

## BAB III

### LANDASAN TEORI

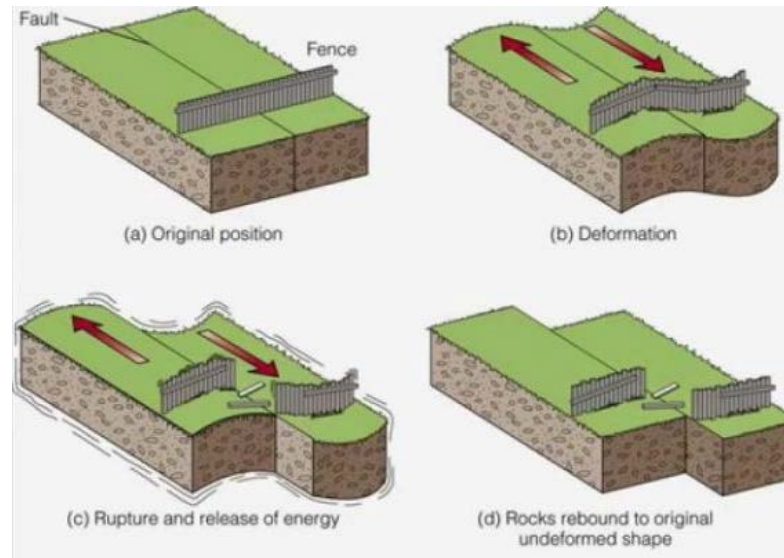
#### 3.1 GEMPA BUMI

##### 3.1.1 Pengertian Gempa Bumi

Gempabumi adalah berguncangnya bumi yang diakibatkan oleh adanya patahan aktif, aktivitas gunung api, runtuhannya batuan, dan tumbukan akibat pergerakan lempeng bumi (Supartoyo *et. al.*, 2016). Pergerakan lempeng-lempeng bumi ini menghasilkan akumulasi energi yang menjadi penyebab utama terjadinya gempabumi. Energi yang dihasilkan dipancarkan ke segala arah dalam bentuk gelombang seismik sehingga efeknya dapat dirasakan sampai ke permukaan bumi sebagai getaran atau guncangan tanah (BMKG, 2015).

Menurut Teori *Elastic Rebound* yang dinyatakan oleh Seismolog Amerika, Reid, (Bullen, 1965; Bolt, 1985) menyatakan bahwa gempa bumi merupakan gejala alam yang disebabkan oleh pelepasan energi regangan elastis batuan, yang disebabkan adanya deformasi batuan yang terjadi pada lapisan lithosfer. Deformasi batuan terjadi akibat adanya tekanan (*stress*) dan regangan (*strain*) pada lapisan bumi. Tekanan atau regangan yang terus menerus menyebabkan daya dukung pada batuan akan mencapai batas maksimum dan mulai terjadi pergeseran dan akhirnya terjadi patahan secara tiba-tiba.

Mekanisme gempa bumi dapat dijelaskan secara singkat sebagai berikut, jika terdapat 2 buah gaya yang bekerja dengan arah berlawanan pada batuan kulit bumi, batuan tersebut akan terdeformasi, karena batuan mempunyai sifat elastis. Bila gaya yang bekerja pada batuan dalam waktu yang lama dan terus menerus, maka lama kelamaan daya dukung pada batuan akan mencapai batas maksimum dan akan mulai terjadi pergeseran. Akibatnya batuan akan mengalami patahan secara tiba-tiba sepanjang bidang patahan **Gambar 3.1.** setelah itu batuan akan kembali stabil, namun sudah mengalami perubahan bentuk atau posisi. Pada saat batuan mengalami gerakan yang tiba-tiba akibat pergeseran batuan, energi stress yang tersimpan akan dilepaskan dalam bentuk getaran yang dikenal sebagai gempa bumi. (Ari Sungkowo, 2016)



**Gambar 3.1** Mekanisme terjadinya gempa bumi (Thomson, 2008)

### 3.1.2 Parameter Gempa Bumi

Parameter gempa bumi merupakan informasi yang berkaitan dengan kejadian gempa bumi. Paramtere gempa bumi ini meliputi waktu kejadian (*origin time*), lokasi episenter, kedalaman sumber gempa bumi, dan magnitudo.

Waktu kejadian gempabumi (*origin time*) adalah waktu terlepasnya akumulasi tegangan (*stress*) yang berbentuk penjalaran gelombang gempa bumi dan dinyatakan dalam hari, tanggal, bulan, tahun, jam, menit dan detik dalam satuan UTC (*Universal Time Coordinated*)

Episenter adalah titik dipermukaan bumi yang merupakan refleksi tegak lurus dari hiposenter atau *focus* gempa bumi. Lokasi episenter dibuat dalam sistem koordinat kartesian bola bumi atau sistem koordinat geografis dan dinyatakan dalam derajat lintang dan bujur. Kedalaman sumber gempa bumi adalah jarak hiposenter dihitung tegak lurus dari permukaan bumi. Kedalaman dinyatakan oleh besaran jarak dalam satuan kilometer (km).

Intensitas gempa bumi merupakan ukuran gempa bumi yang pertama kali digunakan untuk menyatakan besar gempa bumi sebelum manusia dapat mengukur besarnya gempa bumi dengan alat. Ukuran ini dapat diketahui dengan cara melakukan pengamatan langsung efek gempa bumi terhadap manusia, struktur bangunan dan lingkungan pada suatu lokasi tertentu. Intensitas gempabumi dinyatakan dalam skala Mercally yang biasa disebut MMI (*Modified*

*Mercally Intensity*). Skala gempabumi MMI bersifat kualitatif, skala intensitas ini sangat subjektif dan bergantung pada kondisi lokasi dimana gempa terjadi. Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG) menetapkan skala intensitas gempa bumi terbaru yang disesuaikan dengan wilayah Indonesia seperti dijelaskan pada **Tabel 3.1**.

**Tabel 3.1** Intensitas Gempabumi Skala MMI (*Modified Mercally Intensity*)

Skala SIG BMKG	Warna	Deskripsi Sederhana	Deskripsi Rinci	Skala MMI	PGA (gal)
I	Putih	TIDAK DIRASAKAN ( <i>Not Felt</i> )	Tidak dirasakan atau dirasakan hanya oleh beberapa orang tetapi terekam oleh alat.	I - II	< 2,9
II	Hijau	DIRASAKAN ( <i>Felt</i> )	Dirasakan oleh orang banyak tetapi tidak menimbulkan kerusakan. Benda-benda ringan yang digantung bergoyang dan jendela kaca bergetar.	III - IV	2,9 - 88
III	Kuning	KERUSAKAN RINGAN ( <i>Slight Damage</i> )	Bagian non struktur bangunan mengalami kerusakan ringan, seperti retak rambut pada dinding, genteng bergeser ke bawah dan sebagian berjatuhan.	VI	89 - 167
IV	Jingga	KERUSAKAN SEDANG ( <i>Moderate Damage</i> )	Banyak Retakan terjadi pada dinding bangunan sederhana, sebagian roboh, kaca pecah. Sebagian plester dinding lepas. Hampir sebagian besar genteng bergeser ke bawah atau jatuh. Struktur bangunan mengalami kerusakan ringan sampai sedang.	VII - VIII	168 - 564
V	Merah	KERUSAKAN BERAT ( <i>Heavy Damage</i> )	Sebagian besar dinding bangunan permanen roboh. Struktur bangunan mengalami kerusakan berat. Rel kereta api melengkung.	IX - XII	> 564

Sumber : BMKG, 2016

Magnitudo gempa bumi adalah parameter gempa bumi yang berhubungan dengan besarnya kekuatan gempa bumi di sumbernya. Jadi pengukuran magnitudo yang dilakukan di tempat yang berbeda, harus menghasilkan harga yang sama walaupun gempa bumi yang dirasakan di tempat-tempat tersebut tentu berbeda.

