BAB II

TEORI DASAR

2.1 Gempa Bumi

Secara geologis, Indonesia merupakan tempat dari pertemuan tiga lempeng tektonik yaitu lempeng Eurasia, Lempeng Australia dan Lempeng Pasifik. Ketiga lempeng ini bergerak dan menjadikan Indonesia menjadi salah satu daerah yang memiliki daerah yang kompleks dan memiliki banyak kejadian gempa bumi, tsunami, letusan gunung api dan bencana alam lainnya. Gempa bumi merupakan sebuah getaran yang terjadi di permukaan bumi akibat pelepasan energi dari lempeng tektonik. Pergerakan lempeng ini terjadi pada batas lempeng yang bersifat konvergen (bertumbukan), divergen (saling menjauh) dan *transform* atau pada sesar, dimana batuan tidak mampu lagi menahan batas elastisnya [11]. Energi yang dihasilkan akan dipancarkan ke segala arah dalam bentuk gelombang seismik sehingga getaran yang dihasilkan oleh gempa tersebut dapat dirasakan sampai ke permukaan bumi [3].

Gelombang seismik merupakan rambatan energi yang disebabkan oleh adanya gangguan di dalam kerak bumi, misalkan adanya patahan atau ledakan. Energi ini akan merambat ke segala arah sehingga akan terekam oleh seismometer. Ada dua jenis gelombang seismik yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan.

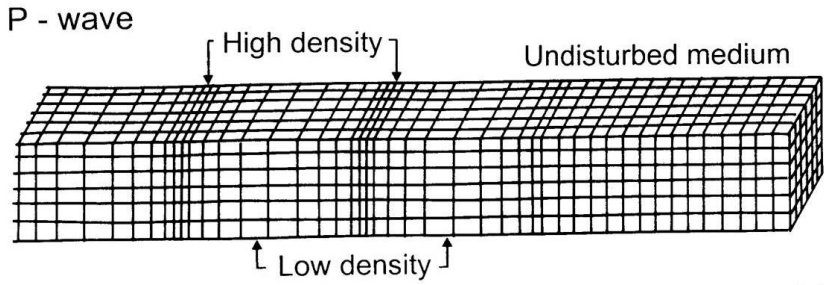
1) Gelombang badan (*body wave*)

   Gelombang badan merupakan gelombang yang merambat melalui bagian dalam bumi. Gelombang badan memiliki frekuensi yang lebih tinggi dibandingkan dengan gelombang permukaan dan tiba sebelum gelombang permukaan yang dipancarkan oleh gempa bumi. Gelombang badan dibedakan

menjadi dua jenis yaitu gelombang P (*primary wave*) dan gelombang S (*secondary wave*).

a) Gelombang P (*Primary Wave*)

Gelombang P merupakan gelombang *body* yang merambat bolak-balik terhadap arah rambatnya (arah rambat searah dengan gerak partikel). Gelombang P merambat lebih cepat dibandingkan dengan gelombang S. Gelombang P merupakan gelombang yang pertama kali dicatat oleh seismograf. Gelombang P dapat merambat di segala jenis medium (padat, cair dan gas) dan memiliki amplitudo yang kecil. Gelombang P memililki kecepatan (V_p) ±5-7 km/s di kerak bumi, >8 km/s di dalam mantel dan inti bumi, ±1.5 km/s di dalam air, dan ±0.3 km/s di udara [12].

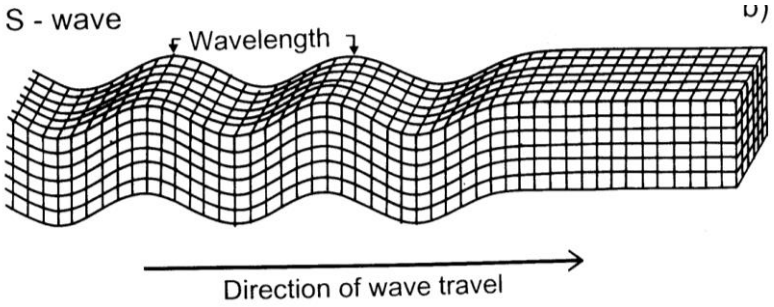


Gambar 2.1. Ilustrasi penjalaran gelombang P [13]

b) Gelombang S

Gelombang S atau gelombang transversal merupakan gelombang yang memiliki arah partikel tegak lurus terhadap arah rambatnya. Waktu tiba dari gelombang S adalah setelah gelombang P merambat. Gelombang S hanya dapat merambat pada medium padat saja dan tidak dapat merambat pada fluida sehingga tidak dapat merambat pada inti bumi di bagian luar. Kecepatan dari gelombang ini adalah 60% dari gelombang P yang artinya gelombang ini lebih lambat dibandingkan gelombang P namun memiliki efek kerusakan yang lebih besar dibandingkan gelombang P. Amplitudo dari gelombang ini pun lebih besar dibandingkan dari gelombang P.

Gelombang S memiliki kecepatan (V_s) 3-4 km/s di kerak bumi, >4.5 km/s di mantel bumi, dan 2.5-3 km/s di dalam inti bumi [12].



