Percepatan tanah maksimum merupakan nilai terbesar percepatan tanah yang timbul karena adanya gelombang gempa yang ditimbulkan karena adanya gempa dalam periode waktu tertentu. Untuk data percepatan tanah yang terjadi pada suatu lokasi terjadinya gempa menggambarkan tingkat resiko gempa bumi. Semakin besar nilai percepatan tanah maksimum yang dihasilkan maka semakin besar pula tingkat resiko kegempaan yang akan terjadi pada lokasi kejadian gempa. Satuan untuk percepatan tanah maksimum dinyatakan dalam bentuk gal atau  $\text{cm/s}^2$  (1 gal = 981 g)

Faktor-faktor yang mempengaruhi nilai percepatan tanah maksimum antara lain adalah (Nurjannah, 2023):

- a. Magnitudo gempa
- b. Kedalaman hiposenter
- c. Jarak episenter

Setiap gempabumi yang terjadi akan menimbulkan satu nilai percepatan tanah yang menunjukkan resiko gempabumi yang perlu diperhitungkan dalam perencanaan bangunan yang akan tahan terhadap gempa bumi (Marbun, 2023). Semakin besar magnitudo pada suatu wilayah maka akan semakin besar jumlah energi yang dikeluarkan dari sumber gempa, sehingga percepatan tanah yang timbul juga semakin besar. Dan semakin dalam jarak hiposenter dan semakin jauh jarak episenter maka percepatan permukaan tanah yang timbul akan semakin kecil (Winda, 2023).

Untuk pengukuran percepatan tanah dapat dilakukan dengan cara empiris, yaitu dengan pendekatan dari beberapa rumus yang diturunkan dari magnitude gempa bumi dan data intensitas. Perumusan ini tidak selalu benar, bahkan dari satu metode ke metode lainnya tidak selalu sama, namun cukup memberikan gambaran umum tentang PGA (Sunarjo dkk, 2012).

### 1. *Accelerograph*

Adalah instrumen yang digunakan untuk merekam guncangan permukaan tanah yang sangat akurat untuk mengukur percepatan getaran permukaan tanah. *Accelerograph* pada umumnya ditempatkan di suatu daerah untuk mengukur variasi guncangan pada struktur geologi setempat. *Accelerograph* sangat berguna apabila *seismograph* yang biasanya digunakan untuk menentukan lokasi dan magnitudo kejadian gempa bumi mengalami *off scale* atau bahkan berhenti beroperasi saat ada guncangan yang sangat kuat sehingga tidak dapat memberikan data. *Accelerograph* didesain mampu untuk bekerja pada saat terjadi gempa bumi yang sangat kuat, sehingga getaran tanah yang terjadi mampu direkam. Rekaman dari *accelerograph* memberikan informasi nilai PGA di suatu tempat akibat adanya gempa bumi baik kuat maupun lemah. Informasi yang didapatkan digunakan untuk mempelajari karakteristik getaran gempa bumi serta dapat digunakan sebagai input dalam analisis rambatan gelombang, analisis dinamis bangunan, desain bangunan, dan penentuan lokasi struktur tanah yang aman (Sungkowo, 2018).

Cara kerja dari *accelerograph* adalah sebagai berikut: getaran gelombang seismik yang merupakan besaran fisis akan ditangkap oleh sensor *accelerometer*. Sensor *accelerometer* akan mengubah besaran fisis menjadi besaran elektrik. Output dari *accelerometer* ini sudah berupa tegangan analog. Kemudian tegangan analog ini akan diubah oleh ADC menjadi *count* yang sudah berbentuk digital. Tegangan digital atau tegangan puncak ke puncak ( $V_{pp}$ ) ini merupakan daya output dari sensor yang berfungsi sebagai input dari digitizer (Sukanta dkk, 2010).

### 2. Formula Empiris

Formula empiris adalah suatu persamaan atau rumus yang dikembangkan berdasarkan data pengamatan atau hasil eksperimen, bukan

berdasarkan teori atau prinsip dasar. Formula ini digunakan untuk menggambarkan hubungan antara variabel dalam suatu fenomena atau proses yang diamati.

