

III. TEORI DASAR

3.1. Gelombang Seismik

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

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.

Gelombang badan ada 2 yaitu terdiri dari gelombang P (*Pressure wave*), gelombang S (*Shear wave*), dan untuk gelombang permukaan juga terdiri atas 2 gelombang yaitu terdiri dari gelombang *Love* dan gelombang *Rayleigh*. Kedua jenis gelombang seismik ini memiliki masing-masing 2 (dua) macam jenis gelombang, dan dijelaskan sebagai berikut:

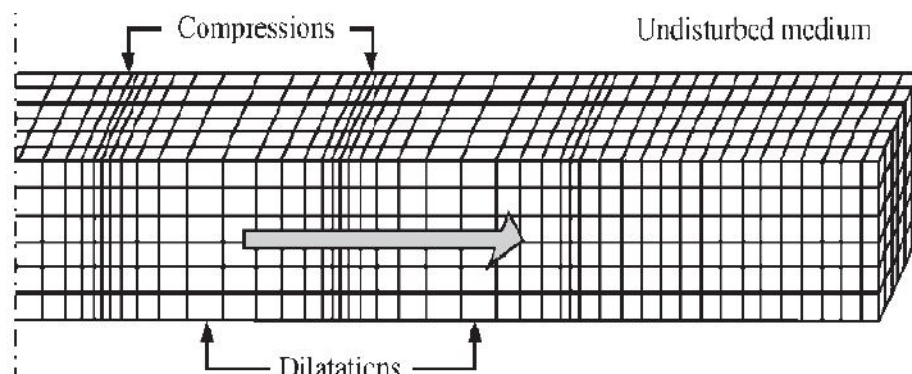
3.1.1. Gelombang Primer (P)

Gelombang P atau biasa disebut gelombang tekanan, dapat merambat di media padat dan cair. Semakin keras media padat yang dilewati, maka semakin cepat pula rambatannya. Perambatan gelombang P adalah getaran partikel batuan yang

merambat dengan cara pemampatan dan peregangan media yang dilewati, searah dengan perambatan gelombang. Cepat rambat gelombang jenis ini paling cepat diantara jenis gelombang lainnya (Triyoso, 1991).

Gelombang primer merupakan gelombang pusat 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. Di udara gelombang P merupakan gelombang bunyi. Ilustrasi gelombang P dapat dilihat pada gambar di bawah ini:



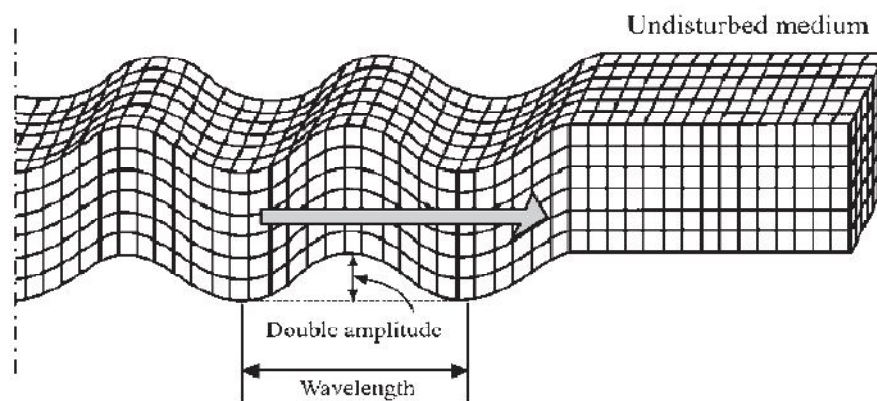
Gambar 8. Ilustrasi gerak gelombang primer (P) (Elnashai dan Sarno, 2008)

3.1.2. Gelombang Sekunder (S)

Gelombang S atau biasa disebut gelombang geser, adalah getaran partikel batuan yang merambat dengan cara menembus batuan seperti lecutan cemeti yang tegak lurus dengan arah perambatan gelombang (Triyoso, 1991).

Gelombang sekunder adalah salah satu gelombang pusat 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.

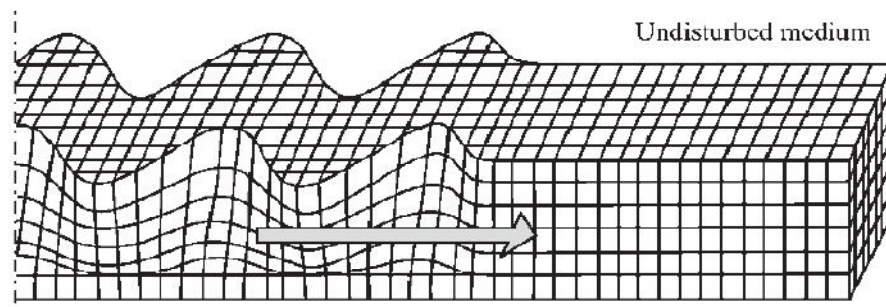
Kecepatan gelombang S (V_S) adalah $\pm 3 - 4$ km/s di kerak bumi, $> 4,5$ km/s di dalam mantel bumi, dan $2,5 - 3,0$ km/s di dalam inti bumi.



Gambar 9. Ilustrasi gerak gelombang sekunder (S) (Elnashai dan Sarno, 2008)

3.1.3. Gelombang *Love*

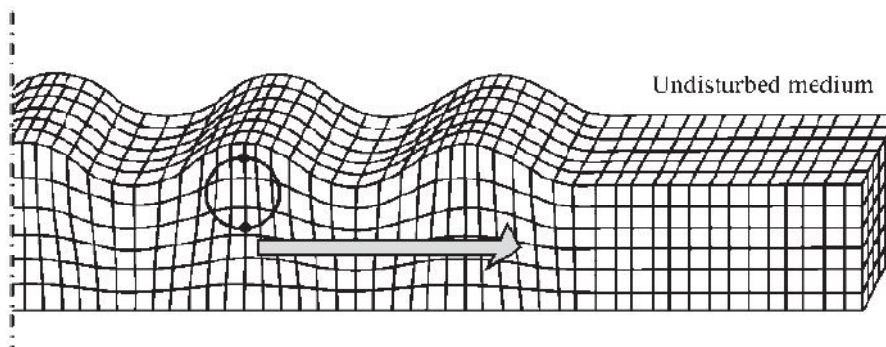
Gelombang ini merupakan gelombang permukaan. Arah rambatnya partikelnya bergetar melintang terhadap arah penjalarannya. Gelombang *Love* merupakan gelombang transversal, kecepatan gelombang ini di permukaan bumi (V_L) adalah $\pm 2,0 - 4,4$ km/s.