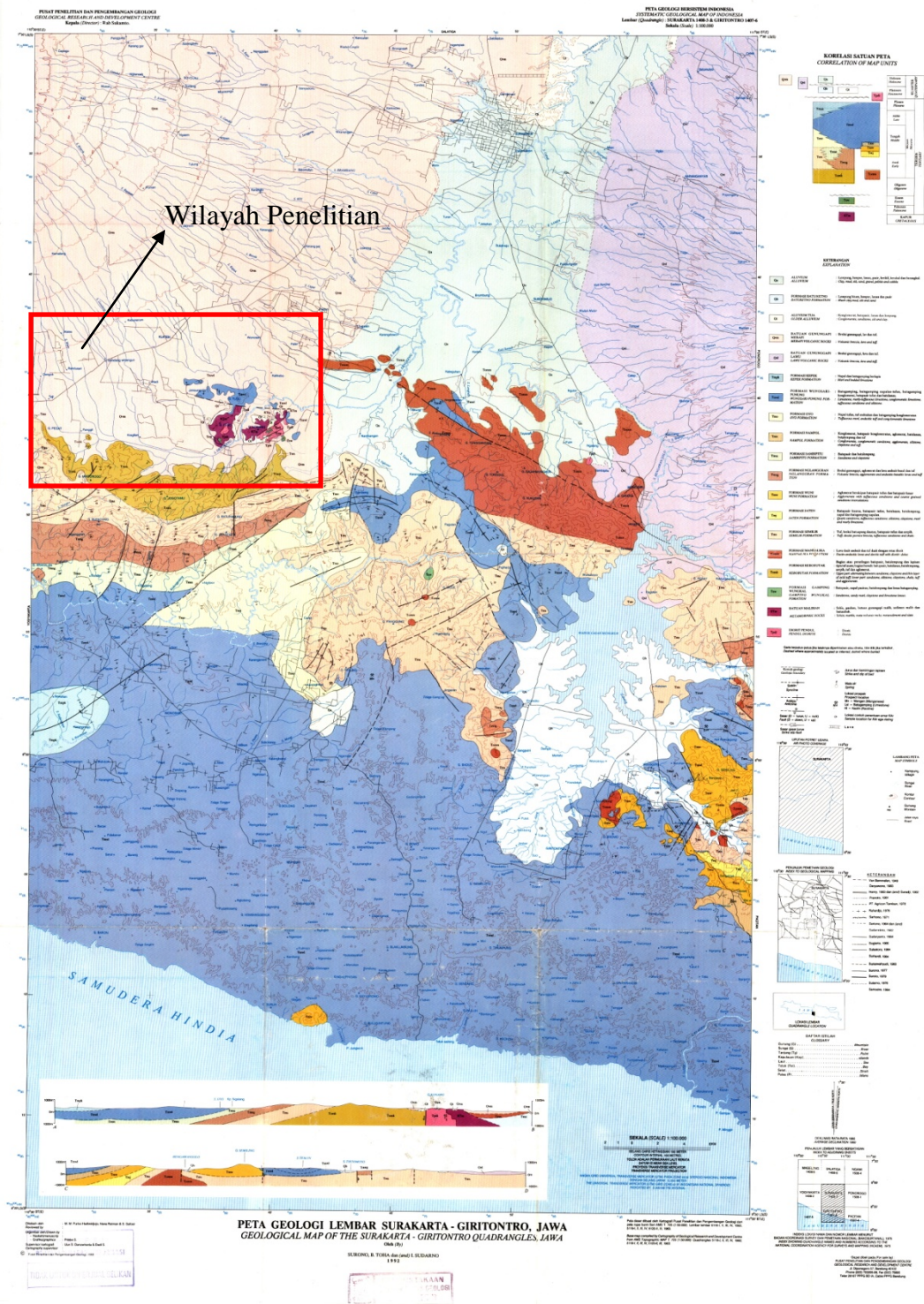
## 3.2 KONDISI GEOLOGI DAN KEGEMPAAN

### 3.2.1 Kondisi Geologi Klaten

Daerah penelitian merupakan bagian dari zona kaki gunung Merapi, yang terdiri dari deposit *fluviovolcanic Kuartar*. Menurut peta geologi lembar Surakarta dan Giritontro (Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi), batuan yang menyusun wilayah Kabupaten Klaten secara umum termasuk jenis batuan berumur kuartar dan tersier. Batuan kuartar tersebut penyusunnya adalah batuan gunung api merapi (Qvm), dan batuan alvium tua (Qt). Batuan tersier pada daerah penelitian adalah batuan formasi wonosari-punung (Tmwl), batuan malihan (KTm), batuan formasi gamping wungkal (Tew), batuan Diorit pendul (Tpdi), dan batuan formasi kebobutak (Tomk).

Di kecamatan Prambanan, Jogonalan, Klaten Selatan, Klaten Tengah, Gantiwarno, Wedi, dan Trucuk sebagian besar tersusun dari batuan gunung api merapi (Qvm). Wilayah kecamatan Bayat bagian utara yang terdapat Gunung Kebo dan Gunung Tugu tersusun dari batuan malihan (KTm), batuan diorit pendul (Tpdi), dan batuan gamping wungkal (Tew). Wilayah kecamatan Cawas bagian barat yang terdapat Gunung Konang tersusun dari batuan malihan (KTm), batuan diorit pendul (Tpdi), dan batuan gamping wungkal (Tew). Susunan batuan formasi wonosari-punung (Tmwl) terletak di wilayah sekitar Rowo Jombor dan Jimbung. Wilayah Gedangsari Gunung Kidul yang menjadi batas selatan Kabupaten Klaten tersusun dari batuan formasi kebobutak (Tomk). Untuk melihat persebaran batuan dapat dilihat pada **Gambar 3.2**.

Daerah kerusakan gempa bumi umumnya terkonsentrasi pada daerah-daerah yang disusun oleh sedimen gunung api merapi yang berumur Kuartar. Selain itu daerah kerusakan dapat pula dijumpai di daerah – daerah yang disusun oleh batuan Holosen berupa endapan dan gosong sungai. Sungai besar yang terdapat di daerah penelitian adalah Sungai Dengkeng, yang melewati wilayah kecamatan Bayat dan Cawas.



**Gambar 3.2** Peta Geologi Lembar Surakarta-Giritontro dan Wilayah Penelitian (Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi)

### 3.2.2 Sejarah Kegempaan Klaten

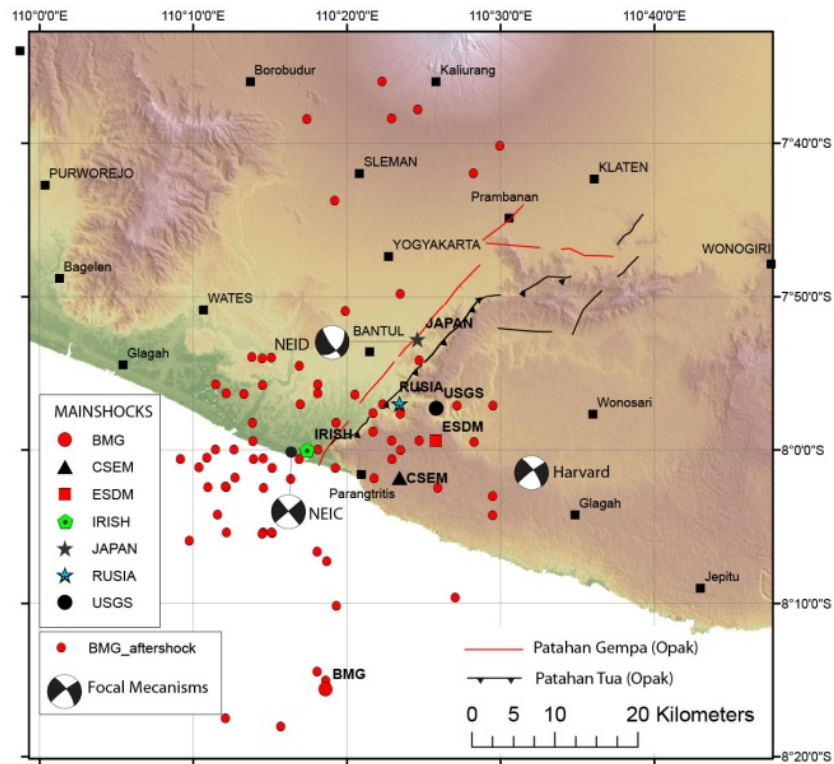
Sejarah kegempaan Jawa antara tahun 1840 hingga 2006 mencatat bahwa daerah Yogyakarta sudah beberapa kali mengalami gempabumi merusak. Gempabumi yang pertamakali tercatat adalah Gempabumi Purworejo (1840). Menurut Newcomb & McCann (1987) gempabumi ini terjadi pada tanggal 4 Januari 1840. Daerah yang mengalami kerusakan meliputi Kebumen, Purworejo, Bantul, Salatiga, Demak, Semarang, Kendal, dan Banjarnegara. Selanjutnya adalah gempabumi besar pada tanggal 10 Juni 1867 menyebabkan 2.200 rumah di Klaten roboh, 326 rumah roboh di Prambanan, dan juga menyebabkan pipa dalam tanah terputus. Gempabumi besar juga terjadi pada tanggal 23 Juli 1943. Kota-kota yang mengalami kerusakan adalah Cilacap, Tegal, Purwokerto, Kebumen, Purworejo, Bantul, dan Pacitan. Korban meninggal sebanyak 213 orang, sedangkan korban luka mencapai 2.096 jiwa (Bemmelen, 1949). Gempa selanjutnya terjadi pada tahun 1981 yang terbilang ringan dengan kekuatan 5,6 skala richter, tidak banyak dampak yang dirasakan hanya laporan retak-retak di beberapa rumah. Terakhir adalah Gempabumi pada tanggal 27 Mei 2006. Meskipun kekuatan gempabumi ini relatif kecil ( $M=6.4$ ), namun mengakibatkan lebih dari 6000 korban meninggal (Walter *et al.*, 2008). Secara lengkap sejarah gempa yang merusak di Yogyakarta dan Klaten dapat dilihat pada **Tabel 3.2**.