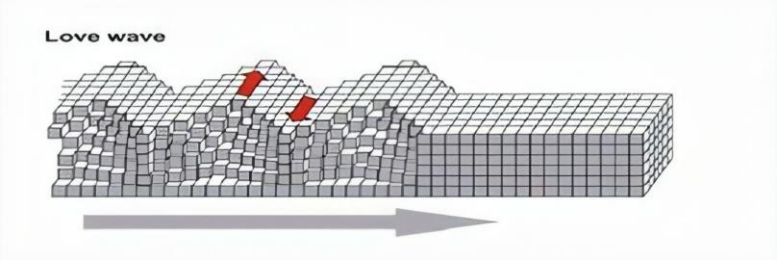
Gambar 2.2. Ilustrasi penjalaran gelombang S [13]

2) Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan merupakan gelombang yang merambat hanya di kerak bumi. Gelombang ini memiliki frekuensi yang lebih rendah dibandingkan dengan gelombang badan. Gelombang permukaan dapat dibedakan menjadi dua yaitu gelombang *love* dan gelombang Rayleigh.

a) Gelombang *Love* (Gelombang Geser)

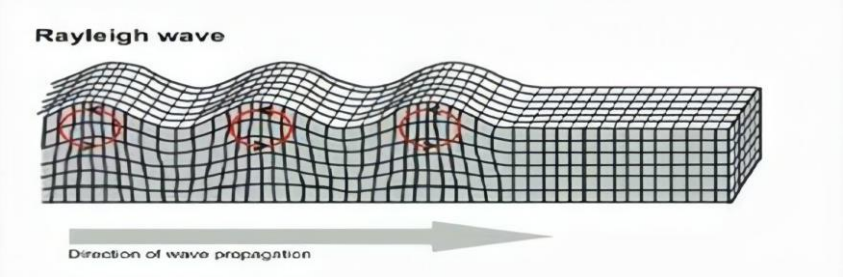
Gelombang *love* merupakan gelombang yang memiliki arah rambat partikelnya bergerak secara melintang terhadap arah penjalarannya. Gelombang *love* terbentuk karena interferensi konstruktif dari pantulan gelombang seismik pada permukaan bebas. Gelombang ini merupakan gelombang yang pertama kali dirasakan oleh manusia dan paling merusak terutama di daerah yang dekat dengan *epicentrum*. Gelombang ini merupakan gelombang transversal dengan kecepatan gelombang 2.0-4.4 km/s di permukaam bumi. Gelombang *love* ditemukan oleh A.E.H Love pada tahun 1911.



Gambar 2.3. Ilustrasi penjalaran gelombang *love* [13]

b) Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* merupakan gelombang yang memiliki lintasan gerak partikelnya menyerupai elips. Gelombang ini dihasilkan oleh gelombang P dan gelombang S yang saling berinteraksi pada permukaan yang bebas dan memiliki arah rambat yang sejajar pada permukaan tersebut. Analogi gelombang ini seperti gelombang air laut karena memiliki gerakan *eliptik retragrade* / *ground roll* (tanah memutar ke belakang), namun secara umum gelombangnya merambat ke arah depan. Gelombang *Rayleigh* merupakan jenis gelombang permukaan yang memiliki kecepatan 2.0-4.2 km/s di dalam bumi. Arah rambat bergerak tegak lurus terhadap arah rambat dan searah dengan bidang datar [12]. Gelombang ini ditemukan oleh Lord Rayleigh pada tahun 1885.



Gambar 2.4. Ilustrasi penjalaran gelombang *Rayleigh* [13]

Gempa dapat terjadi karena beberapa penyebab yaitu pergerakan tektonik, letusan gunung berapi, karena reruntuhan (seperti longsor), dan gempa bumi buatan manusia. Menurut R. Hoernes (1878), gempabumi dapat diklasifikasikan secara umum berdasarkan sumber kejadian gempa bumi, yaitu sebagai berikut:

1) Gempabumi runtuhan, merupakan gempa yang diakibatkan oleh runtuhan dari lubang-lubang interior bumi
2) Gempabumi vulkanik, merupakan gempa yang diakibatkan oleh aktivitas vulkanik (gunung berapi)
3) Gempabumi tektonik, merupakan gempa yang diakibatkan oleh lepasnya sejumlah energi pada saat bergesernya lempeng.

Menurut Fowler (1990), gempabumi dapat diklasifikasikan berdasarkan kedalaman yaitu:

1) Gempa dangkal, merupakan gempa yang terjadi dengan kedalaman dari pusat gempa <70km
2) Gempa menengah, merupakan gempa yang terjadi dengan kedalaman dari pusat gempa $70 \leq x < 300$ km
3) Gempa dalam, merupakan gempa yang terjadi dengan kedalaman dari pusat gempa >300 km

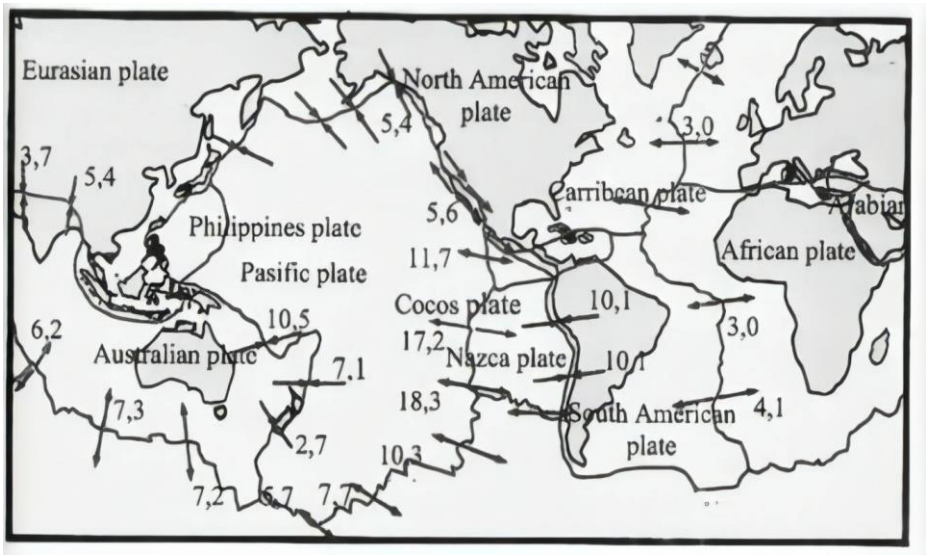
Menurut Subardjo (2004), gempa bumi berdasarkan kekuatannya dibedakan menjadi 7 yakni:

1) Gempa bumi yang sangat besar dengan magnitudo 8 SR
2) Gempa bumi besar dengan magnitudo antara 7-8 SR
3) Gempa bumi merusak dengan magnitudo antara 5-6 SR
4) Gempa bumi sedang dengan magnitudo antara 4-5 SR
5) Gempa bumi kecil dengan magnitudo antara 3-4 SR
6) Gempa bumi mikro dengan magnitudo antara 1-3 SR
7) Gempa bumi ultra mikro dengan magnitudo yang kurang dari 1 SR

Menurut Ginanjar (2008), gempa bumi dapat dibedakan berdasarkan waktunya yaitu:

1) Gempa utama (*mainshock*). Gempa utama yaitu gempa yang terjadi pada goncangan awal akibat deformasi yang diakibatkan oleh adanya interaksi antar lempeng.
2) Gempa susulan (*aftershock*). Gempa susulan merupakan gempa yang terjadi setelah datangnya gempa utama. Susulan berarti yang kedua, ketiga dan seterusnya, berlaku di wilayah yang sama dengan gempa utama.
3) Gempa pendahuluan (*foreshock*) Gempa pendahuluan merupakan gempa dengan magnitudo yang lebih kecil yang mendahului kejadian gempa utama dan terjadi di wilayah yang sama dengan gempa utama.

2.2. Teori Tektonik Lempeng



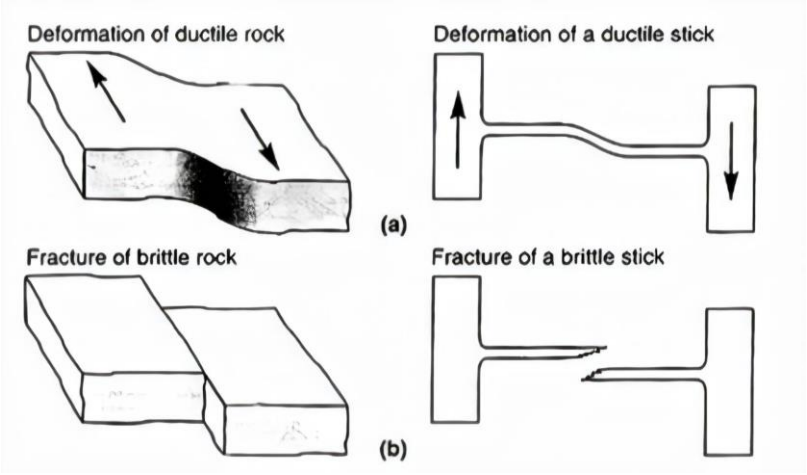
Gambar 2.5. Arah dan kecepatan gerakan lempeng tektonik [14]. Tanda panah menunjukkan arah pergerakan lempeng tektonik

Teori ini dikembangkan berdasarkan teori *continental drift* yang menyatakan bahwa lapisan dari *lithosfer* bukanlah lapisan yang masif dan homogen melainkan

terdiri dari atas lapisan yang tidak masif dan pecah-pecah. Karena lapisan dari *lithosfer* ini bukanlah lapisan yang homogen maka pecahnya lapisan ini juga tidak teratur. Lokasi dari retakan atau pecahan lapisan ini biasanya terjadi di bagian yang relatif lemah. Akibatnya retakan atau pecahan lapisan *lithosfer* ini akan terbentuk lempeng-lempeng *lithosfer* pada bagian luar bumi yang dapat disebut dengan lempeng tektonik [15].

2.3. Teori *Elastic Rebound*

Teori ini dikemukakan oleh HF.Reid pada tahun 1911 berdasarkan studi terhadap retakan yang terjadi di San Andreas pada waktu terjadinya gempa tahun 1906. *Elastic rebound theory* (teori bingkai elastik) menjelaskan tentang mekanisme bagaimana terjadinya gempabumi akibat adanya pergeseran sesar. Konsep dari teori ini adalah gempabumi sebagai akibat dari pelepasan mendadak dari *strain elastic* yang terakumulasi seiring dengan deformasi batuan yang terjadi secara terus-menerus dan semakin besar. Ketika terjadi pergeseran sesar, bagian yang berseberangan dengan sesar meloncat ke posisi kesetimbangan yang baru dan energi yang dilepaskan akan berbentuk getaran gelombang seismik yang menjalar di dalam bumi dan dapat dirasakan sebagai gempa bumi.



Gambar 2.6. Mekanisme terjadinya gempa bumi menurut teori *elastic rebound* [16]

Teori ini juga menjelaskan bahwa tingkat dari kerusakan batuan akibat proses dari pelepasan energi dapat dipengaruhi oleh karakteristik dari batuan tersebut. Jika pelepasan energi cenderung lambat maka batuan bersifat *ductile* (batuan lemah), dan jika batuan patah lebih cepat dan menimbulkan gempa maka bataun bersifat *brittle* (batuan kuat).

2.4. *Seismic Hazard Analysis* (SHA)

Seismic Hazard Analysis (SHA) dilakukan untuk memberikan estimasi kuantitatif dari guncangan gempa yang akan terjadi pada lokasi dan waktu tertentu. Analisis dari bencana gempa ini digunakan untuk pembuatan peta mikrozonasi dalam skala regional. Analisis bahaya kegempaan bertujuan untuk menentukan suatu batas intensitas gempa tertentu yang berlaku di daerah penelitian berdasarkan nilai kemungkinan yang akan terlampaui pada periode tertentu. Pada umumnya terdapat dua metode yang biasa digunakan untuk analisis bahaya kegempaan yaitu *Deterministic Seismic Hazard Analysis* (DSHA) dan *Probabilistic Seismic Hazard Analysis* (PSHA). Metode yang paling umum digunakan adalah *Probabilistic Seismic Hazard Analysis* (PSHA).