Gambar 10. Ilustrasi gerak gelombang *love* (Elnashai dan Sarno, 2008)

3.1.4. Gelombang *Rayleigh* (*Ground Roll*)

Gelombang *Rayleigh* merupakan jenis gelombang permukaan yang lain, 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 11. Ilustrasi gerak gelombang *Rayleigh* (Elnashai dan Sarno, 2008)

Keempat jenis gelombang tersebut menyatu menjadi satu kesatuan guncangan gempa bumi yang dapat dirasakan oleh manusia. Mula-mula terasa suatu guncangan yang menyebabkan hilangnya keseimbangan dalam beberapa detik. Kemudian dirasakan bumi bergetar dalam beberapa detik. Lalu guncangan yang lebih kuat mulai muncul setelah beberapa detik kemudian disertai gerakan berputar dan bergoyang seperti sedang dalam perahu. Goyangan ini akan berhenti saat gempa bumi berhenti (Triyoso, 1991).

3.2. Pembagian Jenis Gempa

3.2.1. Gempa Tektonik

Gempabumi tektonik yang biasanya disebut dengan gempabumi mengalami proses pengumpulan energi sebelum terjadi pelepasan energi. Gempabumi biasanya disebabkan oleh pergerakan lempeng tektonik dan terjadi di sekitar batas lempeng tektonik. Bumi kita walaupun padat, selalu bergerak, dan gempabumi terjadi apabila tekanan yang terjadi karena pergerakan itu sudah terlalu besar untuk dapat ditahan oleh lempeng tektonik tersebut.

Proses pelepasan energi berupa gelombang elastis yang disebut gelombang seismik atau gempa yang sampai kepermukaan bumi dan menimbulkan getaran dan kerusakan terhadap benda benda atau bangunan di permukaan bumi. Besarnya kerusakan tergantung dengan besarnya getaran yang sampai ke permukaan bumi. Lempeng tektonik bumi kita ini terus bergerak, ada yang saling mendekat di bagi menjadi:

1. Penunjaman antara kedua lempeng samudra.
2. Penunjaman antara lempeng samudra dan lempeng benua.
3. Tumbukan antara kedua lempeng benua saling menjauh, atau saling menggelangsar. Karena tepian lempeng yang tidak rata, jika bergesekan maka, timbullah friksi. Friksi inilah yang kemudian melepaskan energi goncangan.

3.2.2. Gempa Vulkanik

Gempa vulkanik adalah gempa yang disebabkan oleh kegiatan gunungapi. Magma yang berada pada kantong di bawah gunung tersebut mendapat tekanan dan

melepaskan energinya secara tiba-tiba sehingga menimbulkan getaran tanah. Gempabumi vulkanik terjadi karena adanya proses dinamik dari magma dan cairan yang bersifat *hidrotermal* (peka terhadap panas), sehingga dapat dipakai sebagai tanda-tanda awal peningkatan keaktifan gunungapi.

Dibawah ini adalah tipe gempa dan jenis frekuensi gempa terdiri atas beberapa tipe seperti pada tabel di bawah ini:

Tabel 1. Tipe-tipe gempa

Tipe Gempa	Keterangan
Frekuensi Tinggi	Frekuensi dominan berkisar antara 5-15 Hz. Disebabkan oleh sesar atau mendatar
Frekuensi Rendah	Frekuensi dominan antara 1-5 Hz. Penyebab nya karena proses tekanan cairan (fluida)
Multifase	Mengandung frekuensi rendah dan tinggi yang merupakan proses kombinasi
Ledakan	Disebabkan oleh letusan yang sifatnya <i>explosive</i> . Sinyal mengandung gelombang udara juga gelombang tanah.
Tremor	Tremor adalah sinyal yang kontinyu dengan durasi menit sampai beberapa hari. Frekuensi dominant 1-5 Hz
Periode Sangat Panjang	Periodenya dari 3 sampai 20 detik yang disertai dengan letusan gas belerang
Dangkal	Proses bukan vulkanik yang dapat menimbulkan gelombang gempa. Contoh: gerakan salju.

Sebenarnya mekanisme gempa tektonik dan vulkanik sama. Naiknya magma ke permukaan juga dipicu oleh pergeseran lempeng tektonik pada sesar bumi. Biasanya ini terjadi pada batas lempeng tektonik yang bersifat konvergen (saling mendesak). Hanya saja pada gempa vulkanik, efek guncangan lebih ditimbulkan

karena desakan magma, sedangkan pada gempa tektonik, efek guncangan langsung ditimbulkan oleh benturan kedua lempeng tektonik.

Bila lempeng tektonik yang terlibat adalah lempeng benua dengan lempeng samudra, sesarnya berada di dasar laut, karena itu biasanya benturan yang terjadi berpotensi menimbulkan tsunami.

Klasifikasi gempa berdasarkan kedalaman fokus sebagai berikut:

- a) Gempa dangkal, kurang dari 70 km
- b) Gempa menengah, kurang dari 300 km
- c) Gempa dalam, lebih dari 300 km (kadang-kadang > 450 km)

3.3. Hubungan Aktifitas Gunungapi dengan Gempa

Gempabumi pada umumnya disebabkan oleh 2 peristiwa, yaitu: peristiwa tektonik yang disebut gempa tektonik dan peristiwa vulkanik yang disebut gempa vulkanik. Gempa vulkanik terjadi karena adanya aktifitas gunungapi, baik berupa gerakan magma yang menuju ke permukaan maupun letusan atau hembusan gas yang dikeluarkan dari tubuh gunungapi.

Letusan gunungapi sebenarnya disebabkan oleh gaya yang berasal dari dalam bumi akibat terganggunya sistem kesetimbangan magma (kesetimbangan suhu, termodinamika dan hidrostatik) dan sistem kesetimbangan geologi (kesetimbangan gaya tarik bumi, kimia-fisika, dan panas bumi). Dan letusan gunungapi adalah suatu kenampakan gejala vulkanisme ke arah permukaan, atau suatu aspek kimiawi pemindahan tenaga ke arah permukaan, yang tergantung

kandungan tenaga dalam dapur magma yang dipengaruhi oleh keluaran panas pada saat magma mendingin dan tekanan gas selama pembekuannya.