**Tabel 3.2** Sejarah Gempa Merusak di Yogyakarta dan Klaten

Tanggal	Episenter		Hiposenter (km)	Magnitude	Keterangan
	Lintang	Bujur			
04-01-1840	-	-	-	-	Disertai Tsunami
20-10-1859	-	-	-	-	Disertai Tsunami
10-06-1867	-	-	-	-	500 orang tewas, ribuan rumah rusak
28-03-1875	-	-	-	-	Dirasakan pada V-VII MMI
27-09-1937	8,88	110,65	-	7,2	VII-IX, 2.200 rumah roboh
23-07-1943	8,60	109,90	90	8,1	213 orang tewas, 15275 rumah rusak
12-10-1957	8,3	110,3	-	6,4	Dirasakan pada VI MMI
14-03-1981	7,2	109,3	33	6	Dirasakan pada VII MMI
09-06-1992	8,47	111,10	56	6,5	Dirasakan pada IV MMI
25-05-2001	8,62	110,1	50	6,2	Dirasakan pada IV MMI
19-08-2004	9,22	109,5	55	6,3	Dirasakan pada IV MMI
27-05-2006	7,96	110,45	15	6,4	Lebih dari 6.000 orang tewas, 1.000.000 orang kehilangan tempat tinggal

Sumber : Newcomb dan McCann (1987), Elnashai *et al.* (2006), dan Walter *et al.* (2007)

Dampak gempa Yogyakarta 2006 sampai di Kabupaten Klaten dikarenakan patahan gempa memanjang ke utara sejajar sesar Opak dan berlanjut ke Timur arah Klaten bagian selatan, seperti terlihat pada **Gambar 3.3**.



**Gambar 3.3** Data lokasi episenter, mainshock, aftershock, dan patahan gempa

### 3.3 SEISMOGRAF

Seismograf merupakan alat yang digunakan untuk mendeteksi dan mencatat getaran tanah beserta informasi waktu yang tepat. Hasil rekaman seismograf disebut seismogram. Seismograf terdiri dari beberapa bagian, antara lain: sensor (seismometer), *amplifier* atau pengkondisi sinyal, ADC (*Analog to Digital Converter*), sistem pewaktu (*time system*), *recorder* dan *power supply* (Havskov, 2002). Seismometer merupakan alat yang digunakan untuk merespon getaran tanah dan menangkap sinyal yang terekam oleh seismograf. Seismometer memiliki tiga detektor yang dapat mendeteksi getaran tanah. Pada penelitian ini seismograf yang digunakan adalah *Digital Portable Seismograph* yang terdiri dari seismometer tipe DS-4A dan *digitizer* tipe TDL-303S yang ditunjukkan pada **Gambar 3.4** dan **Gambar 3.5**.



**Gambar 3.4** Seismometer tipe DS-4A



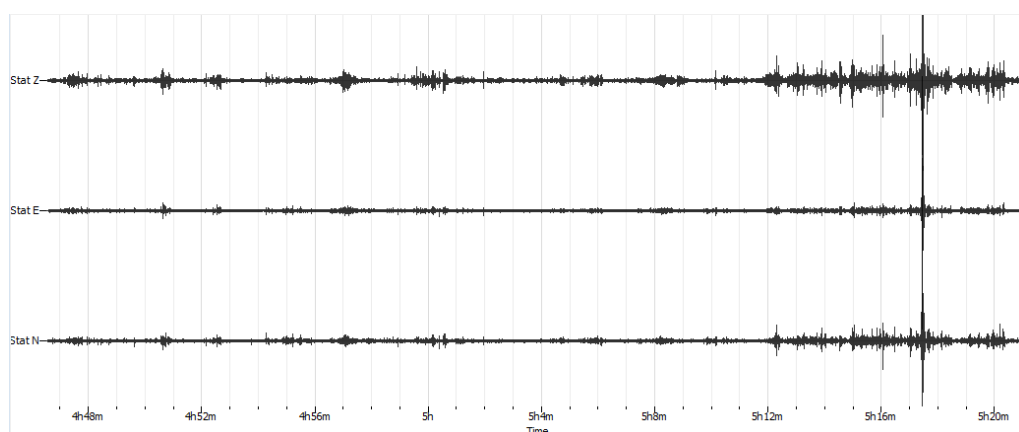
**Gambar 3.5** Digitizer tipe TDL-303S



### 3.4 MIKROTREMOR

Mikrotremor (*ambient vibration*) merupakan getaran tanah yang kecil dan terus menerus yang berasal dari dua sumber utama, yaitu alam dan aktivitas manusia (Kanai,1983). Mikrotremor dapat diartikan sebagai getaran alami tanah yang terjadi secara terus menerus, serta terjebak pada lapisan permukaan sedimen dan terpantulkan oleh adanya bidang batas lapisan dengan frekuensi tetap (Arifin *et. al.*, 2014). Mikrotremor terjadi karena getaran akibat orang berjalan, getaran mobil, getaran mesin-mesin pabrik, getaran angin, getaran laut dan getaran alamiah tanah.

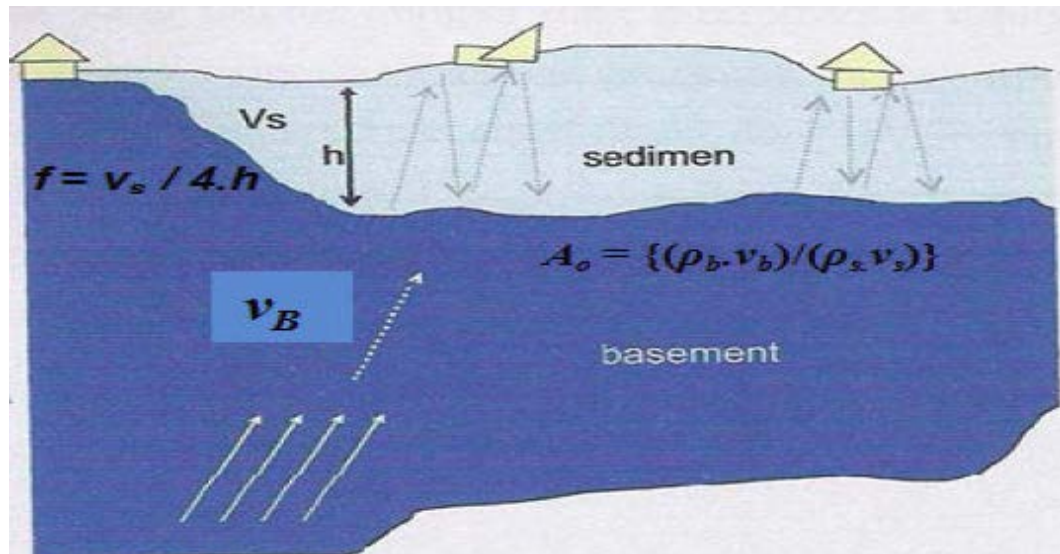
Menurut Mirzaoglu *et. al.* (2003), mikrotremor merupakan getaran tanah yang memiliki amplitudo pergeseran sekitar  $0,1-1 \mu m$ . Terdapat dua jenis mikrotremor berdasarkan periodenya, yaitu mikrotremor periode pendek (kurang dari 1 detik) dan keadaan ini terkait dengan struktur bawah permukaan dangkal dengan ketebalan beberapa puluh meter. Jenis kedua adalah mikrotremor dengan periode panjang (lebih dari 1 detik), keadaan ini terkait dengan struktur tanah yang lebih dalam, menunjukkan dasar dari batuan keras. Contoh sinyal mikrotremor hasil pembacaan dengan seismograf dapat dilihat pada **Gambar 3.6**.