Perbedaan mendasar dari DSHA dan PSHA adalah pada pendekatan probabilistik frekuensi untuk setiap skenario pergerakan tanah yang akan terjadi akan diperhitungkan. Metode DSHA dan metode PSHA kenyataannya saling melengkapi satu sama lain tetapi dengan tetap memberikan penekanan pada salah satu hasil [17].

2.4.1. Metode *Deterministic Seismic Hazard Analysis* (DSHA)

Metode DSHA biasanya digunakan untuk mengestimasi percepatan tanah pada konstruksi yang sangat membahayakan jika terjadi kerusakan. Metode DSHA umumnya digunakan pada awal perkembangan rekayasa gempa. Skenario dari metode ini meliputi kejadian gempa dengan magnitudo tertentu yang akan terjadi pada lokasi tertentu [18]. Kelebihan dari metode ini adalah dapat digunakan untuk

memprediksi gerakan tanah pada skenario yang terburuk ketika terjadi gempa, sedangkan kelemahan dari metode ini adalah metode ini mempertimbangkan probabilitas terjadinya gempa dan pengaruh berbagai ketidakpastian yang terkait dalam analisis [19].

2.4.2 Metode *Probabilistic Seismic Hazard Analysis* (PSHA)

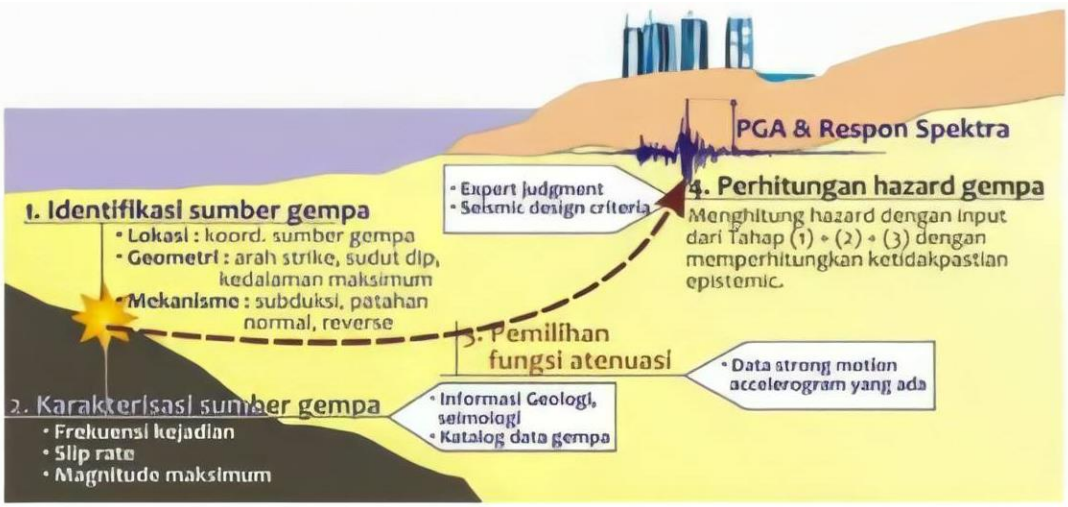
Metode PSHA merupakan metode analisis bahaya gempa probabilistik dengan memperhitungkan dan menggabungkan ketidakpastian dari magnitudo, lokasi, dan waktu kejadian gempa [3]. Metode ini memberikan kerangka yang lebih terarah sehingga faktor dari ketidakpastian dapat diidentifikasi, diperkirakan dan kemudian digabungkan dalam metode pendekatan yang rasional untuk mendapatkan gambaran yang lebih lengkap tentang kejadian gempa. PSHA mengumpulkan sejumlah besar skenario gempa bumi (semua kemungkinan kombinasi magnitudo, dan jarak) yang dapat dihasilkan oleh sumber-sumber seismik. Dengan PSHA dapat dipertimbangkan semua kemungkinan kejadian gempa dan gerakan tanah yang dihasilkan beserta dengan probabilitas kejadian gempa untuk menentukan tingkat intensitas gerakan tanah terlampaui [20]. Menurut Baker (2013), tahapan PSHA terdiri dari lima tahap yaitu:

1. Identifikasi semua sumber yang dapat menimbulkan kerusakan pergerakan tanah
2. Mencirikan distribusi magnitudo gempa (dimana gempa bumi dengan berbagai besaran diperkirakan akan terjadi)
3. Mencirikan distribusi intensitas gerakan tanah yang dihasilkan sebagai fungsi besaran gempa, jarak, dan lain-lain.
4. Memprediksi distribusi intensitas gerakan tanah yang dihasilkan sebagai fungsi besaran gempa, jarak, dan lain-lain

5. Menggabungkan ketidakpastian dalam ukuran gempa, lokasi dan intensitas gerakan tanah dengan menggunakan kalkulasi yang dikenal dengan probabilitas total.

Menurut EERI (1989) metode PSHA memiliki empat tahapan (Gambar 2.7), diantaranya:

1. Identifikasi sumber gempa
2. Karakterisasi sumber gempa
3. Pemilihan fungsi atenuasi
4. Perhitungan *hazard* gempa



Gambar 2.7. Tahapan PSHA untuk mendapatkan pergerakan tanah di batuan dasar [19]

Teori PSHA mengasumsikan magnitudo gempa bumi M dan jarak R adalah variabel acak kontinu dan independen [21]. PSHA menghitung tingkat rata-rata tahunan dari parameter intensitas gerakan tanah yang diminati (misalnya *Peak Ground Acceleration*) melebihi tingkat ambang tertentu. Jika dalam bentuk umum, teorema probilitas total dapat dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$P_x(x) = \int_M \int_R P(X > x \mid m, r)\, f_M(m) f_R(r) dr dm \quad \text{.....(2.1)}$$

Dimana,

Px(x) = probabilitas total dari suatu gempa yang menghasilkan percepatan puncak X>x, magnitude M, jarak R selama rentang waktu yang ditinjau

$f_M(m)$ = fungsi probabilitas magnitude,

$f_R(r)$ = fungsi probabilitas jarak,

P(X>x|m, r) = probabilitas sebuah gempa dengan magnitudo m pada jarak r yang memberikan percepatan maksimum X di lokasi yang lebih tinggi dari x.

