

BAB II

TEORI DASAR

2.1 Gempa Bumi

Gempa bumi adalah guncangan atau getaran yang terjadi pada permukaan bumi yang disebabkan oleh pergerakan pada lapisan batuan terluar bumi. Gempa bumi terjadi secara tiba-tiba akibat pergerakan lempeng-lempeng tektonik. Gempa bumi yang terjadi karena adanya aktivitas pergerakan lempeng tektonik disebut gempa bumi tektonik, sedangkan gempa bumi yang disebabkan oleh aktifitas gunung berapi disebut gempa bumi vulkanik. Pergerakan tiba-tiba yang berasal dari lapisan batuan di dalam bumi menghasilkan energi berupa gelombang gempa bumi atau gelombang seismik yang dipancarkan ke segala arah (Sunarjo *et al.*, 2012).

Seismolog Amerika melalui teori *Elastic Rebound* mengatakan bahwa gempa bumi adalah gejala alam yang disebabkan oleh pelepasan energi regangan elastis batuan dikarenakan deformasi batuan yang terjadi pada bagian litosfer bumi (Muksin *et al.*, 2013). Deformasi ini disebabkan oleh tekanan (*stress*) dan regangan (*strain*) pada lapisan bumi. *Stress* dan *strain* yang terjadi secara terus-menerus mengakibatkan daya dukung pada batuan mencapai batas maksimum dan mengakibatkan terjadinya patahan secara tiba-tiba.

2.2 Paramter Gempa Bumi

a. Waktu Asal (*Origin Time*)

Origin time atau waktu asal gempa bumi adalah waktu terjadinya suatu gempa bumi pada kedalaman tertentu di lapisan bumi. Waktu asal terjadinya gempa bumi dinyatakan dalam hari, tanggal, bulan, tahun, jam, menit, detik dalam satuan UTC (*Universal Time Coordinated*). Metode diagram Wadati merupakan salah satu cara untuk menentukan *origin time*

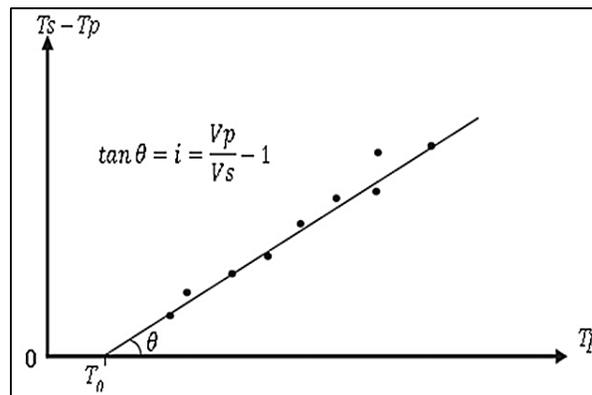
atau waktu asal gempa bumi. Diagram Wadati memerlukan selisih nilai waktu tiba gelombang P dan S serta mengasumsikan bahwa bumi merupakan medium yang homogen. Diagram Wadati dapat digunakan untuk menghitung jarak antara stasiun ke hiposenter (pusat gempa), mengkoreksi pembacaan gelombang P dan S dan membandingkan nilai kecepatan gelombang P dan S (V_p/V_s) atau *poisson ratio* (Sunarjo *et al.*, 2012).

Origin time (T_0) adalah titik potong garis regresi terhadap sumbu koordinatnya, yang merupakan waktu terjadinya gempa pada titik hiposenter, sehingga dari diagram wadati (Gambar 2.1), nilai *origin time* (T_0) dapat dihasilkan dari persamaan berikut:

$$\frac{V_p}{V_s} - 1 = \frac{T_s - T_p}{T_p - T_0} \quad (2.1)$$

Sehingga T_0 dapat ditulis dalam persamaan berikut:

$$T_0 = T_p - \frac{T_s - T_p}{\frac{V_p}{V_s} - 1} \quad (2.2)$$



Gambar 2 1 Diagram Wadati waktu gelombang S dan P ($T_s - T_p$) (sumbu y) dan selisih waktu waktu tiba gelombang P (T_p) terhadap origin time (T_0) atau $T_p = T_p - T_0$ (sumbu x) (Hurukwa, 2008)

Grafik (Ts-Tp) terhadap Tp menjadi garis linear dengan gradien (V_p/V_s) - 1. Jarak antara sumber gempa dengan stasiun perekam bisa di hitung dengan melihat perbedaan waktu tiba gelombang P dan S, hal ini dikarenakan adanya dua gelombang yang memiliki yang berbeda namun berasal dari titik yang sama (episentier) secara simultan (Sunarjo *et al.*, 2012). Apabila data yang digunakan dalam jumlah banyak maka metode Kuadrat Terkecil (*Least Square*) dapat digunakan sebagai pendekatan.