**Gambar 3.6** Contoh data Mikrotremor Kecamatan Gantiwarno (Titik 10)

Karakteristik rekaman getaran (*seismogram*) dari mikrotremor berubah terhadap kondisi geomorfologis. Seismogram di dataran aluvial lunak memiliki amplitudo lebih tinggi dengan durasi lebih panjang, sementara seismogram di

batuan dasar amplitudonya sangat rendah dengan durasi pendek. Ilustrasinya seperti terlihat pada **Gambar 3.7**.



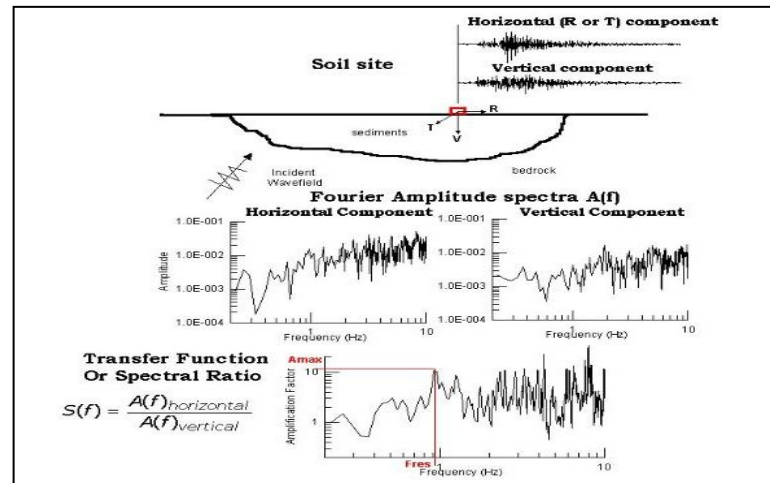
**Gambar 3.7** Karakteristik Seismogram Mikrotremor

Data mikrotremor dapat digunakan untuk mengetahui karakteristik dinamik lapisan tanah permukaan. Salah satu metode yang digunakan dalam analisis mikrotremor adalah Metode Nakamura atau disebut juga metode *Horizontal to Vertical Spectrum Ratio* (HVSr).

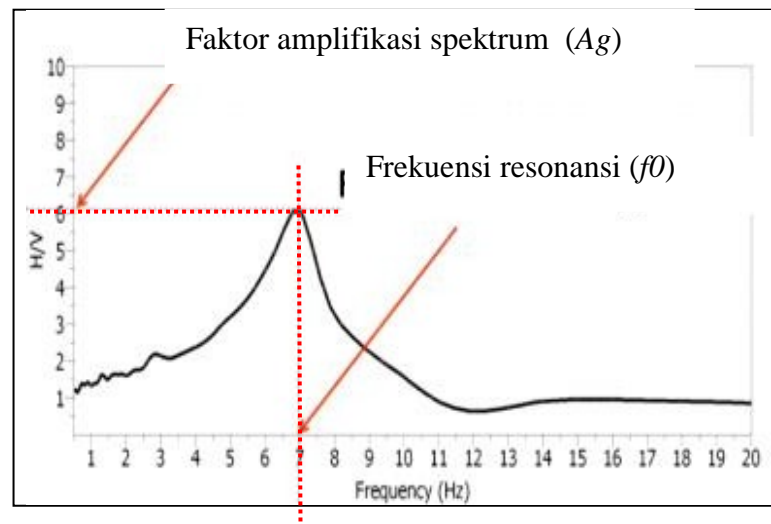
### 3.5 METODE HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO (HVSr)

Metode ini pertama kali diperkenalkan oleh Nogoshi dan Igarashi (1971) kemudian dimodifikasi dan dikembangkan oleh Yutaka Nakamura (Nakamura, 1989). Metode HVSr menggunakan data dari rekaman getaran (*seismogram*) mikrotremor 3 komponen, yaitu komponen horisontal N-S, horisontal E-W dan komponen vertikal. Pada *seismogram* tersebut dilakukan transformasi Fourier Cepat (*Fast Fourier Transform*) pada setiap komponennya menghasilkan spektrum fourier 3 komponen. Dari spektrum fourier ini diperoleh rasio amplitudo spektrum antara komponen horisontal terhadap vertikal (HVSr) dari sinyal rekaman mikrotremor (Ari Sungkowo, 2016). Prinsip metode HVSr diilustrasikan pada **Gambar 3.8**.

Hasil analisis HVSR menghasilkan sebuah spektrum HVSR dengan puncak spektrum pada frekuensi resonansinya. Frekuensi resonansi ( $f_0$ ) dan puncak spektrum mikrotremor ( $A$ ) merupakan parameter yang mencerminkan karakteristik dinamika lapisan tanah permukaan, diilustrasikan **Gambar 3.9**.



**Gambar 3.8** Ilustrasi prinsip metode HVSR mikrotremor

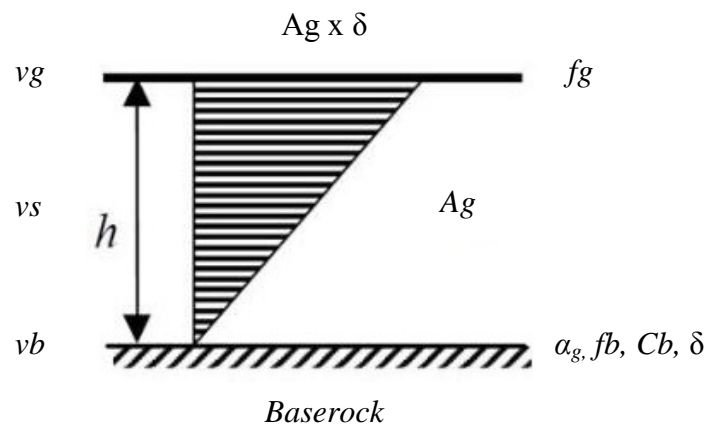


**Gambar 3.9** Frekuensi resonansi  $f_0$  dan puncak spektrum  $A_g$

Metode HVSR berguna untuk mengidentifikasi respon resonansi pada cekungan yang berisi material sedimen. Fenomena resonansi dalam lapisan sedimen yakni terjebakanya gelombang seismik di lapisan permukaan karena adanya kontras impedansi antara lapisan sedimen dengan lapisan batuan keras

yang lebih dalam. Interferensi antar gelombang seismik yang terjebak pada lapisan sedimen berkembang menuju pola resonansi yang berkenaan dengan karakteristik lapisan sedimen.

Menurut Nakamura (2000), dalam kajian kerentanan gempabumi di suatu tempat, estimasi tingkat kerentanan lapisan tanah permukaan perlu mempertimbangkan nilai regangan horisontal tanah (*ground shear-strain*). Ilustrasi regangan geser tanah dapat dilihat pada **Gambar 3.10** Shear deformation of surface layer



**Gambar 3.10** Shear deformation of surface layer

Jika  $T = \frac{4h}{v_s}$ ,  $\frac{1}{T} = \frac{v_s}{4h}$ , dan  $f = \frac{c}{4h}$ , dengan  $f$  frekuensi dominan tanah,  $T$  periode dominan tanah, dan  $h$  ketebalan sedimen, maka frekuensi *baserock* ( $fb$ ) dapat dirumuskan sebagai :

$$fb = \frac{cb}{4h} \quad (3.1)$$

Jika  $Ag$  adalah faktor amplifikasi spektrum, maka frekuensi *surface ground* ( $fg$ ) dapat dirumuskan sebagai :

$$fb = \frac{cg}{4h Ag} \quad (3.2)$$

Dari Persamaan (3.1) bisa didapatkan rumus untuk mencari ketebalan sedimen ( $h$ ), seperti di bawah ini :

$$fg = \frac{Cb}{4h} \quad (3.3)$$

$$h = \frac{Cb}{4fg}$$

Jika pergeseran di basement dinotasikan ( $\delta$ ), maka percepatan di batuan dasar ( $\alpha_g$ ) dirumuskan sebagai berikut,

$$\begin{aligned} \alpha_g &= \left(\frac{2\pi}{T_g}\right)^2 \delta \\ &= (2\pi f_g)^2 \delta \end{aligned} \quad (3.4)$$

Dari Persamaan (3.4) didapatkan rumus pergeseran di basement ( $\delta$ ) sebagai berikut,

$$\delta = \frac{\alpha_g}{(2\pi f_g)^2} \quad (3.5)$$

Regangan geser tanah ( $\gamma$ ) didapatkan dari penggabungan Persamaan (3.4) dan Persamaan (3.5), sebagai berikut,

$$\begin{aligned} \gamma &= \frac{A_g \delta}{h} \\ &= \frac{A_g \alpha_g}{4 \pi^2 f_g^2} \frac{4 f_g A_g}{C_b} \\ &= \frac{A_g^2 \alpha_g}{\pi^2 f_g C_b} \end{aligned} \quad (3.6)$$

### 3.6 SITE EFFECT

Karakteristik geologi permukaan dan geoteknik dari tanah mempunyai peran penting dalam kaitannya dengan getaran seismik tanah. Variasi parameter

getaran tanah berupa amplitudo, kandungan frekuensi dan durasi dikenal dengan *site effect*. *Site effect* utamanya terjadi karena adanya kontras impedansi antara lapisan tanah dengan batuan dasar (*bedrock*). (Ari Sungkowo, 2016)

Pada umumnya *site effect* didefinisikan sebagai modifikasi (perubahan) dari karakteristik gelombang yaitu amplitudo, kandungan frekuensi dan durasi terhadap kondisi lapisan soil dan topografi permukaan. Modifikasi ini termanifestasikan sebagai amplifikasi ataupun deamplifikasi dari amplitudo gelombang dalam semua frekuensi, yang tergantung pada banyak parameter, diantaranya  $PI$ ,  $v_s$ ,  $v_p$ ,  $Go$ , modulus geser, dan lain-lain.