Hasil akhir dari perhitungan ini adalah distribusi penuh dari intensitas gerakan tanah dan tingkat pelampauan yang terkait. Ilusi gerakan tanah yang terburuk akan dihilangkan dan diganti dengan identifikasi frekuensi kejadian untuk berbagai intensitas gerakan tanah. Hasil ini kemudian dapat digunakan untuk mengidentifikasi gerakan tanah yang memiliki kemungkinan kecil yang dapat diterima untuk dilampaui [8].

2.4.3. Identifikasi dan Karakterisasi Sumber Gempa

Identifikasi sumber gempa dilakukan dengan memodelkan sumber gempa yang digunakan, dengan parameter-parameter tertentu berdasarkan kondisi geologi, geofisika dan seismoteknik [22]. Sumber gempa yang mungkin digunakan terdiri dari zona patahan (*line source*), zona *megathrust* serta zona *benioff (area source*),dan area volkanik (*point source)* yang berada di sekeliling daerah penelitian. Zona seismogenik, peta patahan aktif, *focal mechanism,* dan *earthquake catalogues* adalah

data utama untuk pemodelan sumber gempa [23]. Mengacu Asrurifak (2010) batasan pemodelan zona sumber gempa yang digunakan adalah sebagai berikut:

1. Kedalaman sumber gempa dibatasi hingga 300 km
2. Jarak lokasi sumber gempa ke lokasi yang ditinjau dibatasi hingga 500 km, kecuali untuk gempa akibat subduksi jarak hingga 1000 km.
3. Fungsi atenuasi yang digunakan untuk setiap model adalah fungsi atenuasi yang dianggap sesuai dengan karakteristik kegempaan dan model sumber gempa wilayah Indonesia

Dalam analisis karakterisasi gempa, model sumber gempa yang digunakan ada tiga (3) yaitu sumber gempa sesar, sumber gempa subduksi dan sumber gempa *background*.

a. Model sumber gempa sesar

   Mekanisme sesar yang mungkin terjadi adalah *strike-slip, reverse* dan normal. Model sumber gempa ini dikarakterisasi berdasarkan geometri sesarnya yang meliputi jarak dari sumber ke *site*, dip sesar, *fault trace*, *slip rate*, panjang lebar sesar, serta mekanisme pergerakannya [23].

b. Model sumber subduksi

   Sumber gempa subduksi adalah model yang didapat dari data seismoteknik. Parameter dari model ini meliputi lokasi subduksi (*latitude* dan *longitude*), *rate* dan a-b *value*, serta batas kedalaman area subduksi [23]. Menurut Asrurifak (2010), batas kedalaman maksimum dari sumber gempa ini dimodelkan hingga 50 km atau merupakan daerah *Megathrust*. Untuk daerah yang lebih dalam (>50 km) atau daerah *Benioff* diwakili oleh model sumber gempa *deep background*.

c. Model sumber gempa *background (gridded seismicity)*

Model *gridded (smoothed) seismicity* digunakan untuk mengestimasi *rate* dari kejadian gempa kecil sampai sedang yang akan datang di daerah sesar dan gempa-gempa di luar sesar [24].

2.4.3.1.Penentuan Parameter a-*value* dan b-*value*

Analisis parameter bahaya gempa membutuhkan hubungan b-value dan laju gempa. Parameter a-*value* dan b-*value* dalam analisis seismik *hazard* digunakan untuk menggambarkan frekuensi kejadian gempa dari suatu sumber gempa. Penentuan parameter tersebut diperoleh dari hasil *clustering* data seismik berdasarkan sumber dan jenis mekanisme kemudian digunakan dua metode yaitu *least square* dan *maximum likelihood*. Dari kedua metode tersebut diperoleh nilai a dan b yang digunakan untuk mencari laju gempa tiap sumber.

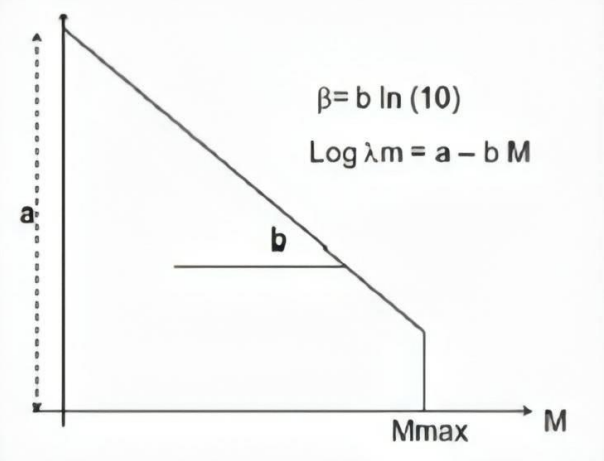
Parameter nilai a dan b digunakan sebagai karakteristik tektonik kegempaan dari suatu daerah. Nilai a dan b didapatkan dari *Guttenberg-Ritcher reccurence relationship*. Nilai a merupakan konstanta dari persamaan linier hubungan antara frekuensi dan magnitudo. Nilai a menunjukkan keaktifan seismik yang tergantung pada periode pengamatan, luas daerah dan tingkat seismisitas suatu daerah. Nilai b merupakan konstanta karakteristik dari daerah gempa yang menyatakan penyebaran relatif dari magnitudo gempa pada sembarang titik pada sumber daerah gempa. Nilai b menunjukkan gradien atau kemiringan dari persamaan linier hubungan frekuensi dan magnitudo.