$$T_O = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(T_P - \frac{T_{SP}}{I} \right) \quad (2.3)$$

$$T_{SP} = b * T_{Po} + a \quad (2.4)$$

$$\tan \theta = I = \frac{V_P}{V_S} - 1 \quad (2.5)$$

Dimana:

T_O	= Waktu asal (s)
T_{SP}	= $T_S - T_P$ (s)
T_P	= Waktu tiba gelombang P (s)
T_S	= Waktu tiba gelombang S (s)
I	= Notasi stasiun
T_{Po}	= $T_P - T_O$
θ	= Sudut kemiringan
V_P	= Kecepatan gelombang P (Km/s)
V_S	= Kecepatan gelombang S (Km/s)
a dan b	= Konstanta regresi

b. Hiposentier

Hiposentier adalah titik bermulanya gempa bumi yang berada di dalam bumi, posisi hiposentier direpresentasikan dalam tiga koordinat ruang (x_0, y_0, z_0) dan waktu terjadinya gempa (T_0). Penentuan titik hiposentier gempa bumi membutuhkan data waktu tiba gelombang P (T_p) dan waktu tiba gelombang S (T_s) yang diperoleh dari data rekaman gempa di suatu

stasiun dalam bentuk seismogram. Parameter hiposenter dari setiap *event* adalah independen, namun bergantung pada model yang digunakan untuk menghitung waktu perjalanan gelombang untuk semua *event* (Crosson, 1976). Jarak hiposenter gempa bumi dapat di peroleh dengan persamaan berikut:

$$D = V_s * T_s - T_o \quad (2.6)$$

$$= (T_s - T_p) + T_p - T_o * V_s \quad (2.7)$$

$$= V_s * (T_{sp} + T_{po}) \quad (2.8)$$

Dimana:

V_s = Kecepatan gelombang S (Km/s)

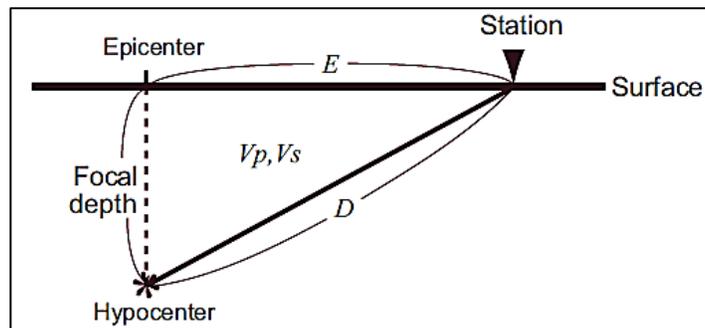
T_p = Waktu tiba gelombang P (s)

T_s = Waktu tiba gelombang S (s)

T_o = Waktu asal (s)

T_{sp} = $T_s - T_p$ (s)

T_{po} = $T_p - T_o$



Gambar 2 2 Jarak hiposenter D, Jarak episenter E, *Focal depth* (Hurukawa, 2008)

c. Episenter

Episenter atau sumber gempa bumi adalah titik dipermukaan bumi yang merupakan garis tegas lurus dari hiposenter gempa bumi. Lokasi episenter dibuat dalam sistem koordinat kartesian bola bumi atau sistem koordinat geografis yang dinyatakan dalam bentuk derajat, lintang dan bujur.

Kedalaman episenter merupakan jarak hiposenter dihitung tegak lurus dari permukaan bumi dalam satuan kilometer (Sunarjo *et al.*, 2012).

2.3 Gelombang Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang elastik dengan frekuensi rendah yang menjalar ke seluruh bagian dalam bumi dan permukaan bumi yang diakibatkan adanya lapisan batuan yang patah secara tiba-tiba atau disebabkan oleh suatu ledakan (Sunarjo *et al.*, 2012). Bumi sebagai media perambatan gelombang terdiri dari beberapa batuan dengan sifat fisis yang berbeda-beda pada setiap lapisan. Gelombang seismik yang merambat sebagian energinya akan dipantulkan dan sebagian lainnya akan diteruskan pada medium dibawahnya, hal ini disebabkan ketidak-kontinuan sifat bumi sebagai medium perambatan gelombang.

a. Gelombang Badan (*Body*)

Gelombang badan merupakan gelombang seismik yang menjalar ke segala arah di dalam bumi. Gelombang badan terdiri atas gelombang primer (P) dan gelombang sekunder (S).