Pengaruh dari kondisi geologi lokal dan kondisi soil terhadap intensitas getaran gempa dan kerusakan yang terjadi karena gempa telah di ketahui semenjak dahulu. Guthenberg (1927) dalam Thomson and Silva (2013), mengembangkan faktor amplifikasi dari rekaman mikroseismik pada lokasi-lokasi yang berbeda kondisi bawah permukaannya. Kondisi *site* lokal secara mendalam mempengaruhi semua karakteristik penting yaitu parameter amplitudo, kandungan frekuensi dan durasi dari gerakan gempa. Besarnya pengaruh tergantung pada bentuk geometri dan sifat-sifat material bawah permukaan, kondisi topografi, dan karakteristik *input motion*.

*Site effect* ( $T_{SITE}$ ) pada lapisan sedimen permukaan ditentukan dengan cara membandingkan faktor amplifikasi dari gerakan horizontal  $T_H$  dengan faktor amplifikasi dari gerakan vertikal  $T_V$  (Daryono *et. al.*, 2009).

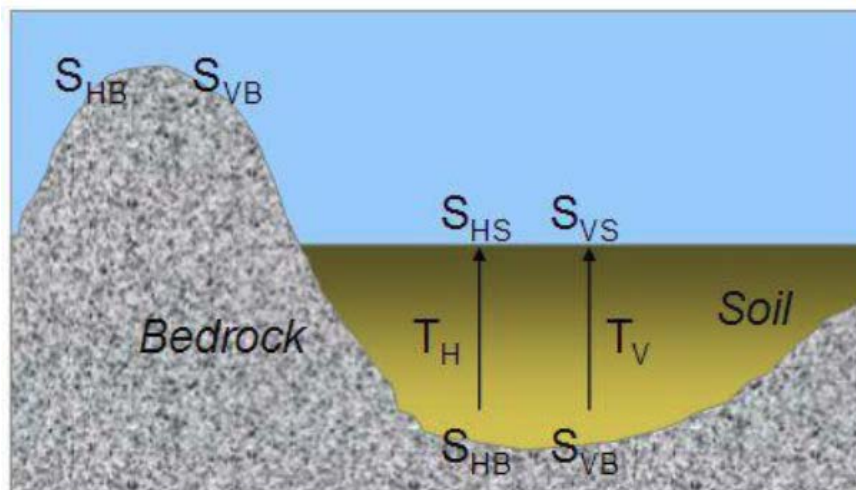
$$T_{SITE} = \frac{T_H}{T_V} \quad (3.7)$$

Faktor amplifikasi  $T_H$  dan faktor amplifikasi  $T_V$  dirumuskan oleh Nakamura (2000) dengan

$$T_H = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (3.8)$$

$$T_V = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (3.9)$$

$S_{HS}$  adalah spektrum dari komponen horizontal sinyal mikrotremor di permukaan tanah,  $S_{HB}$  adalah spektrum dari komponen horizontal sinyal mikrotremor pada dasar lapisan tanah,  $S_{VS}$  adalah spektrum gerak vertikal sinyal mikrotremor di permukaan tanah, dan  $S_{VB}$  merupakan spektrum dari komponen gerak vertikal sinyal mikrotremor pada dasar lapisan tanah (Nakamura, 2000). Asumsi yang digunakan dalam metode Nakamura ditunjukkan pada **Gambar 3.11**.



**Gambar 3.11** Model cekungan yang berisi material sedimen (Nakamura, 2000)

Sinyal mikrotremor tersusun dari beberapa jenis gelombang, tetapi yang utama adalah gelombang Rayleigh yang merambat pada lapisan sedimen di atas batuan dasar. Komponen vertikal mikrotremor tidak teramplifikasikan oleh lapisan sedimen di dataran aluvial. Pengaruh gelombang Rayleigh pada rekaman sinyal mikrotremor mempunyai nilai yang sama untuk komponen vertikal dan horizontal saat rentang frekuensi 0,2 Hz sampai 20 Hz, sehingga rasio spektrum antara komponen horizontal dan vertikal di batuan dasar mendekati satu.

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} \approx 1 \quad (3.10)$$

apabila dibulatkan menjadi

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} = 1 \text{ atau } \frac{S_{VB}}{S_{HB}} = 1 \quad (3.11)$$

Karena rasio spektrum antara komponen horizontal dan vertikal di batuan dasar mendekati nilai satu, maka gangguan yang terekam pada permukaan lapisan tanah akibat efek dari gelombang Rayleigh dapat dihilangkan, sehingga hanya ada pengaruh yang disebabkan oleh struktur geologi lokal atau *site effect*. Dengan substitusi persamaan (3.8), (3.9), dan (3.11) ke persamaan (3.7), maka diperoleh persamaan (3.12). Persamaan (3.12) menjadi dasar perhitungan rasio spektrum mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikalnya atau *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr). Persamaan (3.12) dapat juga ditulis

$$HVSr = T_{SITE} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} = \frac{\sqrt{[(S_{Utara-Selatan})^2 + (S_{Barat-Timur})^2]}}{S_{Vertikal}} \quad (3.12)$$

### 3.7 FAKTOR AMPLIFIKASI SPEKTRUM TANAH ( $A_g$ )

Sinyal gempa berupa gelombang seismik tiba di suatu tempat dipengaruhi oleh sumber gempa (*source activation*), jalur penjalaran sinyal (*propagation path*), efek geologi lokal (*effect of local geology*). Amplifikasi maupun deamplifikasi dapat terjadi karena kondisi geologi lokal yang dapat menyebabkan perubahan karakteristik gelombang seismik yang datang.

Faktor amplifikasi spektrum tanah merupakan rasio spektrum fourier yang dihasilkan pengolahan data rekaman mikrotremor di titik ukur dipermukaan tanah menggunakan metode HVSr. Menurut Nakamura *et al.* (2000) nilai faktor amplifikasi tanah ( $A_g$ ) dapat diketahui dari tinggi puncak spektrum kurva HVSr hasil pengukuran mikrotremor yang telah diolah sehingga dihasilkan spektrum HVSr Persamaan (3.12). Beberapa peneliti telah menemukan adanya korelasi antara puncak spektrum H/V dengan distribusi kerusakan gempa bumi (Mucciarelli *et al.*, 1998; Nakamura *et al.*, 2000; Panou *et al.*, 2004). Amplifikasi merupakan dampak adanya *site effect* pada kondisi tanah permukaan.



### 3.8 FREKUENSI DOMINAN TANAH ( $f_g$ ) DAN PERIODE DOMINAN ( $T_g$ )

Kondisi tanah setempat secara substansional mempengaruhi karakteristik gelombang gempabumi selama gempabumi terjadi. Endapan tanah lunak akan memperbesar amplitudo getaran tanah, sehingga akan menambah efek kerusakan yang ditimbulkan.

Kandungan frekuensi dari suatu getaran tanah berkaitan dengan magnitudo gempa. Pada saat gelombang seismik berjalan dari suatu patahan (*fault*) komponen frekuensi yang lebih besar di serap dan disebarkan dengan lebih cepat dari pada komponen frekuensi yang lebih rendah. Sebagai akibatnya, kandungan frekuensi juga berubah terhadap jarak. Gelombang seismik pada saat menjalar, terjebak dalam lapisan tanah lunak dan fenomena multi refleksi terjadi, menghasilkan getaran tanah dengan frekuensi yang sama sehingga terjadi interferensi yang memperkuat getaran gempabumi.