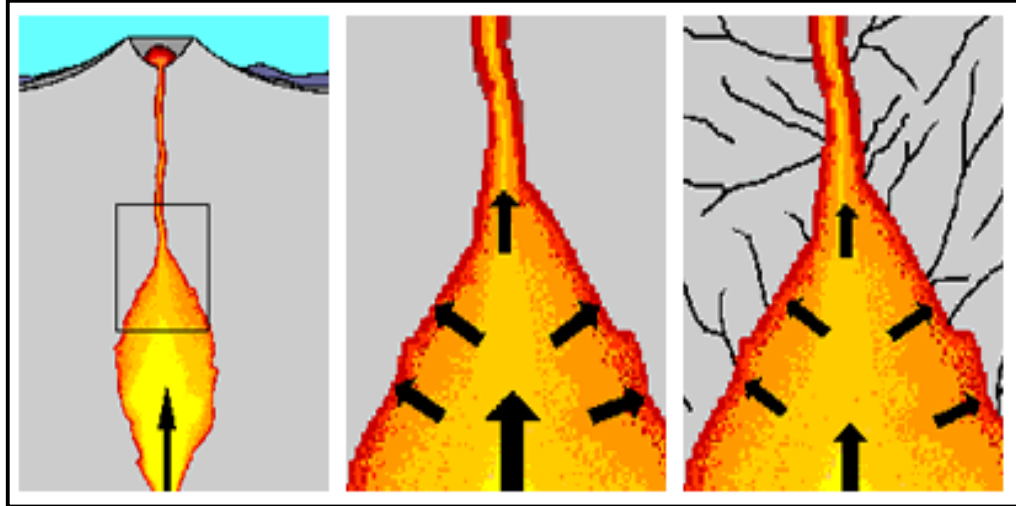
Gempa vulkanik biasa terjadi sebelum, sesaat maupun sesudah letusan. Tetapi gejala tersebut tidak selalu sama pada tiap-tiap gunungapi. Mungkin saja terjadi, gempa vulkanik sebelum letusan jumlahnya lebih banyak dari pada sesudahnya. Suatu kenyataan bahwa meskipun gunungapi itu mempunyai batuan yang sejenis, bahkan pada gunungapi yang sama sekalipun, gejala kegempaan sehubungan dengan letusan tidak selalu sama.

Perbedaan diantaranya disebabkan oleh struktur batuan masing – masing gunungapi. Sedangkan perubahan gejala mungkin karena perubahan kekentalan magma, proses mineralisasi dalam magma ketika terjadi pendinginan dalam perjalanannya menuju ke permukaan bumi yang dapat merubah mekanisme letusan dan masih banyak kemungkinan – kemungkinan lainnya (Siswowidjojo, 1995).

3.4. Pemantauan Seismisitas Gunungapi

Pergerakan magma dan fluida gunungapi memicu gempabumi. Aktivitas gempabumi di bawah gunungapi akan selalu meningkat sebelum terjadinya erupsi karena magma dan gas gunungapi yang harus terlebih dahulu mendorong ke permukaan melalui rekahan dan lorong-lorong. Ketika magma dan gas vulkanik berpindah akan menyebabkan retakan hingga pecahnya batuan. Retakan atau pun pecahnya batuan ini merupakan sumber getaran. Ketika batu pecah pada frekuensi

tinggi, gempabumi akan timbul. Jika retakan bergetar dengan frekuensi rendah secara terus menerus disebut dengan *Volcanic Tremor*.



Gambar 12. Proses pergerakan magma ke permukaan sebagai penyebab terjadinya gempa vulkanik (Anonim, 2011).

Pada umumnya gempa yang disebabkan oleh aktifitas vulkanik berkisar 2 hingga 3 magnitudo dengan kedalaman kurang dari 10 km. Gempabumi cenderung terjadi dalam serangkaian peristiwa yang terdiri dari puluhan hingga ratusan peristiwa. Selama perioda peningkatan aktifitas gempa terdapat bervariasi jenis dan intensitas kegiatan seismik. Perilaku dari kegiatan seismik pada gunungapi dapat memberikan tanda-tanda kapan gunungapi akan meletus.

Aktifitas seismik dapat dipantau dengan menggunakan seismometer. Seismometer dapat mendeteksi gerakan tanah yang disebabkan oleh beberapa fenomena, termasuk angin, *volcanic explosion*, longsor, lahar, dan gempabumi. Setiap getaran tanah biasanya akan menghasilkan rekaman seismik yang unik. Sehingga dapat dikenali dan diidentifikasi sebagai peristiwa tertentu. Untuk mengidentifikasi suatu peristiwa dibutuhkan beberapa rekaman seismik, sehingga

dapat ditafsirkan lebih akurat. Kita dapat meningkatkan hasil tafsiran dengan cara membandingkan rekaman seismik dengan pengamatan langsung aktifitas gunung api tersebut (Anonim, 2011)

3.5. Klasifikasi Gempa-gempa Gunungapi

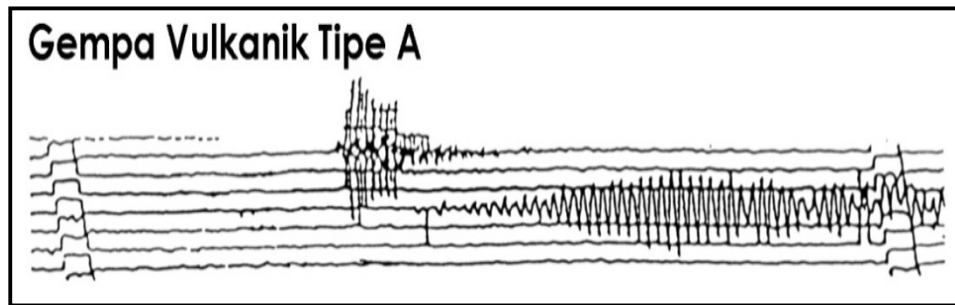
Gempa-gempa vulkanik diklasifikasikan dengan berdasarkan waveformnya, frekuensi, kedalaman fokusnya ataupun mekanisme sumbernya.

3.5.1. T. Minakami (1974)

Membagi gempa gunungapi (dengan acuan gunungapi Asama di Jepang) berdasarkan bentuk rekaman gempa, perkiraan hiposenternya dan perkiraan proses yang terjadi di dalam tubuh gunungapi. Klasifikasi gempa gunungapi menurut Minakami (1974) dibagi menjadi 4 tipe, yaitu gempa vulkanik tipe A, gempa vulkanik tipe B, gempa letusan, dan gempa tremor vulkanik.

a. Gempa Vulkanik Tipe A

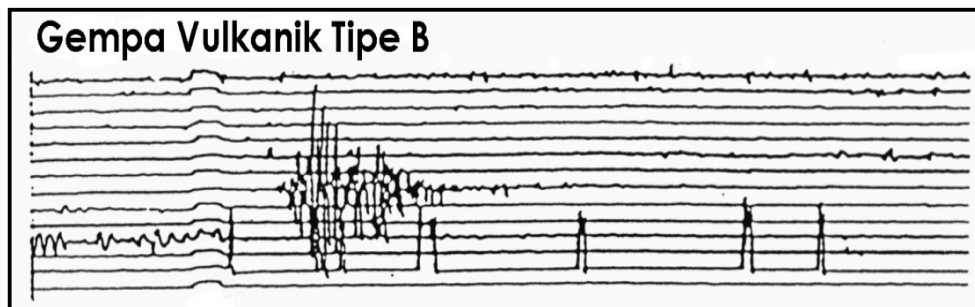
Sumber dari tipe gempa ini terletak di bawah gunungapi pada kedalaman 1 sampai 20 km, biasanya muncul pada gunungapi yang aktif. Penyebab dari gempa ini adalah adanya magma yang naik ke permukaan yang disertai rekahan-rekahan. Ciri utama dari gempa tipe ini mempunyai waktu tiba gelombang P dan S yang sangat jelas.