Ciri-ciri Formula Empiris:

a) Berdasarkan Data Observasi:

Formula empiris dikembangkan berdasarkan analisis data aktual yang dikumpulkan melalui eksperimen, survei, atau observasi langsung. Misalnya saja dalam bidang seismologi, data gempa bumi yang terjadi di berbagai lokasi digunakan untuk menyusun rumus empiris dalam memperkirakan percepatan tanah maksimum (PGA).

b) Pendekatan Praktis dan Spesifik

Formula empiris dirancang untuk menjawab pertanyaan atau masalah spesifik berdasarkan konteks data yang ada. Karena itu, formula ini sangat sesuai untuk aplikasi praktis dalam dunia nyata, seperti perancangan bangunan tahan gempa, prediksi cuaca

c) Mengandung Parameter Statistik

Formula empiris seringkali mencakup parameter yang diestimasi melalui metode statistik, seperti regresi linier atau analisis kurva. Parameter ini disesuaikan untuk mencocokkan data dan meminimalkan kesalahan prediksi.

d) Validitas Terbatas

Formula empiris biasanya hanya berlaku dalam rentang kondisi atau parameter yang sudah teruji. Jika diterapkan di luar rentang ini, akurasi formula bisa menurun secara signifikan.

e) Sederhana dan Mudah Diterapkan

Formula empiris umumnya lebih sederhana dibandingkan model teoritis murni, yang memudahkan penerapannya dalam berbagai bidang. Kesederhanaan ini membuatnya lebih praktis digunakan oleh para profesional di lapangan.

f) Kurang Penjelasan Teoretis

Meskipun formula empiris bisa sangat akurat, mereka sering kali tidak memberikan penjelasan teoritis mendalam tentang fenomena yang diamati.

Ini karena fokusnya adalah pada pencocokan data, bukan pada pemahaman mendalam tentang proses di baliknya.

g) Adaptasi terhadap Kondisi Spesifik

Formula empiris seringkali disesuaikan atau dikalibrasi untuk kondisi lokal atau spesifik, seperti karakteristik geologi dalam studi seismik atau perilaku konsumen dalam ekonomi.

h) Mudah Diperbarui

Karena rumus ini didasarkan pada data empiris, maka rumus ini dapat diperbarui atau disesuaikan dengan data baru atau perubahan kondisi agar tetap relevan dari waktu ke waktu.

Metode formula empiris merupakan metode perhitungan nilai PGA menggunakan rumus empiris sederhana. Beberapa metode pada umumnya memerlukan parameter berupa magnitude, kedalaman dan jarak hiposenter gempa bumi. Penentuan metode empiris PGA Sebagian besar diturunkan di luar Indonesia, mengingat belum adanya formula khusus di Indonesia. Oleh karena itu, seringkali menggunakan metode empiris yang diperoleh di luar Indonesia dengan asumsi adanya kesamaan dari geologi.

Seiring dengan perkembangan dan semakin banyaknya *seismograf* dan *accelerograph* yang terpasang, beberapa peneliti membuat formula empiris secara khusus untuk daerah tertentu. Pada penulisan tugas akhir ini, penulis merujuk pada persamaan empiris Zhao dkk (2006). Persamaan GMPE (*Ground Motion Prediction Equation*) Zhao dkk, (2006) berlaku untuk sumber gempa yang berada di area subduksi. Persamaan ini dikembangkan dari hasil pengamatan catatan gempa yang terjadi di Jepang. 1.508 dari data gempa tersebut merupakan gempa subduksi *interface*. Zhao dkk, (2006) menentukan maksimum kedalaman untuk *interface* sampai dengan 50 km. parameter dan fungsi Zhao dkk, (2006) dapat dilihat pada persamaan 2.14 dan persamaan 2.15 dibawah ini.

$$\log \log (y) = aM + bx - \log \log (r_{ij}) + e(h - h_c)\delta_h + F_R + S_1 + S_S + S_{SL} \log_s(x) + C_K + \xi_{i,j} + \eta_i \quad (2.14)$$

$$r_{i,j} = r_{i,j} + c \exp (dM_{wi}) \quad (2.15)$$

Keterangan:

$y$  = PGA ( $\text{cm}/\text{dt}^2$ ) dengan 5% *damping*

$M_w$  = *moment magnitude*

$x$  = jarak sumber gempa

$h$  = kedalaman fokal

$F_r$  = parameter *reverse-fault*; parameter ini hanya digunakan untuk *event crustal* dengan *reverse-faulting*; nilainya nol untuk event yang lain.