Frekuensi dominan ( $f_g$ ) didefinisikan sebagai frekuensi dari getaran yang terjadi pada saat nilai maksimum dari spektrum amplitudo fourier (*Fourier Amplitude Spectrum*). Frekuensi yang terjadi pada saat terjadinya amplitudo maksimum dari spektrum amplitudo fourier. Frekuensi dominan berkaitan dengan periode dominan tanah. Nilai periode dominan tanah di suatu tempat berbanding terbalik dengan nilai frekuensi dominannya. Nilai frekuensi dominan tanah dapat diestimasi dengan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr) dari rekaman mikrotremor yang diperkenalkan secara luas oleh Nakamura (1989), seperti dijelaskan di atas, dengan diketahui frekuensi dominan tanah, diketahui periode getaran tanahnya.

Nilai periode dominan dapat digunakan untuk memperkirakan tingkat kekerasan batuan. Sedangkan frekuensi dominan dapat dipergunakan untuk memperkirakan ketebalan lapisan. Frekuensi dominan disuatu tempat dapat mengalami resonansi dengan frekuensi bangunan jika frekuensi keduanya bernilai sama atau mendekati sama. Efek resonansi ini akan memperbesar simpangan bangunan saat terjadi goyangan yang menyebabkan bangunan mudah rusak.

Pada daerah dengan nilai frekuensi dominan ( $f_g$ ) rendah rentan terhadap getaran dengan periode panjang yang dapat mengancam bangunan bertingkat

tinggi (Tuladhar, 2002). Hal ini dikarenakan bangunan tinggi memiliki frekuensi dominan struktur yang rendah, sehingga menimbulkan resonansi apabila bangunan ini dibangun pada daerah yang memiliki frekuensi dominan yang rendah pula. Dengan mengetahui sebaran frekuensi dominan/resonansi pada suatu daerah dan memanfaatkannya dalam perencanaan struktur bangunan tahan gempa, diharapkan akan dapat mengurangi risiko kerusakan akibat gempa bumi di masa yang akan datang.

Periode dominan  $T_g$  merupakan salah satu parameter yang mempengaruhi nilai percepatan getaran tanah maksimum. Periode dominan diperoleh dari frekuensi dominan ( $f_g$ ) yang dapat mengindikasikan karakter lapisan batuan yang ada di suatu wilayah (Arifin *et. al.*, 2014). Periode dominan tanah akan mempengaruhi besarnya percepatan batuan pada lapisan batuan dasar (*base rock*) dan pada permukaan (*ground surface*).

Berdasarkan besarnya periode dominan ( $T_g$ ), dapat diketahui perbedaan karakteristik tanah dan geologi di daerah penelitian seperti pada **Tabel 3.3**.

**Tabel 3.3** Klasifikasi tanah konversi Kanai & Tanaka dengan Omote-Nakajima (Gunawan dan Subardjo, 2005; Pitilakis *et. al.*, 2004).

Klasifikasi Tanah		Periode Predominan (s)	Frekuensi Predominan (Hz)	Keterangan
Kanai	Omote-Najima			
Jenis I	Jenis A	0,05 – 0,15	6,7 - 20	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan pasir berkerikil keras ( <i>hard sandy gravel</i> )
Jenis II	Jenis B	0,1 – 0,25	4 – 6,7	Batuan <i>alluvial</i> dengan ketebalan 5m. Terdiri dari pasir keriki ( <i>sandy gravel</i> ), lempung keras berpasir ( <i>sandy hard clay</i> ), lempung ( <i>loam</i> ), dan sebagainya.
Jenis III	Jenis C	0,25 – 0,4	2,5 - 4	Batuan <i>alluvial</i> yang hampir sama dengan tanah jenis II, hanya dibedakan oleh adanya formasi yang belum diketahui ( <i>buff formation</i> ).
Jenis IV	Jenis D	>0,4	1,4 – 2,5	Batuan <i>alluvial</i> yang terbentuk dari sedimentasi delta, <i>top soil</i> , lumpur, tanah lunak, humus, endapan delta atau endapan lumpur, yang tergolong ke dalam tanah lembek, dengan kedalaman 30m.

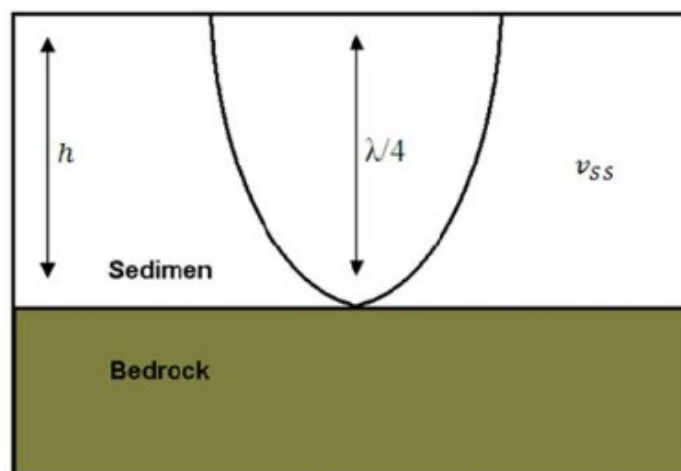
Sumber : Gunawan dan Subardjo, 2005; Pitilakis *et. al.*, 2004

### 3.9 KETEBALAN SEDIMEN TANAH ( $h$ )

Frekuensi dominan mempunyai hubungan dengan ketebalan sedimen di suatu wilayah. Frekuensi dominan dari hasil pengukuran mikrotremor dilapangan dapat digunakan untuk mengestimasi ketebalan sedimen. Perbandingan antara frekuensi dominan observasi dan numerik juga menunjukkan adanya hubungan pengukuran mikrotremor yang tergantung pada kedalaman dan kecepatan gelombang geser. Ilustrasi sederhana berupa model struktur tanah dua lapis yaitu *bedrock* yang tertutupi lapisan lunak (sedimen) di atasnya memiliki ketebalan lapisan sedimen ( $h$ ) dan kecepatan gelombang geser rata-rata ( $v_s$ ) pada lapisan lunak (sedimen), dapat dilihat pada **Gambar 3.12**. Maka persamaan frekuensi dominannya yaitu :

$$f_g = \frac{v_s}{4h} \quad (3.13)$$

Notasi untuk rumusan diatas adalah  $f_g$  frekuensi dominan,  $v_s$  kecepatan rata-rata gelombang geser,  $h$  ketebalan sedimen. Berdasar persamaan ini selain frekuensi dominan, kecepatan gelombang sekunder juga menentukan hasil perhitungan ketebalan sedimen.



**Gambar 3.12** Model dua lapisan: *bedrock* dan sedimen (Ibs-von dan Jurgen, 1999)

### 3.10 INDEKS KERENTANAN SEISMIK ( $K_g$ )

Indeks kerentanan seismik ( $K_g$ ) merupakan indeks yang menggambarkan tingkat kerentanan lapisan tanah permukaan terhadap deformasi saat terjadi gempa bumi. Indeks kerentanan seismik berkaitan dengan kondisi geomorfologis. Beberapa faktor yang mempengaruhi indeks kerentanan seismik di antaranya adalah sedimen berusia kuartar yang memiliki tingkat soliditas rendah sehingga sangat berpengaruh terhadap faktor amplifikasi saat terjadi gempa bumi, sedangkan pada batuan berumur tersier cenderung lebih *solid* dan sangat stabil terhadap getaran gempa bumi sehingga tidak menimbulkan amplifikasi (Fah *et. al.*, 2006). Indeks kerentanan seismik dapat dihitung dengan menggunakan Persamaan (3.14) (Nakamura, 1997), yang didapatkan dari Persamaan (3.6), sebagai berikut :

$$K_g = \frac{A_g^2}{f_g} \quad (3.14)$$

Notasi dalam persamaan (3.14) tersebut adalah:  $K_g$  (indeks kerentanan seismik),  $A_g$  (puncak spektrum HVSR), dan  $f_g$  (frekuensi resonansi tanah, Hz).

Nilai indeks kerentanan seismik dapat memberikan informasi potensi tingkat guncangan akibat gempa bumi pada suatu daerah. Efek lokal yang menyebabkan kerusakan saat gempa bumi berkorelasi dengan parameter HVSR microtremor, yang dicirikan oleh frekuensi dominan tanah ( $f_g$ ) rendah (periode tinggi) dan faktor amplifikasi tanah ( $A_g$ ) tinggi. Indeks kerentanan seismik ( $K_g$ ) menunjukkan korelasi hubungan antara amplifikasi spektrum tanah ( $A_g$ ) dengan frekuensi dominan ( $f_g$ ).

