

### **III. TEORI DASAR**

#### **3.1. Gelombang Seismik**

Gelombang adalah perambatan suatu energi, yang mampu memindahkan partikel ke tempat lain sesuai dengan arah perambatannya (Tjia, 1993). Gerak gelombang adalah peristiwa perambatan suatu gangguan lokal, terjadinya gangguan pada titik tertentu berarti adanya masukan energi pada titik medium tersebut. Karena itu, gerak gelombang merupakan gerak perambatan energi yang berawal dari lokasi gangguan semula.

Gelombang seismik merupakan gelombang yang menjalar di dalam bumi yang disebabkan karena adanya deformasi struktur di bawah bumi akibat adanya tekanan ataupun tarikan karena sifat keelastisan kerak bumi. Gelombang ini membawa energi kemudian menjalar ke segala arah di seluruh bagian bumi dan mampu dicatat oleh seismograf (Hendrajaya dan Bijaksana, 1990).

Gelombang seismik dibedakan menjadi 2 (dua) jenis, yaitu gelombang pusat (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Gelombang pusat menjalar di dalam bumi sedangkan gelombang permukaan menjalar di permukaan bumi. Jenis gelombang seismik ada dua, yaitu:

### 3.1.1. Gelombang Badan (*body wave*)

#### 1. Gelombang Primer (P)

Gelombang primer atau gelombang kompresi merupakan gelombang badan (*body wave*) yang memiliki kecepatan paling tinggi dari pada gelombang S. Gelombang ini merupakan gelombang longitudinal partikel yang merambat bolak balik dengan arah rambatnya. Gelombang ini terjadi karena adanya tekanan. Karena memiliki kecepatan tinggi gelombang ini memiliki waktu tiba terlebih dahulu dari pada gelombang S. Kecepatan gelombang P ( $V_P$ ) adalah  $\pm 5 - 7$  km/s di kerak bumi,  $> 8$  km/s di dalam mantel dan inti bumi,  $\pm 1,5$  km/s di dalam air, dan  $\pm 0,3$  km/s di udara.

#### 2. Gelombang Sekunder (S)

Gelombang s atau gelombang transversal (*shear wave*) adalah salah satu gelombang badan (*body wave*) yang memiliki gerak partikel tegak lurus terhadap arah rambatnya serta waktu tibanya setelah gelombang P. Gelombang ini tidak dapat merambat pada fluida sehingga pada inti bumi bagian luar tidak dapat terdeteksi sedangkan pada inti bumi bagian dalam mampu dilewati. Kecepatan gelombang S ( $V_S$ ) adalah  $\pm 3 - 4$  km/s di kerak bumi,  $> 4,5$  km/s di dalam mantel bumi, dan  $2,5 - 3,0$  km/s di dalam inti bumi.