$S_1$  = parameter sumber tipe tektonik yang digunakan untuk event *interface* dan bernilai nol untuk tipe yang lain.

$S_s$  = parameter untuk event subduksi slab (*intraslab*) dan bernilai nol untuk event yang lain

$S_{SL}$  = bagian jalur modifikasi dari *magnitudo-independent* pada event *slab* untuk menghitung jalur perjalanan gelombang seismik yang kompleks pada *even slab*

$C_k$  = koefisien *site class*

$h_c$  = kedalaman konstan

$r_{i,j}$  = kesalahan *intra-event*

selain parameter-parameter di atas, Persamaan GMPE Zhao dkk. ((2006) juga memiliki koefisien a, b, c, dan e, *site-class*  $C_k$ , koefisien *reverse-fault*  $F_R$  dan tipe sumber  $S_1$ ,  $S_s$ , dan  $S_{SL}$ , parameter tersebut didapat dengan analisis regresi untuk masing-masing periode (Pusgem, 2017).

### 3. Fungsi Atenuasi

Atenuasi percepatan tanah (*Ground Motion Attenuation*) adalah proses atau rumusan percepatan tanah akibat gempa bumi ataupun intensitas gempabumi akan mengecil pada jarak yang semakin jauh dari sumber gempa bumi. Fungsi atenuasi bergantung kepada model sumber gempabumi yang digunakan (Shyntia dkk, 2019).

Fungsi atenuasi merupakan suatu fungsi yang menggambarkan hubungan antara parameter pergerakan tanah (spectra percepatan), magnitudo (M), dan jarak (R) dari suatu sumber titik dalam daerah penelitian. Secara umum, fungsi atenuasi tergantung pada faktor-faktor diantaranya sebagai berikut:

- a. Tipe mekanisme sumber gempa daerah yang ditinjau
- b. Jarak episenter
- c. Kondisi lapisan kulit bumi yang dilintasi oleh gelombang gempa
- d. Kondisi tanah lokal di sekitar lokasi.

Fungsi atenuasi merupakan suatu fungsi khas yang diturunkan dari data gempa pada suatu lokasi tertentu. Penurunan semua model atenuasi didasarkan atas analisa statistik dan Gerakan tanah terekam. Sejumlah peneliti telah mempublikasi beberapa fungsi atenuasi berdasarkan catatan gempa yang pernah terjadi melalui *accelerograph*. Untuk mendapatkan fungsi atenuasi yang sesuai maka diperlukan data percepatan tanah yang banyak dari daerah penelitian. Namun, hingga saat ini belum ada fungsi atenuasi yang dihasilkan dari catatan gempa di wilayah Indonesia.

Indonesia belum mempunyai data untuk memperoleh fungsi atenuasi, sehingga harus menggunakan fungsi atenuasi dari wilayah lain. pemilihan fungsi atenuasi dari wilayah lain. pemilihan fungsi atenuasi ini berdasarkan pada kesamaan geologi dan struktur di daerah tersebut. Sebagian besar telah menggunakan persamaan atenuasi *Next Generation Attenuation* (NGA), dengan menggunakan data gempa global dalam pembuatannya. Penggunaan fungsi atenuasi pada penelitian ini yaitu:

- a. Sumber gempa subduksi *interface*, model sumber gempa subduksi:
  1. *Geomatrix subduction* (Young dkk, SRL, 1997)
  2. *Atkinson-Boore BC rock and global source subduction*, (Atkinson & Boore, 2003)
  3. *Zhao et al., with variable Vs-30*. (Zhao dkk, 2006)

Rumusan Zhao, dkk (2006)

$$\ln PGA = 1.101 Mw - 0,00563 R_{hypo} - \ln r + 0,01412(h - 15) + S_s + S_{SL} \quad (2.16)$$

tidak hanya jarak ke sumber gempa dan magnitudo saja yang mempengaruhi besarnya nilai PGA kondisi tanah juga salah satu faktornya.