Gambar 13. Contoh rekaman gempa Vulkanik tipe A (Siswowidjojo, 1995)

b. Gempa Vulkanik Tipe B

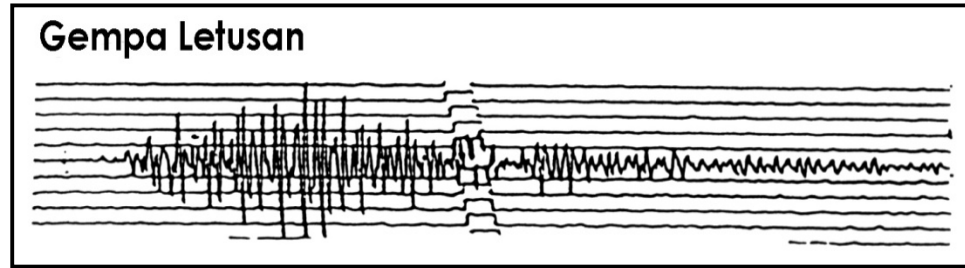
Sumber gempa vulkanik tipe B diperkirakan kurang dari 1 km dari kawah gunungapi yang aktif. Gerakan awalnya cukup jelas dengan waktu tiba gelombang S yang tidak jelas dan mempunyai harga magnituda yang kecil.



Gambar 14. Contoh rekaman gempa Vulkanik tipe B (Siswowidjojo, 1995)

c. Gempa Letusan

Merupakan gempa yang 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.



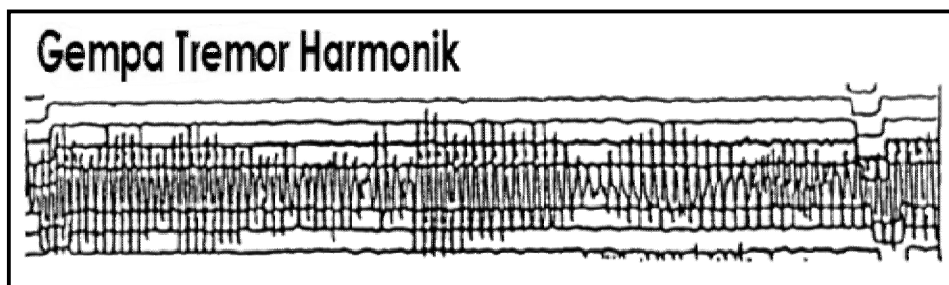
Gambar 15. Contoh rekaman gempa letusan (Siswowidjojo, 1995)

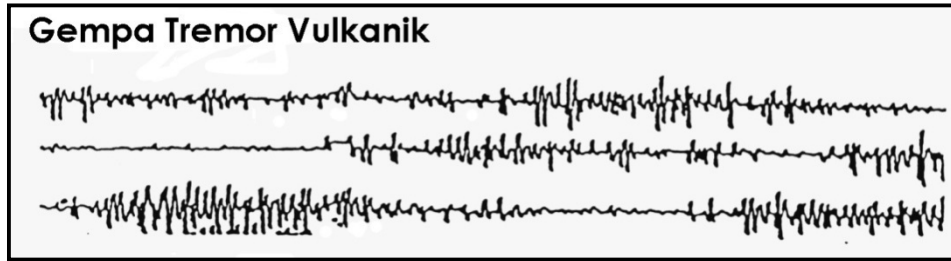
d. Gempa Tremor

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

1. Tremor Harmonik, getaran yang menerus secara sinusoidal. Kedalaman sumber gempa diperkirakan antara 5 – 15 km.
2. 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 16. Contoh rekaman gempa tremor harmonik dan spasmodik
(Siswowidjojo, 1995)

3.6. Penentuan Hiposenter dan Episenter Gempa Vulkanik

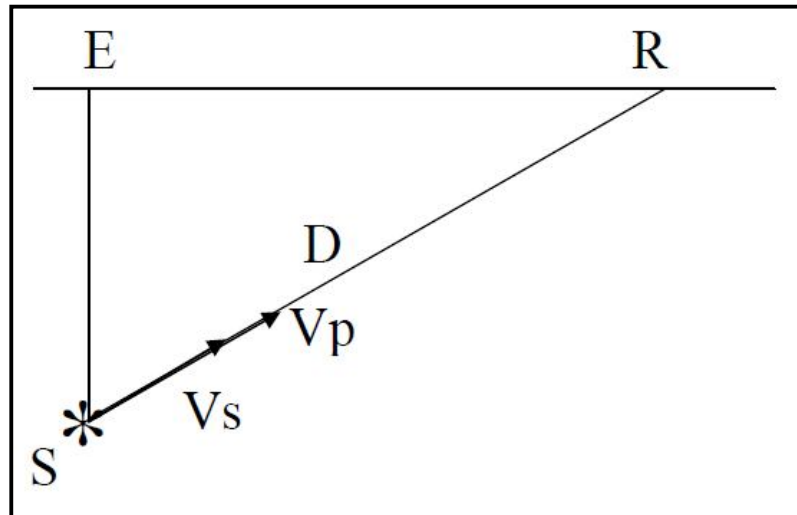
3.6.1. Penentuan Hiposenter

Gempa bumi berkaitan erat dengan adanya pelepasan energi secara mendadak yang terjadi di bumi. Pelepasan energi dapat disebabkan akibat terjadinya patahan-patahan baru ataupun bergesernya patahan lama, peristiwa benda jatuh, runtuhnya aktivitas vulkanik dan lain-lain.

Hiposenter adalah titik awal terjadinya gempabumi dimana *focus* (bagian dalam bumi). Kedalaman sumber gempabumi adalah jarak hiposenter dihitung tegak lurus dari permukaan bumi. Kedalaman dinyatakan oleh besaran jarak dalam satuan km. Secara *seismologist* definisi hiposenter gempabumi adalah posisi dimana energi regangan yang tersimpan dalam batuan itu pertama dilepaskan, dan merupakan titik di mana patahan/retakan mulai pecah. Ini terjadi pada kedalaman hiposenter di bawah pusat gempa.

Pada penentuan hiposenter dibutuhkan hasil rekaman gempa, yaitu waktu tiba gelombang P (*tp*), waktu tiba gelombang S (*ts*) pada tiap stasiun. Juga selisih waktu tiba kedua gelombang (S-P) akan terus bertambah sebanding dengan

bertambahnya jarak tempuh (D) kedua gelombang tersebut. Hubungan yang lebih jelas dapat dilihat pada gambar di bawah ini:



Gambar 17. Penjalaran gelombang P dan S

Jarak tempuh gelombang P dan S dari pusat gempa (S) ke stasiun (R) adalah D :

$$D = V_p (t_p - t_0) ; D = V_s (t_s - t_0) \quad (3.1)$$

Secara matematis hubungan antara jarak tempuh (D) dan S-P adalah:

$$D = k \times (S-P) \quad (3.2)$$

dimana:

$$k = \frac{V_p \times V_s}{V_p - V_s}$$

Dimana k merupakan koefisien jarak dan nilai tetapan dari konstanta Omori, V_p dan V_s adalah kecepatan gelombang primer dan sekunder, t_0 adalah waktu terjadinya gempa bumi, sedangkan t_p dan t_s adalah waktu tiba gelombang primer dan sekunder.