1. Gelombang Primer P

Gelombang primer (P) merupakan gelombang longitudinal yang gerak partikelnya sejajar dengan arah rambatnya. Gelombang primer (P) memiliki kecepatan paling tinggi dibandingkan gelombang lainnya dan pertama kali terdeteksi oleh seismograf. Kecepatan gelombang P antara 4–7 km/s di kerak bumi, lebih besar dari 8 km/s di dalam mantel dan inti bumi, lebih kurang 1,5 km/s didalam air dan lebih kurang 0,3 km/s di udara (Sunarjo *et al.*, 2012).

Kecepatan penjalaran gelombang P dapat ditulis dengan persamaan (Kayal, 2008).

$$v_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.9)$$

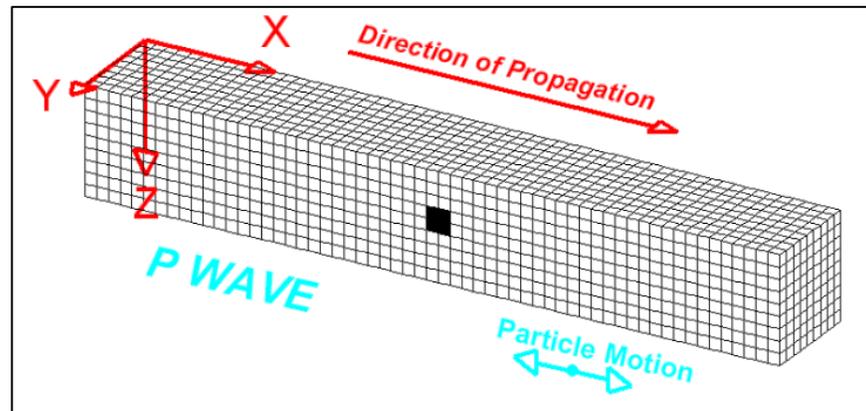
Dimana:

v_p = Kecepatan gelombang P (m/s)

k = Modulus bulk (N/m^2)

μ = Modulus geser (N/m^2)

ρ = Kerapatan material yang dilalui gelombang (Kg/m^3)



Gambar 2 3 Gelombang Primer (P) (Kayal, 2008.)

2. Gelombang Sekunder (S)

Gelombang sekunder (S) merupakan gelombang transversal yang gerak partikelnya tegak lurus dengan arah rambatnya. Gelombang S hanya dapat merambat melalui medium padat saja hal ini disebabkan karena medium cair dan gas tidak memiliki daya elastisitas untuk kembali ke bentuk semulanya. Gelombang S terbagi menjadi 2 komponen yaitu gelombang dengan gerak partikel horizontal SH dan gelombang dengan arah gerak partikel vertikal SV. Kecepatan gelombang S lebih rendah dibandingkan gelombang P, sehingga gelombang S terdeteksi oleh seismograf setelah gelombang P. Kecepatan gelombang S adalah 3-4 km/s di kerak bumi, lebih besar dari 4,5 km/s di dalam mantel bumi, dan 2,5-3 km/s di dalam inti bumi (Sunarjo *et al.*, 2012).

Kecepatan penjalaran gelombang S dapat ditulis dengan persamaan (Kayal, 2008).

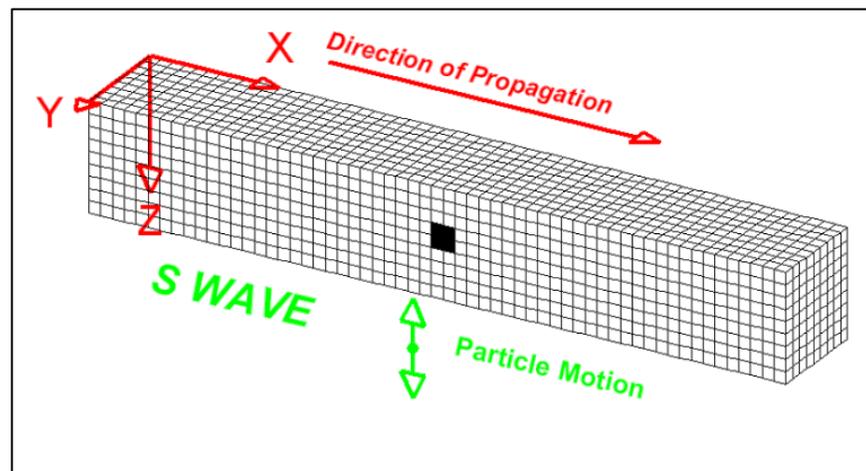
$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.10)$$

Dimana:

v_s = Kecepatan gelombang S (m/s)

μ = Modulus geser (N/m^2)

ρ = Kerapatan material yang dilalui gelombang (Kg/m^3)



Gambar 2 4 Gelombang Sekunder (S) (Kayal, 2008.)