### 3.11 PEAK GROUND ACCELERATION (PGA)

Percepatan adalah parameter yang menyatakan perubahan kecepatan mulai dari keadaan diam sampai kecepatan tertentu. Percepatan getaran tanah puncak atau *Peak Ground Acceleration* (PGA) adalah nilai percepatan getaran tanah terbesar yang pernah terjadi di suatu tempat yang diakibatkan oleh gelombang gempa bumi. Percepatan getaran tanah maksimum yang terjadi pada suatu titik tertentu dalam suatu kawasan dihitung dari akibat semua gempa bumi

yang terjadi pada kurun waktu tertentu dengan memperhatikan besar magnitudo dan jarak hiposenternya, serta periode dominan tanah dimana titik tersebut berada (Kirbani, 2012).

Percepatan getaran tanah puncak adalah nilai percepatan getaran tanah yang terbesar yang pernah terjadi di suatu tempat yang diakibatkan oleh gempa bumi. Semakin besar nilai PGA yang pernah terjadi di suatu tempat, semakin besar bahaya dan risiko gempa bumi yang mungkin terjadi. Efek primer gempa bumi adalah kerusakan struktur bangunan baik yang berupa gedung perumahan rakyat, gedung bertingkat, fasilitas umum, monumen, jembatan dan infrastruktur struktur lainnya, yang diakibatkan oleh getaran yang ditimbulkannya. (Ari Sungkowo, 2016).

Secara garis besar, tingkat kerusakan yang mungkin terjadi tergantung dari kekuatan dan kualitas bangunan, kondisi geologi dan geotektonik lokasi bangunan, dan percepatan tanah di lokasi bangunan akibat dari getaran suatu gempabumi. Faktor yang merupakan sumber kerusakan dinyatakan dalam parameter percepatan tanah sehingga data PGA akibat getaran gempabumi pada suatu lokasi menjadi penting untuk menggambarkan tingkat bahaya gempabumi di suatu lokasi tertentu.

Pengukuran percepatan tanah dilakukan dengan *accelerograph* yang dipasang di lokasi penelitian. Akan tetapi apabila tidak dapat dilakukan pengukuran di lokasi penelitian pengukuran percepatan tanah dapat dilakukan dengan cara empiris, yaitu dengan pendekatan dari beberapa rumus yang diturunkan dari parameter gempa bumi. Perumusan ini tidak selalu benar bahkan dari satu metode ke metode lainnya tidak selalu sama, namun cukup memberikan gambaran umum tentang PGA.

Getaran gempa yang terasa dipermukaan tanah merupakan rambatan dari energi gempa dari sumbernya. Suatu benda yang bergerak dalam suatu media dan mengalami perubahan kecepatan maka akan mempunyai percepatan. Sebagaimana parameter gempa yang lain, percepatan tanah juga mengalami atenuasi, berkurangnya nilai parameter gempa karena pengaruh jarak dan pengaruh- pengaruh lainnya.

Pada umumnya *peack ground acceleration* diplot sebagai fungsi dari jarak untuk suatu magnitudo dan kondisi tanah tertentu. Fungsi atenuasi dapat diturunkan dari hasil regresi data percepatan gempa maupun percepatan gempa sintetis yang diperoleh dari model numerik. Fungsi atenuasi yang diturunkan dari data percepatan suatu wilayah mungkin tidak dapat digunakan diwilayah yang lain. Karena tidak adanya cukup data untuk menurunkan suatu fungsi atenuasi untuk wilayah Indonesia, pemakaian fungsi atenuasi dari tempat lain tidak dapat dihindari.

Banyak peneliti telah merumuskan atenuasi gelombang seismik (gelombang gempa). Pada generasi awal penentuan besarnya PGA (*peak ground acceleration*) adalah percepatan di batuan dasar, penentuan besarnya PGA hanya menggunakan parameter jarak epicenter dan magnitudo gempa bumi. Kemudian rumusan PGA berkembang dengan mempertimbangkan kondisi tanah dan pola patahan sumber gempa, sampai pada generasi atenuasi NGA (*New Generation Atenuation*) yang lebih kompleks. Penelitian ini menggunakan atenuasi Kanai yang menambahkan parameter periode dominan tanah dalam rumus atenuasi.

Metode Kanai merupakan salah satu metode pendekatan empiris yang dapat digunakan untuk menghitung nilai percepatan getaran tanah puncak. Metode ini memperhitungkan input parameter gempabumi seperti episenter, kedalaman dan magnitudo, serta periode predomnan tanah sebagai input parameter hasil analisis mikrotremor. Rumus empiris untuk menghitung nilai percepatan getaran tanah menggunakan metode Kanai (1966 ) ditunjukkan oleh Persamaan (3.15). (Douglas, 2011):

$$\alpha = \frac{\alpha_1}{\sqrt{T_g}} 10^{\alpha_2 M - P \log_{10} R + Q} \quad (3.15)$$

dengan

$$P = \alpha_3 + \alpha_4 / R \quad (3.16)$$

dan

$$Q = \alpha_5 + \alpha_6 / R \quad (3.17)$$

Notasi dalam rumus di atas adalah :

- $a$  = percepatan tanah di titik pengukuran (gal)  
 $T_g$  = periode predominan tanah (s)  
 $M$  =magnitudo gempabumi (skala Richter)  
 $R$  = jarak hiposenter (km)

dengan konstanta-konstanta  $a_1= 5$ ,  $a_2= 0,61$ ,  $a_3= 1,66$ ,  $a_4 = 3,60$ ,  $a_5=0,167$ ,  $a_6=-1,83$ .

### 3.12 KECEPATAN GELOMBANG GESER ( $V_s$ )

Kecepatan gelombang geser (*shear wave*) adalah paramater yang penting untuk menentukan karakteristik dinamika tanah. Gelombang S di perlukan dalam analisa dan evaluasi *site effect* khususnya pada lapisan sedimen yang berada diatas batuan dasar.  $V_s$  ditentukan dari perambatan gelombang seismik yang tegak lurus terhadap arah rambatan gelombangnya. Nilai kecepatan gelombang geser dapat merupakan representasi dari sifat geser struktur tanah (Ari Sungkowo, 2016).

Beberapa metode dapat digunakan untuk menghitung kecepatan gelombang geser tanah, diantaranya metode geofisika dan metode geoteknik. Kecepatan gelombang geser dapat dicari dengan menggunakan beberapa teknik misalnya teknik lobang silang (*cross-hole technique*), *downhole logging*, N-SPT *value* dan metode survei lainnya.

Beberapa rumusan korelasi  $V_s$  dengan nilai N-SPT telah disampaikan oleh beberapa peneliti, salah satunya yang disampaikan oleh Imai dan Tonouchi (1982) mengusulkan rumus empirik untuk kecepatan gelombang geser  $v_s$  sebagai fungsi dari N-SPT (Fauzi, dkk, 2014), yaitu :

$$V_s = 96.9 N^{0.314} \text{ (all sites)} \quad (3.18)$$

dengan  $v_s$  adalah kecepatan gelombang geser (m/s) dan N ( ditentukan dari SPT).

Selain persamaaan empiris, nilai kecepatan gelombang sekunder dapat didekati dengan metode replikasi, yaitu dengan cara membuat persamaan dari kesesuaian nilai N-SPT. Nilai N-SPT yang telah diketahui nilai  $V_s$  nya sebagai titik referensi kemudian dibuat persamaannya, selanjutnya persamaan ini digunakan

pada titik lain yang diketahui nilai N-SPTnya, sehingga diperoleh nilai  $v_s$  di titik tersebut.