### 3.1.2 Gelombang Permukaan (*surface wave*)

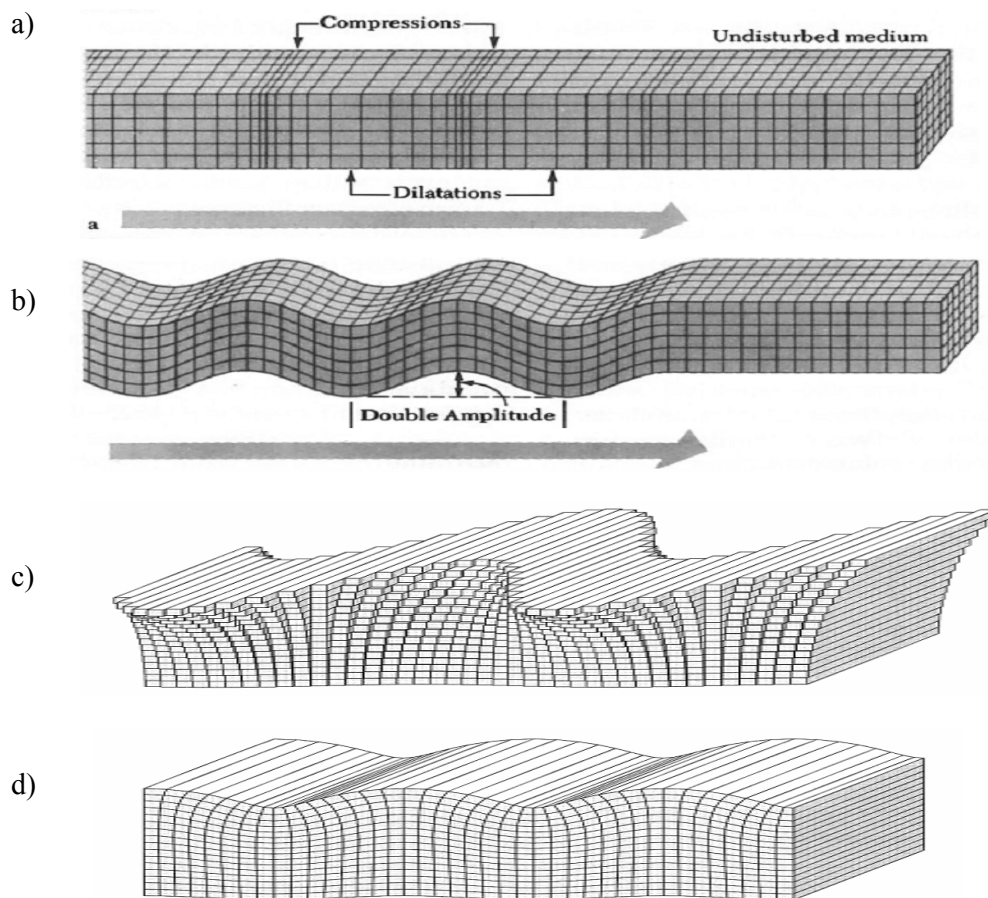
#### 1. Gelombang *Love*

Gelombang ini merupakan gelombang yang arah rambat partikelnya bergetar melintang terhadap arah penjalarannya. Gelombang *love*

merupakan gelombang transversal, kecepatan gelombang ini di permukaan bumi ( $V_L$ ) adalah  $\pm 2,0 - 4,4$  km/s.

## 2. Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* merupakan jenis gelombang permukaan yang memiliki kecepatan ( $V_R$ ) adalah  $\pm 2,0 - 4,2$  km/s di dalam bumi. Arah rambatnya bergerak tegak lurus terhadap arah rambat dan searah bidang datar.



Gambar 6. Ilustrasi gelombang badan : (a)gelombang P dan (b)gelombang S, dan gelombang permukaan : (c)gelombang *love* dan (d)gelombang *Rayleigh* (Lay, dkk., 1995 (Bolt, 1975))

### a. Klasifikasi Gempa Gunungapi

Berbagai gempabumi yang diamati oleh pengamatan seismik di gunung berapi aktif dan berbagai memberikan informasi penting mengenai aktivitas gunung berapi. Klasifikasi yang dibuat berdasarkan *waveforms*, frekuensi, kedalaman fokus ataupun mekanisme sumber.

T. Minakami mengelompokkan gempa berdasarkan bentuk rekaman gempa, perkiraan hiposenternya dan perkiraan proses yang terjadi di dalam tubuh gunungapi (Suantika, 2007).

#### 1. Gempa Vulkanik Dalam (tipe A)

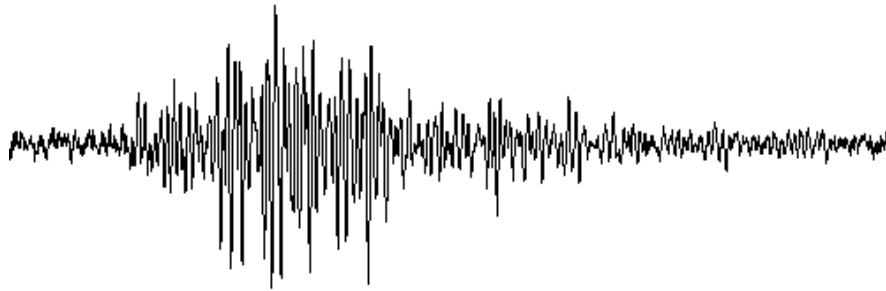
Sumber dari tipe gempa ini terletak di bawah gunungapi pada kedalaman 1 sampai 20 km, biasanya muncul pada gunungapi yang aktif. Gempa tipe A dapat disebabkan oleh adanya magma yang naik ke permukaan yang disertai rekahan-rekahan. Ciri utama dari gempa tipe A ini adalah selisih waktu tiba gelombang Primer (P) dan gelombang Sekunder (S) sampai 5 detik dan berdasarkan sifat fisisnya, gempa ini bentuknya mirip dengan gempa Tektonik.