Jadi ada hubungan linier antara D dan $S-P$ yaitu pada persamaan (3.2). Jadi, semakin besar harga dari $S-P$ maka semakin jauh sumber gempa tersebut, tetapan k disebut sebagai tetapan Omori yang bergantung pada kecepatan V_p , V_s atau V_p/V_s .

Gempa yang mempunyai $S-P < 3$ detik disebut gempa mikro atau gempa vulkanik untuk daerah di gunungapi, $3 < S-P \leq 4$ detik disebut tektonik lokal, dan $S-P > 4$ detik disebut tektonik jauh.

3.6.2. Penentuan Episenter

Episenter adalah titik di permukaan bumi yang merupakan refleksi tegak lurus dari Hiposenter atau fokus gempabumi. Lokasi Episenter dibuat dalam sistem koordinat kartesian bola bumi atau sistem koordinat geografis dan dinyatakan dalam derajat lintang dan bujur.

Untuk menentukan lokasi sumber gempabumi diperlukan data waktu tiba gelombang seismik dengan sekurang – kurangnya 4 data waktu tiba gelombang P. Selain itu juga diperlukan data posisi stasiun yang digunakan dan model kecepatan gelombang seismik.

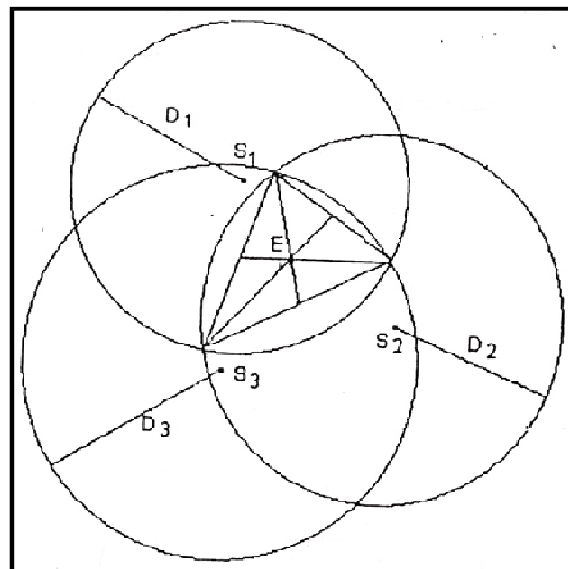
Episenter gempa dapat ditentukan secara *manual* maupun *digital*. Metode-metode yang digunakan tersebut dijabarkan sebagai berikut:

1. Metode Lingkaran

Metode lingkaran tiga stasiun ini merupakan metode yang paling sederhana dan metode yang mula-mula dilakukan para ahli untuk menafsirkan episenter gempa.

Dimana kita mencari titik perpotongan lingkaran-lingkaran yang dibuat dengan pusatnya ditiap-tiap stasiun dengan menggunakan data interval waktu tiba gelombang P dan gelombang S. Dalam metode ini, bumi dianggap sebagai media homogen.

Buat lingkaran dengan pusat di masing-masing posisi stasiun dengan jari-jari D . Pada daerah yang dibatasi oleh perpotongan ketiga lingkaran, tarik ketiga garis dari titik-titik perpotongannya sehingga diperoleh suatu segitiga. Perpotongan garis berat ketiga sisi segitiga tersebut adalah episenter gempa yang dimaksudkan. Jarak episentral terhadap masing-masing stasiun pengamatan dapat diukur langsung seperti kasus dua stasiun.



Gambar 18. Penentuan episenter dengan metode lingkaran tiga stasiun

Pada penggunaan praktis, metode ini dilakukan dengan cara berulang-ulang mencoba membuat lingkaran ketiga sehingga didapatkan titik E yang terbaik. Dengan demikian metode ini kurang dapat diandalkan, karena kualitas penentuannya tergantung pada ketelitian penggambaran ketiga lingkaran tersebut.

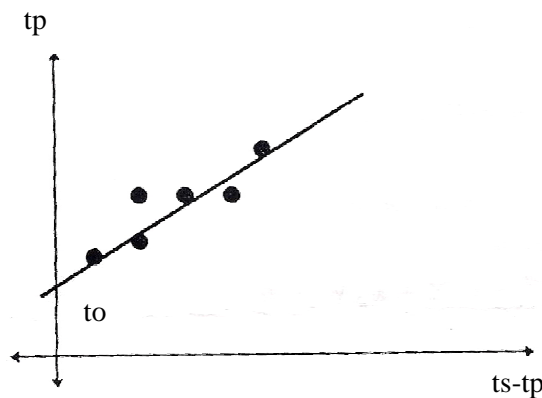
2. Metode Wadati

Data yang diperlukan untuk metode Wadati adalah tp dan $ts-tp$. Diagram didapatkan dengan mengplotkan $k (ts-tp)$ sebagai absis dan tp sebagai ordinat. Data dari n stasiun akan memberikan garis optimal 1 yang dicari dengan metoda *least-square*. Bentuk umum linier dapat dinyatakan sebagai $y=Ax+B$ dan x dan y masing-masing adalah $ts-tp$ dan tp .

$$tp = \frac{1}{V_p} k(ts-tp) + to \quad (3.3)$$

atau

$$to = tp - (ts-tp) \frac{1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right) - 1} \quad (3.4)$$



Gambar 19. Grafik metode wadati

Perpotongan antara garis 1 dengan sumbu ordinat akan memberikan *origin time* (to). *Origin time* adalah waktu terjadinya gempa di *fokus*. *Slope* garis tersebut

adalah $\frac{1}{V_p}$. Sehingga Dw dapat dicari dengan rumus:

$$Dw = (ts - tp) Vp \quad (3.5)$$

3. Metode Bola

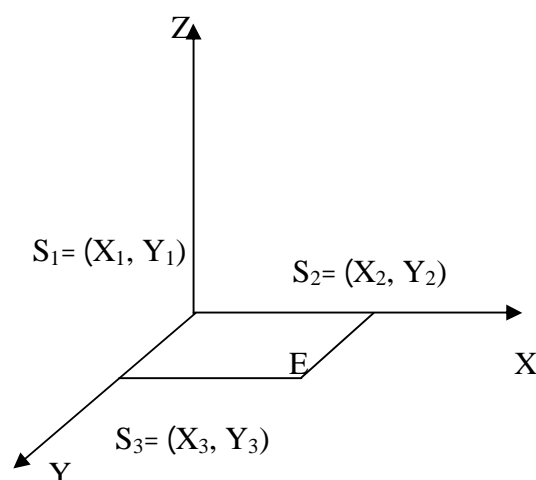
Metoda ini memperbaiki metoda lingkaran dimana ruang hiposenter merupakan irisan tiga bola yang berpusat pada stasiun. Posisi episenter merupakan proyeksi posisi hiposenter ke permukaan. Karena metoda bola merupakan pengembangan dari metoda lingkaran, maka diperlukan pula data waktu tiba gelombang P dan gelombang S untuk menentukan besarnya jari-jari bola sebagai jarak hiposenter.