Berdasarkan hukum *reccurence* (perulangan) Guttenberg-Ritcher, jumlah kumulatif dari kejadian gempa lebih besar dari atau sama dengan magnitudo m ditentukan dengan persamaan (2.2) [25]:

$$\lambda m = a - bm \quad \text{.....(2.2)}$$

dengan,

a dan b = nilai konstanta yang menggambarkan masing-masing aktivitas dan kemiringan



Gambar 2.9. Hubungan nilai a dan b dari Garis Guttenberg-Ritcher [25]

Menurut Thant (2010), apabila nilai a besar maka tingkat seismisitasnya tinggi, apabila nilai b meningkat maka jumlah magnitudo besar akan berkurang dibandingkan dengan jumlah magnitudo kecil.

Menurut Asrurifak (2010), penentuan parameter b-*value* dengan menggunakan metode *maximum likelihood* akan memberikan hasil yang lebih stabil. Parameter b-*value* dengan menggunakan metode *maximum likelihood* dapat dihitung dengan menggunakan persamaan (2.3):

$$b = \frac{log_{10}e}{M - Mi} \quad \text{.....(2.3)}$$

dengan,

M = nilai tengah dari data magnitudo yang lebih besar dari M_i

Mi= nilai minimum magnitudo

Hasil perhitungan a dan b-*value* untuk sumber gempa subduksi dilakukan dengan cara mengambil data historis yang berada di daerah *megathrust* untuk kemudian dianalis dengan model *maximum likelihood* [26].

Dalam analisis a-*value* dan b-*value,* untuk pemutakhiran peta gempa di Indonesia diperlukan satu tipe data magnitudo yang sama yaitu data magnitudo momen M_w [23]. Magnitudo momen adalah besaran magnitudo gempa yang konsisten dalam menunjukkan besar kekuatan gempa. Namun, magnitudo momen M_w tidak tersedia untuk setiap *event.* Oleh karena itu, diperlukan suatu konversi yang menggabungkan beragam tipe seperti M_s, m_b, dan M_L ke dalam bentuk magnitudo momen.

a. Konversi m_b ke dalam M_w

   Konversi magnitudo dari m_b ke dalam M_w dilakukan dengan membuat persamaan garis lurus dari plot antara m_b dan M_w. Rentang magnitudo momen yang diplot dimulai dari 3 hingga 9 dan rentang magnitudo bodi yang digunakan adalah 2,7 hingga 8,2. Persamaan konversi yang didapat adalah pada persamaan (2.4) berikut [23] :

   $$M_w = 1.0107m_b + 0.0801 \quad (2.4)$$

   Untuk rentang magnitudo $3,7 \leq m_b \leq 8,2$ dengan $R^2 = 0.6975$.

b. Konversi M_s ke dalam M_w

   Konversi M_s ke dalam M_w dilakukan dengan membuat persamaan garis lurus antara plot M_s dan M_w. Rentang magnitudo yang digunakan dimulai dari 3,1 hingga 9,0 dan rentang M_s yang digunakan adalah 2,8 hingga 8,7. Persamaan konversi yang didapat adalah pada persamaan (2.5) dan persamaan (2.6) berikut [23]:

   $$M_w = 0.6016m_s + 2.476 \quad (2.5)$$

   Untuk rentang magnitudo $2,8 \leq m_b \leq 6,1$ dengan $R^2 = 0.8083$, dan

   $$M_w = 0.9239m_s + 0.5671 \quad (2.6)$$

   Untuk rentang magnitudo $6,2 \leq m_b \leq 8,7$ dengan $R^2 = 0.8183$.

c. Konversi M_L ke dalam M_w

Konversi M_L ke dalam M_w tidak dilakukan karena hampir sebanding di antara keduanya dan dianggap magnitudo lokal (M_L) dapat merepresentasikan magnitudo momen. Untuk mengevaluasi kestabilan dan kualitas katalog dilakukan analis a-*value* [23].

2.4.4. Fungsi Atenuasi

Fungsi atenuasi merupakan fungsi dari sebuah model sumber gempa lain yang memiliki karakteristik kegempaan dan model sumber gempa yang dianggap sesuai dengan daerah penelitian [27]. Fungsi atenuasi adalah suatu fungsi yang menggambarkan hubungan antara parameter pergerakan tanah (spektra percepatan), magnitudo (M), dan jarak (R) dari suatu sumber titik di daerah penelitian. Secara umum, fungsi atenuasi bergantung pada beberapa faktor dibawah ini [28]:

1) Tipe mekanisme sumber gempa daerah yang ditinjau
2) Jarak episenter
3) Kondisi lapisan kulit bumi yang dilintasi oleh gelombang gempa
4) Kondisi tanah lokal di sekitar lokasi.

Berdasarkan mekanisme yang mendasari penurunan atenuasi, secara umum model fungsi atenuasi dibagi menjadi tiga kategori, diantaranya:

1) Model atenuasi yang diturunkan pada zona subduksi
2) Model atenuasi yang diturunkan pada zona *transform falut*
3) Model atenuasi yang diturunkan hanya berdasarkan batasan kedalaman fokus gempa

Fungsi atenuasi didasarkan pada kesamaan kondisi geologi suatu tempat dan kondisi tektoniknya. Di Indonesia, belum ada data yang dapat digunakan untuk menurunkan fungsi atenuasi, sehingga diperlukan data dari wilayah lain yang

memiliki kemiripan sifat geologi dan seismoteknik dengan wilayah yang akan diteliti di Indonesia. Fungsi atenuasi yang digunakan sudah menggunakan fungsi atenuasi *Next Generation Attenuation* (NGA) yang mana pembuatannya sudah menggunakan data gempa global *(worldwide data).* Model atenuasi yang termasuk dalam kelompok ini antara lain Boore and Atkinson (2006), Chiou and Youngs (2006), Boore and Atkinson PEER-NGA (2007), Idriss (2007), dan Abrahamson and Silva (2007) [29].