Gambar 7 Contoh rekaman seismik gempa tipe A

## 2. Gempa Vulkanik Dangkal (tipe B)

Sumber gempa vulkanik tipe B diperkirakan kurang dari 1 km dari kawah gunungapi yang aktif. Gerakan awalnya cukup jelas dengan waktu tiba gelombang S yang tidak jelas dan mempunyai nilai magnitudo yang kecil.



Gambar 8. Contoh rekaman seismik gempa tipe B

## 3. Gempa Letusan

Gempa letusan disebabkan oleh terjadinya letusan yang bersifat eksplosif. Berdasarkan hasil pengamatan seismik sampai saat ini dapat dikatakan bahwa gerakan pertama dari gempa letusan adalah *push-up* atau gerakan ke atas. Dengan kata lain, gempa letusan ditimbulkan oleh mekanisme sebuah sumber tunggal yang positif.



Gambar 9. Contoh rekaman seismik gempa Letusan

#### 4. Gempa Tremor

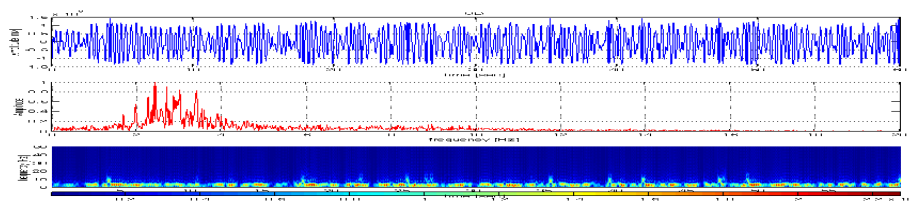
Gempa tremor merupakan gempa yang menerus terjadi di sekitar gunungapi, jenis gempa ini dapat dibedakan menjadi 2 jenis, yaitu :

- a. Tremor Harmonik, getaran yang menerus secara sinusoidal. Kedalaman sumber gempa diperkirakan antara 5 - 15 km dan
- b. Tremor Spasmodik, getaran terus menerus tetapi tidak beraturan. Sumber gempabumi diperkirakan mempunyai kedalaman antara 45 -60 km.

Salah satu contoh dari tremor adalah letusan tipe Hawaii yang selalu berulang tiap beberapa detik dan akan berakhir dalam waktu yang cukup lama. Tremor yang ditimbulkan oleh letusan-letusan tersebut selalu berulang-ulang, sehingga dalam seismogram terlihat sebagai getaran yang menerus saling bertumpukan.



Gambar 10. Contoh rekaman seismik gempa Tremor Harmonik



Gambar 11. Contoh rekaman seismik gempa Tremor Spasmodik

Endo, dkk (1981) menggolongkan gempa vulkanik menjadi 2, yaitu *high-frequency* (HF) dan *low-frequency* (LF). Penggolongan gempa ini menggantikan gempa vulkanik dangkal (tipe A) dan gempa vulkanik dalam (tipe B). Gempa LF

dari klasifikasi Endo hampir mirip dengan gempa tipe B pada klasifikasi Minakami (1974), hanya saja mempunyai kedalaman yang lebih dalam dari pada tipe B yaitu sekitar 2-3 km dengan kandungan frekuensinya berkisar antara 1-5 Hz. Sedangkan untuk tipe HF mempunyai kandungan frekuensi lebih dari 5 Hz.

Latter (1979) membuat klasifikasi gempa vulkanik didasarkan pada gunungapi White Island, Selandia Baru. Namun sering kali klasifikasi ini juga diterapkan pada gempa gempa vulkanik yang ada di daerah lain. Latter mengklasifikasikan gempa kedalam dua kelompok besar yaitu tipe vulkanik dan tipe tektonik. Tipe vulkanik dibagi lagi menjadi 3 kelompok berdasarkan frekuensinya yaitu :

1. Tipe frekuensi rendah yaitu gempa-gempa yang mempunyai frekuensi kurang dari 2 Hz,
2. Tipe frekuensi sedang yaitu gempa-gempa yang mempunyai frekuensi antara 2-3 Hz,
3. Tipe frekuensi tinggi yaitu gempa-gempa yang mempunyai frekuensi lebih dari 3 Hz..