Jarak hiposenter dapat dicari dengan menggunakan hubungan :

$$r = Vp \cdot tp = Vs \cdot ts \quad (3.5)$$

dimana Vp dan Vs adalah kecepatan gelombang P dan S, tp dan ts adalah waktu tiba gelombang P dan S si stasiun pengamat.

Apabila posisi-posisi stasiun pengamat adalah:



Gambar 20. Jaringan seismograf dengan tiga stasiun pengamatan

(X_1, Y_1, Z_1), (X_2, Y_2, Z_2), (X_3, Y_3, Z_3) dan jari-jari bola adalah r_1, r_2 , dan r_3 maka berlaku tiga persamaan bola berikut, dengan titik acuan berada di stasiun pengamatan S_1 :

$$S_1: \quad (X - X_1)^2 + (Y - Y_1)^2 + (Z - Z_1)^2 = r_1^2 \quad (3.6)$$

$$S_2: \quad (X - X_2)^2 + (Y - Y_2)^2 + (Z - Z_2)^2 = r_2^2 \quad (3.7)$$

$$S_3: \quad (X - X_3)^2 + (Y - Y_3)^2 + (Z - Z_3)^2 = r_3^2 \quad (3.8)$$

Dari ketiga persamaan tersebut dapat dicari harga X, Y dan Z tertentu yang memenuhi ketiga persamaan tersebut. Titik (X, Y, Z) itulah yang dapat ditafsirkan sebagai hiposenter dari titik (X, Y) merupakan posisi/koordinat di permukaan (episenter).

4. Metode Geiger

Metode Geiger menggunakan data waktu tiba gelombang P dan atau gelombang S. Anggapan yang digunakan adalah bahwa bumi terdiri dari lapisan datar yang homogen isotropik, sehingga waktu tiba gelombang gempa yang karena pemantulan dan pembiasan untuk setiap lapisan dapat dihitung. Cara yang digunakan dengan memberikan harga awal hiposenter, kemudian menghitung waktu rambat gelombang untuk setiap stasiun yang digunakan. Dari perhitungan ini didapatkan residu, yaitu perbedaan antara waktu rambat gelombang yang diamati dengan waktu rambat gelombang yang dihitung untuk setiap stasiun.

Penentuan lokasi sumber gempa (hiposenter) merupakan tahap awal dalam melakukan analisa kegempaan. Berbagai *software* dapat digunakan untuk

menentukan posisi hiposenter salah satunya adalah metode GAD. *Geiger's Adaptive Damping* (GAD) (Nishi, 2001), merupakan salah satu *software* yang umum digunakan untuk penentuan posisi hiposenter terutama dalam penentuan lokasi hiposenter gempa di daerah gunungapi atau pada daerah yang mempunyai jarak yang relatif dekat antara sumber gempa dan penerima (*receiver*). Data yang harus dipersiapkan untuk menjalankan program ini adalah data waktu tiba, posisi seismometer dan struktur kecepatan.

Beberapa model sintetis dikembangkan untuk verifikasi program GAD, sehingga dapat diketahui pengaruh *input* data, terutama data waktu tiba, terhadap *output* yang berupa posisi sumber gempa. Permasalahan dalam penentuan waktu tiba pada model terletak dalam penentuan waktu tempuh gelombang. Penentuan waktu tempuh gelombang ditentukan dari lintasan perambatan gelombang (*raypath*) dari sumber ke penerima. Lintasan perambatan gelombang (*raypath*) di GAD pada dasarnya menggunakan metode *shooting*. Pada metode *shooting* permasalahan dirumuskan dengan mencari sudut atau arah tembak yang tepat, sehingga lintasan gelombang berujung tepat pada koordinat stasiun penerima.

Penentuan waktu tempuh diperoleh dengan terlebih dahulu melakukan penentuan muka gelombang dan lintasan perambatan (*raypath*) gelombang. Pemodelan penentuan muka gelombang dan lintasan perambatan (*raypath*) gelombang hanya dilakukan pada model lapisan medium yang sederhana, sehingga penentuan waktu tempuh gelombang dengan menggunakan metoda *shooting* ataupun metoda eikonal akan menghasilkan nilai yang hampir sama (Suparman, 2010).

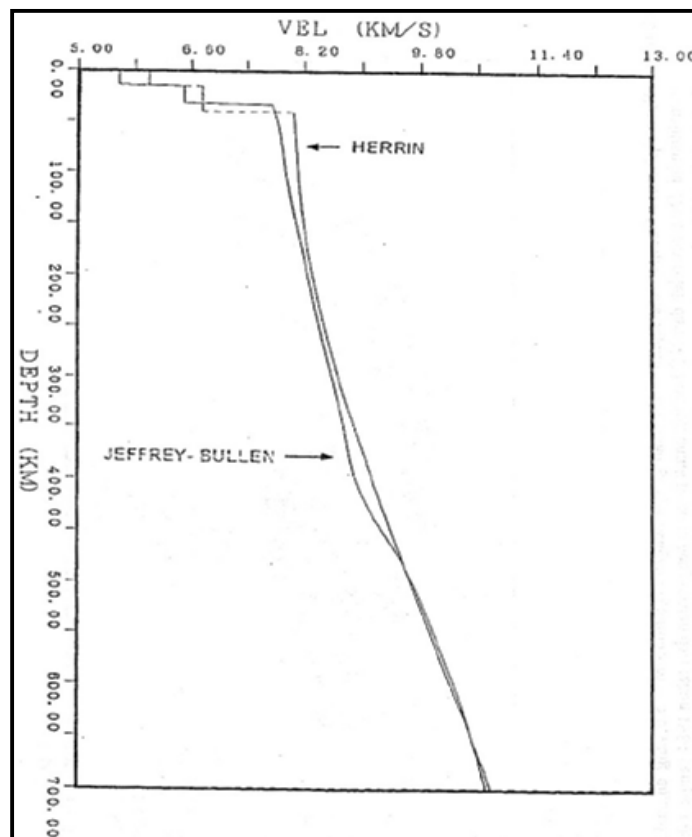
Model sintetis dikembangkan untuk verifikasi program GAD (Nishi, 2001), sehingga dapat diketahui pengaruh input data terhadap *output* yang berupa posisi sumber gempa. *Input* data untuk menjalankan program ini adalah posisi seismometer, waktu tiba dan struktur kecepatan. Posisi sumber yang terletak di tengah dan terkepung jaringan seismometer/ penerima merupakan posisi ideal dalam penentuan koordinat hiposenter (Andri, 2006).