#### b. Geologi Sumatera Utara

Kondisi tanah di Sumatera Utara (Sumut) dipengaruhi oleh topografi, geologi, dan proses tektonik yang aktif. Sumut berada di dekat zona subduksi antara Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia, dan struktur geologinya dipengaruhi oleh sesar besar seperti Sesar Semangko. Ini membuat daerah ini memiliki karakteristik tanah yang berbeda dan rawan gempa bumi. Tanah aluvial yang kaya akan mineral sering ditemukan di daerah dataran rendah dan dekat sungai seperti di Medan dan sekitarnya. Meskipun tanah ini biasanya subur dan baik untuk pertanian, erosi dan banjir juga merupakan ancaman. Tanah vulkanik dominan di wilayah pegunungan, seperti di sekitar Gunung Sinabung dan Gunung Sibayak. Tanah ini berasal dari bahan yang terbentuk saat letusan gunung berapi yang cenderung sangat subur, ideal untuk pertanian, namun mungkin tidak stabil di daerah lereng curam (Panjaitan, 2024).

Tanah berpasir umumnya ditemukan di sepanjang pantai timur Sumatera Utara, sementara tanah berlempung (*clay*) dapat ditemukan di daerah dataran rendah dan lembah. Tanah berlempung dapat menjadi masalah bagi konstruksi karena sifatnya yang ekspansif, yang bisa menyebabkan retakan pada struktur bangunan jika tidak diolah dengan benar. Kondisi tanah yang bervariasi ini juga mempengaruhi respons seismik di berbagai wilayah. Daerah dengan tanah lunak seperti tanah aluvial dapat mengalami amplifikasi gelombang seismik yang lebih besar, meningkatkan risiko kerusakan selama gempa bumi terjadi (Ramadhan, 2022).

## 2.4 Penelitian Terdahulu

Pada penelitian (Jhon X. Zhao. 2006) dengan judul penelitian Persamaan Prediksi Gerakan Tanah Untuk Kerak Dangkal dan Gempa Bumi Mantel Atas Jepang Menggunakan Kelas Situs dan Fungsi Atenuasi Geometris Sederhana. Berdasarkan penelitiannya Magnitudo Momen ( $M_w$ ) diatas 5,9 dan kategori gempa bumi adalah tektonik. Dan pengaruh zona vulkanik menggunakan koefisien atenuasi yang diterapkan pada horizontal jarak gelombang seismic dalam zona vulkanik.

Pada penelitian (Zhao, 2015) dengan judul Model Situs Nonlinier Berasal dari 1D untuk Gerakan Tanah Persamaan Prediksi Menggunakan Kelas Situs

Sebagai Parameter Situs. Penelitian ini dilakukan untuk memodelkan regresi efek acak dipasang pada rasio amplifikasi spectral yang akan dihitung pengaruh rasio impedansi lokasi, besaran gempa, dan jarak sumber gempa dari catatan *accelerograph*. Dan memodelkan GMPE untuk mempertimbangkan bahwa model 1D adalah asumsi sederhana dalam perekam di setiap stasiun di dunia.

## 2.5 Regresi Non-Linier

Regresi non linear merupakan suatu metode untuk mendapatkan model Non Linear yang menyatakan hubungan peubah terikat (*dependent variable*) dan variabel bebas (*independent variable*). Regresi non linear dapat mengestimasi model hubungan peubah dependent dan peubah independent dalam bentuk non linear dengan keakuratan yang lebih baik daripada regresi linear karena dalam mengestimasi model menggunakan iterasi algoritma (Mujahid dkk, 2022).

Apabila hubungan antara variabel independen dan variabel dependen tidak linier, maka regresi dikatakan regresi non linier. Bentuk hubungan regresi non linier adalah:

$$Y_i = f(X_i, y + \varepsilon) \quad (2.17)$$

Dengan  $Y_i$  adalah fungsi respon non linier dari parameternya.