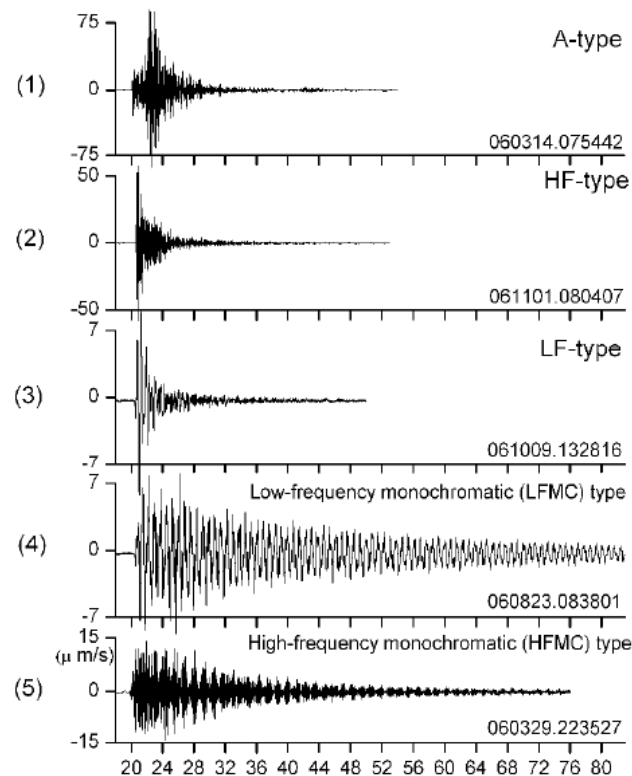
Gempa gempa yang termasuk dalam tipe frekuensi rendah misalnya gempa tipe B dan gempa letusan yang ada di klasifikasi Minakami (1974). Gempa dengan *coda* sinusoidal yang panjang (*sinusoidal long coda part*), yang dikenal sebagai gempa tipe N di Gunungapi Asama (Sawada, 1998) dan gempa Tornillo di Gunungapi Galeras (Gómez dan Torres, 1997; Narvaez, dkk, 1997.), belum ditemukan oleh Minakami (1974), Latter (1979) dan Endo, dkk (1981). Jenis gempa ini ditandai dengan meluruhnya *coda* secara perlahan dengan bentuk sinusoidal dan dapat

terlihat seperti monokromatik. Jenis gempa ini disebut "gempa monokromatik". Gempa ini biasanya muncul diikuti oleh osilasi dengan jangka waktu yang panjang. Kemunculan gempa monokromatik menunjukkan aktivitas letusan di gunungapi Galeras (Gómez dan Torres, 1997,. Navárez, dkk, 1997), dan jenis gempa terjadi sebagai *precursor* terhadap aktivitas letusan di gunung berapi Redoubt (Chouet, 1996).

Yamamoto (1997) dan Iguchi (2001) membuat klasifikasi gempa gunungapi kedalam 4 tipe. Penggolongan ini didasarkan pada studinya mengenai kegempaan di Gunungapi Kuchinoerabujima.

1. Tipe A : Gelombang P dan S dapat dilihat secara jelas dengan frekuensi 8-10 Hz pada spektralnya.
2. Tipe *High frequency* (HF) : Gelombang S tidak dapat dilihat secara jelas. Mempunyai frekuensi 6-30 Hz.
3. Tipe *Low frequency* (LF) : Gelombang S tidak dapat dilihat secara jelas, didominasi dengan frekuensi rendah antara 2-4 Hz dan beberapa puncak sub-dominan.
4. Gempa Monokromatik : memperlihatkan adanya peluruhan dibagian *coda*, mempunyai dua puncak frekuensi yaitu frekuensi rendah dan frekuensi tinggi, dan juga beberapa puncak sub-dominan frekuensi.

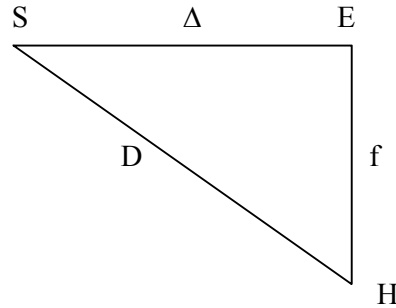




Gambar 12. *Waveform* gempa pada gunungapi Kuchinoerabujima (Triastuty, 2006)

### 3.3. Episenter dan Hiposenter

Episenter adalah pusat gempa dengan letak berdasarkan pada peta permukaan dan merupakan proyeksi dari hiposenter ke permukaan bumi. Hiposenter adalah titik awal terjadinya gempa bumi dimana fokus bagian dalam bumi. Sehingga dapat dikatakan bahwa episenter adalah pusat gempa yang diproyeksikan pada permukaan bumi tepat di atas sumber gempanya, sedangkan hiposenter adalah kedalaman pusat gempa dari permukaannya.