3.7. Kurva *Travel Time*

Kurva waktu tempuh yang pertama, dirancang oleh *Wiechert dan Zoopritz* pada tahun 1907. Kurva ini dapat digunakan untuk menentukan episenter dengan keakuratan yang dapat diterima. Perbaikan kurva waktu tempuh dilakukan oleh *Jeffreys* (1931) dengan menggunakan metode *Leastsquare* (LSQR). Dengan metode ini perbedaan waktu tba gelombang P dan gelombang S dari hasil pengamatan (*observed*) dan perhitungan (*calculated*) dapat diminimalkan. Kemudian pada tahun 1939, *Jeffreys dan Gutenberg* mencari distribusi kecepatan dengan memakai inversi *Herglotz – Wiechert* dari data waktu tempuh gelombang. Tahun 1940 *Jeffreys dan Bullen* mengumpulkan data-data gempa dan kemudian menghasilkan tabel waktu tempuh untuk skala global, yang kemudian dapat dibuat kurva waktu tempuh *Jeffreys – Bullen*.

Informasi tentang bagian-dalam bumi didasarkan pada struktur kecepatan penjalaran gelombang P dan gelombang S. Untuk menentukan kecepatan ini, kedudukan episenter dan *origin time* serta waktu tempuh gelombang gempa tersebut harus diketahui secara akurat (Susilawati, 2008).

Model struktur kecepatan gelombang gempa yang biasa dipergunakan dalam studi seismologi adalah model *Jeffrey-Bullen* dan *Herrin*. Kedua model ini adalah model 1-dimensi struktur kecepatan gelombang gempa yang dihasilkan dari pengamatan sejumlah gempa yang terjadi di seluruh dunia.



Gambar 21. Model struktur kecepatan berdasarkan *Jeffrey-Bullen* (1956) dan *Herrin* (1968)

Gambar di atas menunjukkan kedua model struktur kecepatan untuk gelombang P pada bagian mantel atas yang terletak pada kedalaman dari 0 sampai 700 km. Kedua model tersebut disusun dengan asumsi bahwa interior bumi diseluruh bagian mempunyai karakteristik yang sama atau homogen. Sedangkan besarnya kecepatan gelombang gempa diasumsikan hanya merupakan fungsi dari kedalaman.

Pemakaian model struktur kecepatan *Jeffrey-Bullen* dan *Herrin* dalam perhitungan parameter hiposenter untuk gempa-gempa lokal dapat menimbulkan kesalahan pada hasil parameter yang ditentukan. Kesalahan ini disebabkan karena struktur kecepatan gelombang gempa di tiap tempat pada kenyataannya berbeda dengan model *Jeffrey-Bullen* dan *Herrin* yang berlaku umum. Dengan kata lain struktur interior bumi di tiap tempat berbeda-beda. Dengan demikian tingkat ketelitian penentuan parameter hiposenter untuk gempa-gempa lokal di suatu daerah dapat ditingkatkan kalau kita dapat membuat model struktur kecepatan gelombang gempa yang lebih sesuai untuk daerah tersebut.

Model struktur kecepatan gelombang gempa dapat ditentukan dengan memanfaatkan seperangkat data pengamatan gempa yang meliputi data waktu tiba (*arrival time*) atau waktu tempuh (*travel time*) gelombang gempa yang terekam pada seismogram. Penentuan model struktur kecepatan gelombang gempa semacam ini dikenal sebagai metoda inversi. Salah satu metoda yang paling populer dalam metoda inversi ini adalah metoda inversi kuadrat terkecil (*least squares*) yang dikembangkan oleh *Crosson* (Puspito, 1996).

Dalam tomografi waktu tempuh (*travel time*) gelombang seismik, *input* yang biasa digunakan dalam inversi adalah waktu tunda dari gelombang tersebut (baik gelombang P maupun S). Waktu tunda yang dimaksud adalah selisih antara waktu tempuh yang diamati (*observed*) dan waktu tempuh yang dihitung (*calculated*) pada model kecepatan bumi tertentu. Waktu tempuh yang diamati (*observed*) ditentukan dari pembacaan (*picking*) waktu tiba suatu gelombang pada seismogram. Sedangkan yang dihitung (*calculated*) adalah waktu tempuh sintetik

berdasarkan model kecepatan bumi yang digunakan (biasanya model 1D) (Widiantoro, 2000).

Pada penelitian ini, hanya dibatasi pada waktu tempuh yang diamati (*observed*) karena waktu tempuh ini menggunakan nilai selisih dari gempa sebenarnya (*origin time*) dengan waktu tiba (*travel time*) seperti dibawah ini:

$$T_{obs} = tp - t_o \quad (3.9)$$

Dengan menggunakan kurva *travel time* yang merupakan kurva hubungan antara *travel time* dan jarak episenter ke stasiun pencatat, dapat memberikan gambaran variasi kecepatan pada kerak bumi secara radial. Dari kurva tersebut dapat diperoleh gradien kecepatan pada interval kedalaman tertentu (Telford, dkk., 1976).

$$\frac{dT}{d\Delta} = \frac{1}{v} = s \quad (3.10)$$

Dengan T adalah waktu tempuh, Δ adalah jarak episenter ke stasiun pencatat, v adalah kecepatan rambat gelombang seismik dan s adalah perlambatan atau *slowness*.

3.8. Frekuensi Diri (*natural frequency*)

Frekuensi adalah jumlah getaran sempurna atau gelombang sempurna dalam satu detik. Satu getaran atau gelombang sempurna adalah satu siklus gerakan naik dan turun dalam satu satuan waktu.

Fenomena yang berkaitan erat dengan frekuensi diri adalah peristiwa resonansi, yaitu ikut bergetarnya sebuah benda karena getaran benda lain di sekitarnya.

Frekuensi diri adalah frekuensi di mana sistem berosilasi ketika sistem itu terganggu.

Frekuensi resonansi adalah frekuensi yang mana frekuensi sumber sama dengan frekuensi diri sistem. Frekuensi diri adalah getaran ketika sistem bergetar tanpa gangguan gaya luar.

Frekuensi diri menjadi penting karena berbagai alasan, diantaranya:

1. Segala sesuatu di alam semesta memiliki frekuensi diri, dan banyak hal yang memiliki frekuensi diri lebih dari satu.
2. Jika kita mengetahui frekuensi diri suatu objek, maka kita akan mengetahui juga bagaimana objek itu akan bergetar.
3. Jika kita mengetahui bagaimana suatu objek bergetar, maka kita akan mengetahui jenis gelombang yang akan dihasilkan.
4. Jika kita ingin membuat jenis tertentu dari gelombang, kita harus membuat objek dengan frekuensi diri yang sesuai dengan gelombang yang kita inginkan.