Fungsi atenuasi digunakan dibedakan berdasarkan sumber gempa. Berikut adalah fungsi atenuasi yang digunakan berdasarkan sumber gempa:

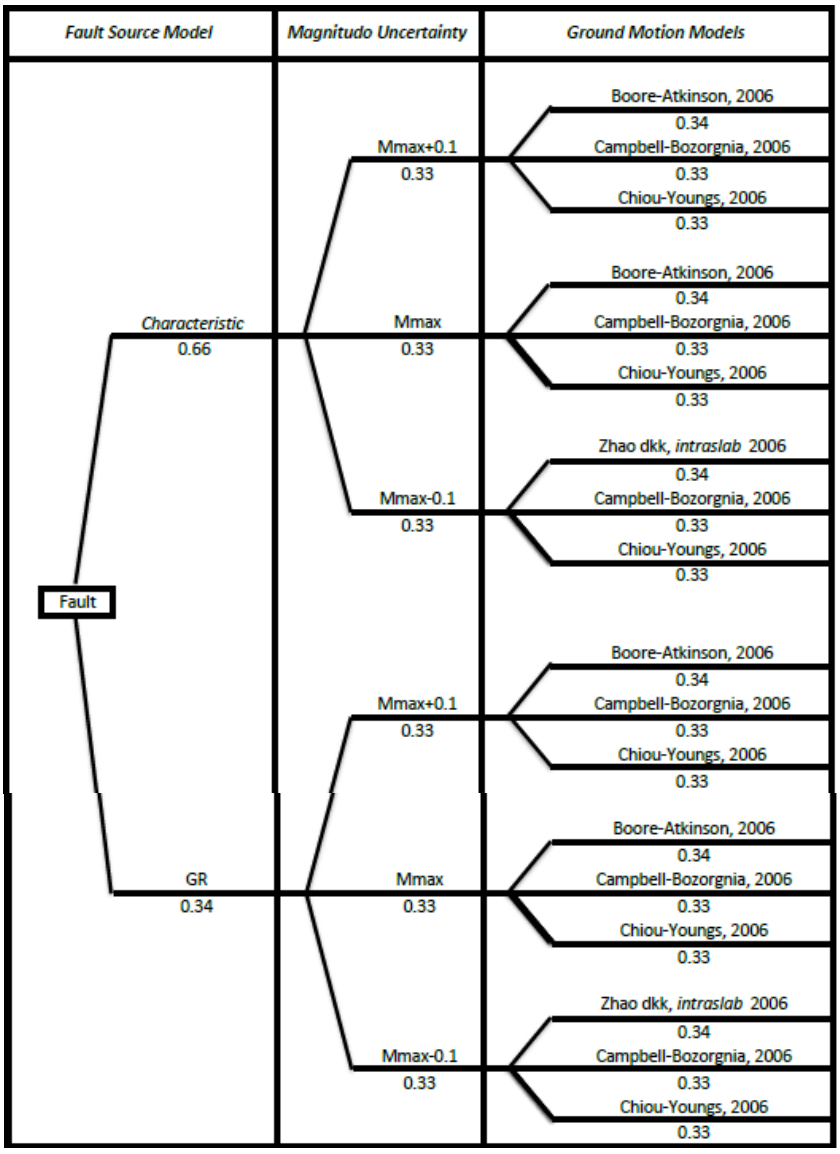
Tabel 2.1. Fungsi Atenuasi

Model Sumber Gempa	Fungsi Atenuasi
Background	Zhao et al, *intraslab (2006)*
	Youngs et al, *intrasalab* (1997)
	Atkinson-Boore, Cascadia (2003)
Patahan	Boore-Atkinson NGA (2007)
	Campbell-Bozorgnia NGA (2006)
	Chiou-Youngs NGA (2006)
Subduksi	Geomatrix subduction (Youngs et al, SRI, 1997)
	AB03 BC rock and global source
	Zhao et al, with variable Vs30

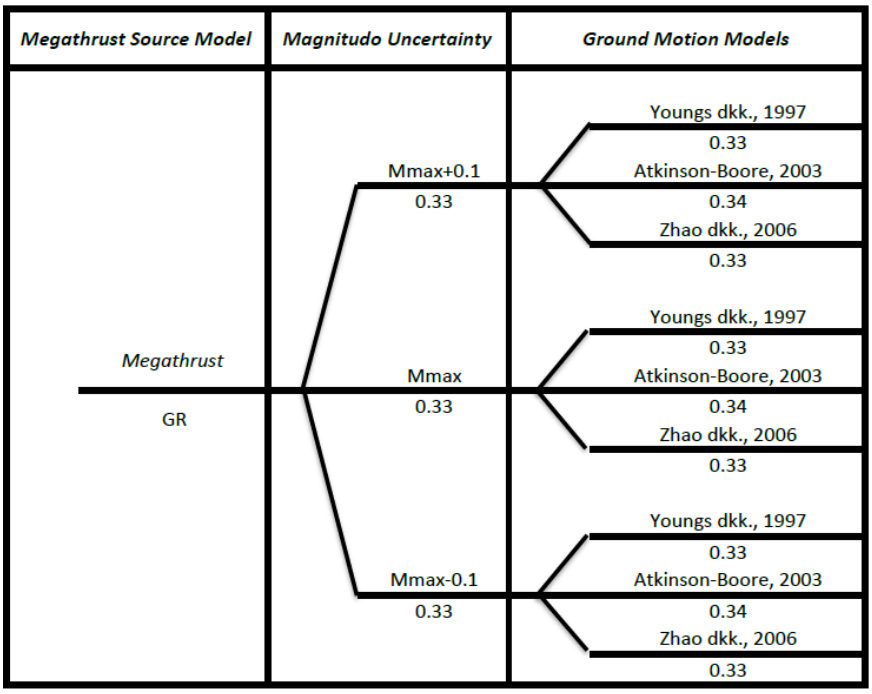
2.4.5. Logic Tree

Penilaian bahaya gempa menggunakan pendekatan probabilistik akan memperhitungkan semua ketidakpastian seperti *magnitude* maksimum, model perulangan gempa, fungsi atenuasi dan sebagainya [10]. Untuk mengatasi hal tersebut dipergunakan metode *logic tree*. Metode *logic tree* memungkinkan untuk menggabungkan beberapa alternatif metode maupun model dengan melakukan pembobotan yang menggambarkan persentase kemungkinan keakuratan relatif suatu model terhadap model lainnya [19]. Penggunaan metode *logic tree* ini disesuaikan