Dengan	S = Letak Stasiun	E = Letak Episenter
	H = Letak Hiposenter	$\Delta$ = Jarak Stasiun dan Episenter
	F = Garis Fokus	D = Jarak Stasiun ke Hiposenter

### 3.4. Penentuan Lokasi Sumber Gempa

Banyak metode yang telah dilakukan oleh ahli seismologi untuk menentukan episenter maupun hiposenter dan *origin time* suatu gempabumi, antara lain:

#### 1. Metode Hiperbola

Metode ini menggunakan data waktu tiba gelombang P dan menganggap bumi sebagai media homogen horizontal. Dengan data interval waktu tiba gelombang P pada setiap dua stasiun dapat dibuat kurva hiperbola, sehingga titik potong dari hiperbola-hiperbola tersebut merupakan episenter gempa.

#### 2. Metode Bola

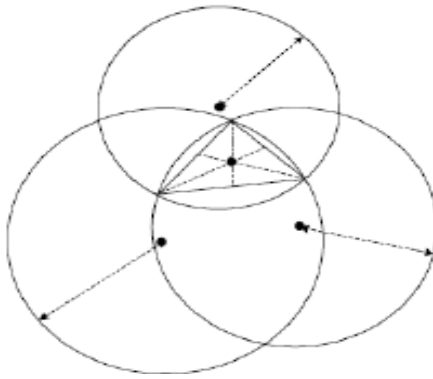
Metode ini menggunakan data interval waktu interval waktu tiba gelombang P dan S yang dikonversikan ke jarak sebagai jari-jari bola dengan pusatnya di tiap stasiun. Titik potong dari bola-bola tersebut yang ditafsirkan sebagai hiposenter. Metode ini menganggap bumi masih homogen, sehingga menganggap semua gelombang yang datang adalah gelombang langsung.

### 3. Metode Tripartit

Metode ini menggunakan tiga stasiun pencatat gempa dengan data interval waktu tiba gelombang P dan S. Metode ini mengalami kesulitan jika ternyata yang datang adalah gelombang refraksi dan medium bumi dianggap homogen.

### 4. Metoda Lingkaran (Multi Stasiun)

Metoda ini merupakan metoda yang paling sederhana, dimana data yang digunakan adalah data S-P dari setiap kejadian gempa. Metoda ini minimal menggunakan 3 stasiun, tiap stasiun dapat menggunakan lebih dari satu komponen. Perhitungan sumber dan pusat gempa dapat menggunakan metoda stereografis maupun matematik. Penentuan lokasi pusat gempa dengan cara stereografis ini lazim dinamakan lingkaran Apollonius. Dalam pengamatan menggunakan 3 stasiun, harus sudah diketahui nilai  $k$  di daerah pengamatannya yang dianggap sama di semua stasiun. Dengan nilai S-P masing-masing stasiun dapat dibuat lingkaran dengan titik pusat lokasi tiap stasiun dan menggunakan jari-jari.



$$\text{Dimana } D = V_p \cdot t_p \quad t_p = D / V_p \quad \dots\dots\dots (3.1)$$

$$D = V_s \cdot t_s \quad t_s = D / V_s \quad \dots\dots\dots (3.2)$$

Karena  $T_s > T_p$ , maka

$$t_s - t_p = \frac{D(V_p - V_s)}{V_p V_s} \quad \dots\dots\dots (3.3)$$

$$D = \frac{(V_p - V_s)}{V_p V_s} (t_s - t_p) \quad \dots\dots\dots (3.4)$$

Dengan :  $D$  = jarak sumber gempa

$V_p$  = Kecepatan Gelombang Primer

$V_s$  = Kecepatan Gelombang Sekunder

$T_p$  = Waktu Tiba Gelombang Primer

$T_s$  = Waktu Tiba Gelombang Sekunder

## 5. Metode Geiger

Metode ini menggunakan data waktu tiba gelombang P dan S, dan disini media bumi tidak lagi harus diandaikan homogen, tetapi diandaikan dari perlapisan horizontal, sehingga memperhitungkan akan adanya gelombang langsung maupun refraksi.