Frekuensi diri tergantung pada banyak faktor, seperti kekakuan, panjang, atau berat dari suatu objek. Kita dapat mengubah frekuensi natural sistem dengan mengubah salah satu faktor yang dapat mempengaruhi ukuran, inersia, atau kekuatan dalam sistem.

Sistem yang mengalami aksi akan selalu memberikan reaksi. Sistem yang bersifat elastis dapat berosilasi sehingga memiliki frekuensi diri. Jika suatu sistem elastis distimulus menggunakan frekuensi yang sama besar dengan frekuensi diri sistem

elastis tersebut, maka sistem elastis tersebut akan bereaksi berupa berosilasi. Peristiwa ini disebut resonansi, dan frekuensinya disebut frekuensi resonansi.

Cara mencari frekuensi diri adalah dengan mencari impedansi total dari rangkaian tersebut dan mencari frekuensi yg membuat bagian imajiner dari impedansi itu bernilai nol.

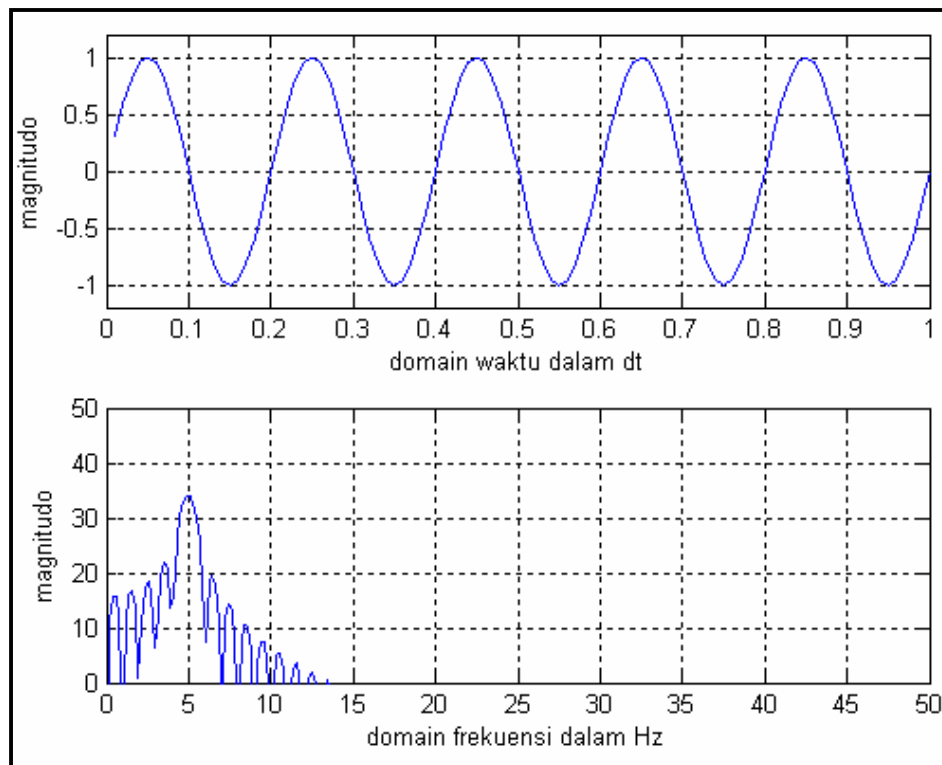
3.9. Fourier Transform (FT)

Joseph Fourier mengemukakan bahwa sebuah fungsi periodik dapat direpresentasikan dengan mengkombinasikan penjumlahan tak hingga dari fungsi sinus dan cosinus. Representasi fungsi inilah yang kemudian dikenal sebagai *Deret Fourier*. Beberapa tahun setelah penemuan ini, deret fourier dikembangkan menjadi bentuk yang lebih umum sehingga dapat diterapkan pada fungsi yang non-periodik, bentuk yang lebih umum ini yang kemudian dikenal sebagai *Transformasi Fourier (FT)*. Sejak penemuan ini, transformasi fourier menjadi metoda yang sangat cocok untuk menganalisis fungsi atau sinyal, karena transformasi fourier dapat mengubah fungsi atau sinyal dalam domain waktu ke domain frekuensi.

Biasanya sebuah fungsi digambarkan dalam domain waktu. Artinya yang diukur dari fungsi tersebut adalah waktu. Dengan kata lain, jika kita gambarkan fungsi tersebut pada sumbu simetri, maka sumbu x (sebagai variabel bebas) mewakili waktu, dan sumbu y (sebagai variabel tak bebas) mewakili nilai pada waktu t tertentu, atau nilai amplitudo nya.

Transformasi Fourier (*Fourier Transform* atau FT) dapat mengubah fungsi atau sinyal dalam domain waktu ke dalam domain frekuensi. Jika kita menerapkan FT pada sebuah fungsi dalam domain waktu, maka kita akan mendapatkan representasi frekuensi amplitudo fungsi tersebut. Dengan transformasi Fourier, sebuah fungsi dapat digambarkan dalam sumbu x yang menunjukkan spektrum frekuensi dan sumbu y menunjukkan amplitudo.

Suatu parameter fisis yang berkaitan erat dengan fenomena geofisika adalah frekuensi. Parameter inilah yang menjadi pusat informasi dalam analisis karakteristik sinyal seismik suatu gunungapi. Oleh karena itu, untuk mempermudah analisis sinyal tersebut diperlukan suatu metode yang berfungsi mengubah domain waktu ke dalam domain frekuensi. Metode ini kita kenal dengan Transformasi Fourier.



Gambar 23. Sinyal sinus dalam domain waktu dan domain frekuensi

Fungsi dilakukannya transformasi ini bertujuan untuk mendapatkan informasi apakah suatu sinyal memiliki frekuensi tertentu atau tidak. Transformasi Fourier menggabungkan sinyal ke bentuk fungsi eksponensial dari frekuensi yang berbeda-beda.

Caranya adalah dengan didefinisikan ke dalam persamaan berikut:

Dapat kita katakan dari dua persamaan diatas bahwa $X(\omega)$ adalah transformasi Fourier dari $x(t)$ yang mengubah $x(t)$ dari domain waktu ke domain frekuensi. Jika kita memiliki sinyal $x(t)$ maka pasangan transformasi Fouriernya adalah $X(\omega)$

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (3.16)$$

Apabila $x(t)$ adalah gelombang yang terpisah menjadi beberapa gelombang sinus dan $X(\omega)$ adalah Transformasi Fourier dari $x(t)$ dan $i = \sqrt{-1}$. Berikut adalah persamaan transformasi invers Fourier yang mengubah $X(\omega)$ kembali ke $x(t)$.

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (3.17)$$

Analisis sinyal dengan menggunakan prinsip metode transformasi Fourier ini dikenal dengan analisis spektral. Pada analisis spektral ini menggunakan seluruh bentuk sinyal sehingga jika terjadi kesalahan informasi akan mudah dihindari dibandingkan dengan pengukuran titik-titik dalam domain waktu.