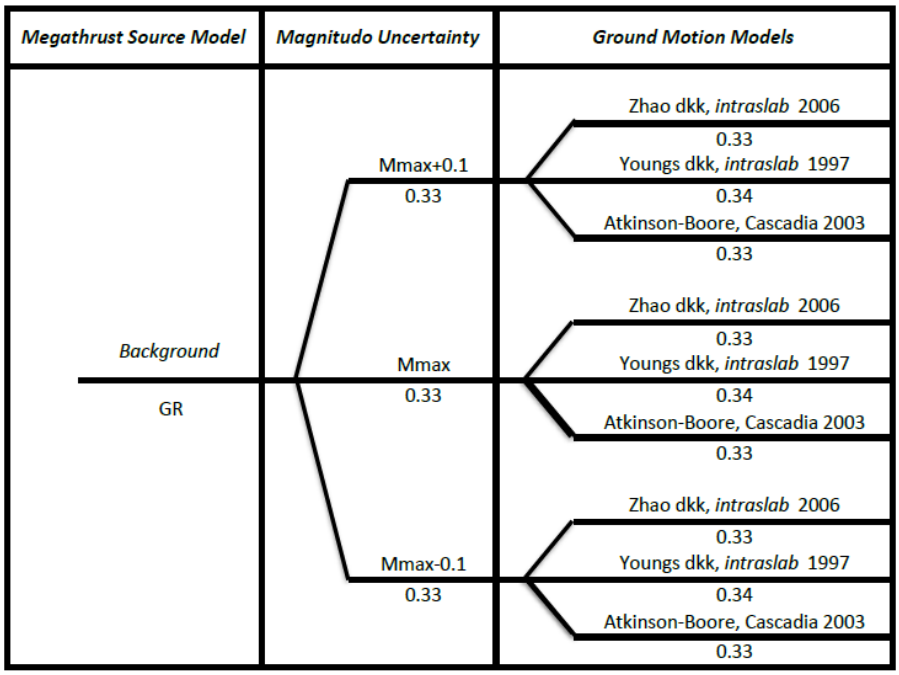
untuk masing-masing sumber gempa yang dilibatkan. Model *logic tree* untuk sumber gempa *background,* patahan dan subduksi dapat dilihat pada Gambar 2.10, Gambar 2.11 dan Gambar 2.12:



Gambar 2.10. Model *logic tree* untuk sumber gempa patahan [23]



Gambar 2.11. Model *logic tree* untuk sumber gempa subduksi [23]



Gambar 2.12. Model *logic tree* untuk sumber gempa *background* [23]

2.4.6. Resiko Gempa (*Seismic Risk*)

Resiko gempa adalah kemungkinan terlampauinya suatu gempa dengan intensitas tertentu serta periode ulang rata-rata tertentu selama suatu masa bangunan. Resiko gempa dapat dituliskan dalam persamaan sebagai berikut:

$$Rn = 1 - (1 - Ra)^N \quad \text{.....(2.11)}$$

dengan :

Rn: Resiko gempa
Ra: Resiko tahunan 1/T
T : Periode ulang rata-rata gempa
N : Masa guna bangunan

Peraturan terbaru mengenai bangunan internasional untuk bangunan tahan gempa sudah menggunakan peta *hazard* gempa dengan resiko terlampaui sebesar 2% selama masa bangunan 50 tahun atau setara dengan periode ulang gempa 2.475 tahun, seperti yang telah disebutkan pada NEHRP 1997, ASCE 7-98, dan IBC 2000 [30].

Tabel 2.2. Hubungan dari parameter resiko gempa bumi [21]

Annual Rate	T (Periode) **(tahun)**	Rn (Resiko Gempa) **(%)**	N (Masa guna bangunan) **(tahun)**
0.002105	475	10	50
0.000404	2475	2	50
0.000202	4950	2	100

2.4.8 *Peak Ground Acceleration* (PGA)

Percepatan tanah maksimum merupakan suatu besaran yang dihitung di titik pengamatan/titik penelitian pada permukaan bumi dari riwayat gempabumi dengan nilai perhitungan yang dipilih paling besar. Nilai percepatan tanah yang

diperhitungkan sebagai salah satu bagian dalam perencanaan bangunan tahan gempa yaitu nilai percepatan tanah maksimum [31]. Percepatan tanah maksimum atau *peak ground acceleration* (PGA) merupakan nilai terbesar percepatan tanah pada suatu wilayah yang diakibatkan dari getaran gempabumi dalam periode tertentu. Besar nilai dari percepatan tanah menunjukkan resiko gempa yang perlu diperhitungkan sebagai salah satu bagian dalam merencanakan bangunan tahan gempa. Semakin kecil nilai percepatan tanah di suatu tempat maka semakin kecil pula resiko kerusakan akibat gempa yang mungkin terjadi, begitu pun sebaliknya jika semakin besar nilai percepatan tanah di suatu tempat maka semakin besar resiko gempa yang mungkin terjadi.

Percepatan tanah adalah percepatan gelombang yang tiba di permukaan bumi dengan satuan cm/detik^2 (gal) dan diukur dengan menggunakan alat yang disebut dengan *accelerograph*. Percepatan tanah yang efektif bekerja pada masa bangunan bergantung pada faktor-faktor berikut ini:

a. Kekuatan gempabumi (magnitudo)
b. Kedalaman sumber gempabumi
c. Jarak sumber gempabumi ke lokasi
d. Kualitas bangunan, dan sebagainya