Titik bor referensi pada penelitian ini digunakan titik *seismic down hole* Sorosutan. Dari titik referensi ini diperoleh persamaan replikasi untuk estimasi kecepatan gelombang geser dari korelasi  $v_s$  dan N-SPT. Persamaan replikasinya adalah sebagai berikut:

$$V_s = 40.083 \times (N)^{0.5562} \quad (3.19)$$

dengan  $v_s$  adalah kecepatan gelombang geser (m/s) dan N (ditentukan dari SPT). Karena terbatasnya data log bor, untuk estimasi kecepatan gelombang geser selain dilakukan dengan replikasi data *seismic down hole*, korelasi  $V_s$  dan N-SPT dengan rumusan Imai dan Tonouchi (1982), juga dilakukan dengan inversi kurva *Horizontal to Vertical Ratio* (HVSr) dari mikrotremor. Inversi ini dilakukan dengan metode yang di sampaikan oleh Herak (2008), prinsip metode ini adalah mencocokkan kurva HVSr hasil observasi dengan kurva HVSr teori sampai didapatkan kedua kurva sedikit *misfit* (ketidaksesuaian). Setelah kecepatan gelombang geser di wilayah penelitian diperoleh selanjutnya diestimasi kecepatan gelombang geser sampai kedalaman 30 meter ( $V_{s30}$ ). Inversi dilakukan pada lapisan kedalaman 30 m. Persamaan  $V_{s30}$  diestimasi dengan persamaan berikut :

$$V_{s30} = \frac{h30}{\sum \frac{h_i}{v_{si}}} \quad (3.20)$$

Untuk lapis  $i = 30$  m

dengan

$V_{s30}$  : kecepatan gelombang geser sampai pada kedalaman 30 meter,

$h_i$  : ketebalan lapisan tanah,

$v_s$  : kecepatan gelombang geser pada titik pengukuran



### 3.13 REGANGAN GESER TANAH (*GROUND SHEAR STRAIN*)

Pada saat suatu benda terkena gaya, maka benda tersebut akan mengalami deformasi atau perubahan bentuk. Deformasi ini bisa dalam bentuk regangan atau tekanan. Kemampuan material penyusun tanah atau untuk saling meregang dan bergeser saat gempa bumi dinyatakan dengan regangan geser tanah (*ground shear-strain*). Regangan geser tanah merupakan derajat distorsi elemen tanah yang umumnya di beri notasi  $\gamma$ , besarnya regangan ini dapat dinyatakan dalam rasio antara perubahan horisontal dengan tinggi sample/elemen (Widodo, 2012).

Menurut Nakamura (2000), dalam kajian kerentanan gempabumi di suatu tempat, estimasi tingkat kerentanan lapisan tanah permukaan perlu mempertimbangkan nilai regangan horisontal tanah (*ground shear-strain*).

Regangan geser tanah ( $\gamma$ ) didapatkan dari penggabungan Persamaan (3.4) dan Persamaan (3.5), sebagai berikut,

$$\begin{aligned}\gamma &= \frac{A_g \delta}{h} \\ &= \frac{A_g \alpha_g}{4 \pi^2 f_g^2} \frac{4 f_g A_g}{C_b} \\ &= \frac{A_g^2 \alpha_g}{\pi^2 f_g C_b}\end{aligned}\tag{3.21}$$

Nilai *ground shear-strain* ( $\gamma$ ) diperoleh dengan mengalikan antara indeks kerentanan seismik berdasarkan mikrotremor dengan percepatan di batuan dasar. Nilai percepatan di batuan dasar dari rumusan yang sederhana dipengaruhi oleh besarnya magnitudo gempa bumi dan jarak sumber dengan titik amat. Hubungan ini dapat digunakan untuk melihat hubungan antara magnitudo dan jarak epicenter gempa dengan besarnya regangan geser horisontal tanah.

### 3.14 INVERSI KURVA HVSR

Berkaitan dengan HVSR untuk karakterisasi geologi lokal, perlu diketahui parameter-parameter bawah permukaan yang mempengaruhi frekuensi dominan dan faktor amplifikasi tanah berdasar kurva HVSR.

Pemodelan kurva HVSR dari hasil pengolahan mikrotremor dilakukan untuk mendapatkan nilai kecepatan gelombang geser titik pengukuran dengan menggunakan *software* *dinver* dari *geopsy*. *Dinver* ini didasarkan pada medium homogen viscoelastisitas dengan gelombang vertikalnya diganti gelombang primer ( secara teori gelombang SV). Sebagaimana dipaparkan oleh pengembang *geopsy*, dalam pengembangan *software* *Dinver* bahwa kurva HVSR dipengaruhi oleh 6 parameter, yaitu  $v_s, v_p, Q_s, Q_p, h$  dan  $\rho$ .

*Dinver* membandingkan antara kurva HVSR teoritis dengan kurva HVSR hasil pengukuran lapangan (HVSR Observasi). Dengan merubah parameter input *Dinver* di atas, maka kurva HVSR teoritis akan berubah. Dengan melakukan iterasi maka akan didapatkan kurva HVSR yang paling bagus (dengan ketidaksesuaian terkecil) antara kurva HVSR teoritis dengan kurva HVSR hasil pengukuran, dirumuskan dengan Persamaan (3.22) dan (3.23).

$$m = \sum_i \{ [HVSR_{Obs}(f_i) - HVSR_{THE}(f_i)] W_i \}^2 \quad (3.22)$$

$$W_i = [HVSR_{Obs}(f_i)]^E, E \geq 0 \quad (3.23)$$

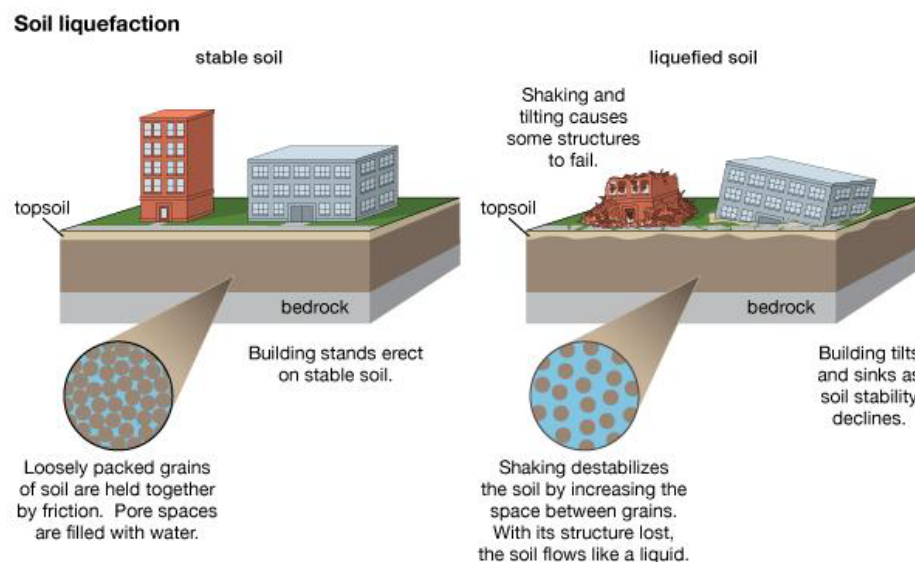
Notasi rumus di atas adalah  $HVSR_{Obs}$  (HVSR observasi lapangan),  $HVSR_{THE}$  (HVSR teori), dan  $W$  adalah pembobotan.

### 3.15 LIKUIFAKSI

Likuifaksi adalah fenomena hilangnya kekuatan tanah akibat getaran gempabumi. Likuifaksi terjadi pada tanah yang berpasir lepas (tidak padat) dan jenuh air (Tohari *et. al.*, 2015). Dikarenakan lapisan tanah dengan ukuran pasir merupakan lapisan yang memiliki porositas baik, sehingga memungkinkan lapisan ini menyimpan dan mengalirkan air. Lapisan yang memiliki porositas yang baik

memicu penyerapan air dalam lapisan yang menyebabkan lapisan tersebut jenuh air.

Seiring naiknya tekanan air yang diakibatkan oleh guncangan gempa, maka tegangan efektif menjadi berkurang. Modulus pasir menurun bersamaan dengan turunnya tegangan efektif. Dengan begitu tanah pasir menjadi melunak (mencair). Oleh karena itu tanah tidak mampu menopang beban di atasnya dan menyebabkan amblasnya bangunan, miring ataupun longsor (Muntohar, 2010). Ilustrasi terjadinya likuifaksi akibat guncangan gempa dapat dilihat pada **Gambar 3.13**.



**Gambar 3.13** Ilustrasi terjadinya likuifaksi akibat gempa (Encyclopedia Britannica, 2012)

Potensi likuifaksi dapat diketahui melalui hubungan regangan dengan sifat dinamis tanah seperti yang ditunjukkan pada **Tabel 3.4**. Ketika suatu daerah memiliki nilai regangan tanah berkisar antar  $10^{-1}$  -  $10^{-2}$  maka diperkirakan daerah tersebut berpotensi mengalami likuifaksi ketika terjadi gempa bumi.

**Tabel 3.4** Hubungan antara regangan dengan sifat dinamis tanah (Nakamura, 1997)

Nilai Regangan ( $\gamma$ )	$10^{-6}$	$10^{-5}$	$10^{-4}$	$10^{-3}$	$10^{-2}$	$10^{-1}$
Fenomena	Gelombang, Getaran		Retak, Penurunan Tanah		Longsor, Penurunan Tanah, Likuifaksi	
Sifat Dinamis	Elastis		Plastik Elastic		Keruntuhan	
					Efek Ulangan, Efek Kelajuan dan Pemuatan	