(Susilawati, 2008)

### 3.5 Transformasi Fourier

Pada dasarnya Transformasi Fourier adalah pendekatan fungsi kompleks sebagai hasil penjumlahan dari basis fungsi sinusoidal. Basis tersebut dapat memberikan informasi dari sinyal yang dianalisis dalam domain frekuensi dengan domain waktu yang infinitif. Dengan representasi tersebut *fourier transform* memiliki kekurangan utama, jika diaplikasikan untuk kasus sinyal *non-stationary* dimana komponen spektralnya sensitif terhadap perubahan waktu (contoh : data spektrum seismik dan geologis, gerak *brownian* molekul). Dengan *Fourier Transform* diperoleh informasi spektrum dari sinyal asli dalam domain frekuensi dimana dengan representasi tersebut tidak mengindikasikan lokalisasi frekuensi-waktu dalam bentuk komponen spektral. Transformasi fourier dari suatu fungsi  $x(t)$  dinyatakan sebagai:

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j\omega t} dt$$

#### *Fast Fourier Transform*

*Fast Fourier Transform* merupakan cara langsung untuk mendapatkan spektral langsung dari transformasi fourier. Persamaan yang digunakan dalam bentuk diskrit adalah:

$$x(\omega)^n = \sum_{k=-(n-1)}^{n-1} x(k) e^{-i\omega k}$$

Dimana  $X$  mempunyai bagian riil dan imajiner:

$$X(\omega) = x_1(\omega) - ix_2(\omega)$$

Spektral amplitudonya adalah:

$$|X(\omega)| = \sqrt{(X_1(\omega))^2 + (iX_2(\omega))^2}$$

Dan spektral dayanya adalah:

$$P_{xx}(\omega) = |X(\omega)|^2$$

### 3.6. Sistem Penerima Seismograf

Untuk memperoleh data seismik, instrumentasi yang digunakan adalah seismograf, dan untuk saat ini hampir seluruh Pos Gunungapi di Indonesia menggunakan seismograf yang bekerja dengan sistim RTS (*Radio Telemetry System*) baik digital maupun analog. Data ditransmitkan ke Pos pemngamatan dengan teknik propagasi gelombang radio. Di Pos data diterima *receiver*, didemodulasikan oleh diskriminator menjadi tegangan analog kembali, dan direkam ke seismogram dengan galvanometer, ini adalah prinsip RTS analog. Untuk RTS digital prinsipnya hampir sama, hanya pada transmitter, data yang dimodulasikan sudah berupa data-data digital. Tentunya dengan mengubah data analog seismometer menjadi digital menggunakan ADC (*Analog to Digital Converter*).

Berbeda dengan seismograf analog yang amplituda rekaman gelombangnya dalam satuan milimeter (mm), amplitudo rekaman gelombang seismik digital tidak memiliki satuan. Namun untuk memperoleh satuan dari amplitudo rekaman seismik digital maka perlu dilakukan konversi terlebih dahulu. Konversi yang

dilakukan bergantung spesifikasi alat yang digunakan.

Hal-hal yang perlu diperhatikan dalam konversi amplituda rekaman seismik digital adalah:

#### 1. Sensitivitas alat

Setiap seismograf memiliki sensitivitas yang berbeda-beda, bergantung pada jenis dan tipenya. Contoh:

- LS-1 Ranger memiliki sensitivitas 345 V/(m/s) dan frekuensi alami alat 1 Hz
- L4-C memiliki sensitivitas 300 V/(m/s) dan frekuensi alami alat 1 Hz
- L 22 memiliki sensitivitas 77 V/(m/s) dan frekuensi alami alat 2 Hz

#### 2. Perbesaran alat

#### 3. Nilai digital dari rekaman Datamark LS 7000

Pada Datamark LS 7000, 1 digit =  $2.4445 \times 10^{-6}$  Vm/s.

Jadi, harga konversi amplituda digital adalah:

$$1 \text{ digit} = 2.4445 \mu V \times \frac{1}{\text{sensitivitas} \times \text{perbesaran}} \text{ m/s}$$