Salah satu bentuk dari regresi non linier Metode *least squares* atau metode kuadrat terkecil adalah teknik yang digunakan dalam statistik dan analisis data untuk menemukan garis terbaik yang menggambarkan hubungan antara dua variabel atau lebih. Metode *least squares* atau kuadrat terkecil adalah teknik yang umum digunakan untuk mengestimasi parameter dalam model regresi. Pada regresi non-linear, metode ini masih relevan tetapi prosesnya sedikit lebih rumit dibandingkan dengan regresi linier karena hubungan antara variabel independen dan dependen tidak berupa garis lurus (Prihatmono, 2020). Rumus pada metode least square dalam regresi non linier adalah:

$$Y = a + bx \quad (2.18)$$

Keterangan:

$Y$ : besarnya nilai yang dicari

$a$  : trend pada periode dasar

$b$  : tingkat perkembangan nilai yang dicari

$x$  : unit waktu yang dihitung dari periode dasar

### 2.5.1 R-Square atau Koefisien Determinasi

R-square merupakan suatu nilai yang memperlihatkan seberapa besar variabel independen (eksogen) mempengaruhi variabel dependen (endogen). R-square merupakan angka yang berkisar antara 0 sampai 1 yang mengindikasikan besarnya kombinasi variabel independen secara bersama-sama mempengaruhi nilai variabel dependen. Nilai R-squared ( $R^2$ ) digunakan untuk menilai seberapa besar pengaruh variabel laten independen tertentu terhadap variabel laten dependen. Terdapat tiga kategori pengelompokan pada nilai R square yaitu kategori kuat, kategori moderat, dan kategori lemah (Nursatoso, 2023).

Pada penelitian Hair et al, (2011) ia menyatakan bahwa

- a. nilai R square 0,75 termasuk ke dalam kategori kuat
- b. nilai R square 0,50 termasuk kategori moderat atau sedang
- c. nilai R square 0,25 termasuk kategori lemah

Arti kata moderat adalah bahwa hubungan antara variabel independen dan dependen cukup signifikan, tetapi masih ada variabel lain yang mempengaruhi hasil (Frisnoiry, 2024).

R square disebut juga sebagai koefisien determinasi yang menjelaskan seberapa jauh data dependen dapat dijelaskan oleh data independen. R square bernilai antara 0 – 1 dengan ketentuan semakin mendekati angka satu berarti semakin baik. Jika r square bernilai 0.6, berarti 60% sebaran variabel dependen dapat dijelaskan oleh variabel independen. Sisanya 40% tidak dapat dijelaskan oleh jarak atau dapat dijelaskan oleh kedalaman, magnitudo, latitude, longitude, (komponen *error*).

### 2.5.2 Mean Square Error (MSE)

Mean Squared Error (MSE) adalah metrik evaluasi yang umum digunakan dalam statistik dan machine learning untuk mengukur seberapa akurat sebuah model regresi dalam memprediksi nilai numerik. MSE mengukur rata-rata kuadrat selisih antara nilai prediksi model dengan nilai sebenarnya dari data yang diamati.

Secara matematis, MSE dapat dihitung dengan menggunakan persamaan berikut:

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (y_n - \hat{y}_n)^2 \quad (2.19)$$

Keterangan:

$N$  : Jumlah sampel data

$y_n$  : Nilai sebenarnya dari data ke- $n$

$\hat{y}_n$  : Nilai prediksi dari model untuk data ke- $n$ .

MSE menghitung selisih antara nilai prediksi model dan nilai sebenarnya dari data, kemudian mengkuadratkan selisih tersebut agar tidak ada selisih yang bernilai negatif. Kemudian, selisih kuadrat dijumlahkan dan diambil rata-rata dari semua sampel data. Semakin kecil nilai MSE, semakin baik model regresi dalam memprediksi nilai numerik (Amansyah, 2024).

### 2.5.3 Geometric Mean atau G.Mean

Geometric Mean (G.mean) sering digunakan untuk menghitung nilai rata-rata dari beberapa pengukuran PGA, terutama ketika data yang dianalisis memiliki skala logaritmik atau ketika menggabungkan beberapa komponen arah percepatan misalnya, komponen horizontal dan vertical (Fazrina, 2022). Rumus untuk mencari nilai Geometri mean adalah sebagai berikut:

$$G. Mean = \sqrt[n]{x_1 \times x_1 \times \dots \dots \times x_n} \quad (2.20)$$

atau

$$G. Mean = \left( \prod_{i=1}^n x_i \right)^{\frac{1}{n}} \quad (2.21)$$

Keterangan:

$x_i$  : Data yang akan dihitung

$n$  : Banyaknya data

$\prod$  : Simbol yang menunjukkan perkalian semua angka dalam kumpulan data.