2.4 Metode Geiger

Tahun 1910 metode Geiger pertama kali dikembangkan oleh Geiger untuk menentukan posisi hiposenter gempa dengan mempertimbangkan parameter model awal. Metode Geiger memerlukan informasi waktu terjadinya gempa, serta *picking* gelombang P dan S dari minimal empat stasiun pencatat. Metode Geiger menganggap bumi sebagai media yang tidak lagi homogen tetapi terdiri dari beberapa lapisan horizontal, sehingga metode Geiger mempertihungkan adanya gelombang langsung maupun tidak langsung. Metode Geiger menggunakan *software* GAD (*Geiger's method with Adaptive*

Damping) untuk penentuan lokasi hiposenter gempa pada daerah yang mempunyai jarak relatif dekat antara stasiun penerima (*receiver*) dengan sumber gempa yang terjadi (Nishi, 2001).

Prinsip utama dalam metode Geiger adalah menghitung selisih antara waktu pengamatan dan waktu perhitungan. Persamaan sistem GAD harus diselesaikan dengan metode iterasi untuk menghasilkan residual (r_i) seminimal mungkin di setiap stasiun (Madrinovella, 2012). Sehingga dapat ditulis persamaannya:

$$r_i = t^{i\text{obs}} - t^{i\text{cal}} \quad (2.11)$$

Dimana:

r_i = selisih antara hasil pengamatan dan hasil perhitungan pada stasiun ke-i

$t^{i\text{obs}}$ = waktu tempuh gelombang seismik pada stasiun ke-I (x_i, y_i, z_i) dari pusat gempa

$t^{i\text{cal}}$ = waktu tempuh yang dihitung berdasarkan model kecepatan bawah permukaan.

Waktu tiba hasil perhitungan diperoleh berdasarkan posisi x, y, z dan t dapat ditulis dalam persamaan:

$$T_{ij} = t_o + \sqrt{\frac{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z-z_i)^2}{v}} \quad (2.12)$$

Dasar perhitungan menggunakan metode Geiger adalah mencari residual terkecil (r) yang dipengaruhi oleh turunan parsial waktu terhadap posisi disetiap sumbu koordinat kartesian (x, y, z) serta selisih dari waktu tempuh pengamatan ($t^{i\text{obs}}$) dengan waktu tempuh perhitungan ($t^{i\text{cal}}$) yang dinotasikan Δt . Persamaan tersebut dapat ditunjukkan sebagai berikut:

$$r_i = \frac{\partial T}{\partial x_i} \Delta x + \frac{\partial T}{\partial y_i} \Delta y + \frac{\partial T}{\partial z_i} \Delta z + \Delta t \quad (2.13)$$

Metode Geiger masih mempunyai kesalahan dalam perhitungan, hal tersebut dikarenakan data yang digunakan pada pengolahan berasal dari stasiun dengan jarak yang relatif jauh. Variasi kecepatan gelombang sebesar kurang lebih 0,2 km/s, memberikan kesalahan penentuan posisi hiposenter hingga beberapa kilometer. Sehingga variasi kecepatan gelombang seismik pada jarak tertentu tidak dapat dihitung dengan tepat. Oleh karena itu metode Geiger hanya baik digunakan untuk menentukan waktu asal dan posisi hiposenter yang bersifat lokal (Sunarjo *et al.*, 2012).

2.5 Metode *Couple Velocity Hypocenter*

Metode *Coupled Velocity Hypocenter* merupakan salah satu metode untuk penentuan model kecepatan gelombang seismik 1-D menggunakan program VELEST. Metode *Coupled Velocity Hypocenter* digunakan untuk merelokasi hiposenter gempa bumi, untuk mendapatkan model kecepatan dan koreksi stasiun berdasarkan data gempa pada daerah penelitian secara bersamaan menggunakan prinsip metode Geiger.

Berikut merupakan pembaharuan model kecepatan menggunakan persamaan (Kissling *et al.*, 1995).

$$r = T^{obs} - T^{cal} = \sum_{k=1,4}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{i=1,n}^n \frac{\partial f}{\partial m_i} \Delta m_i + e \quad (2.14)$$

Dimana:

r = residual waktu tempuh observasi dan kalkulasi

T^{obs} = waktu tempuh observasi

T^{cal} = waktu tempuh kalkulasi

f = fungsi terhadap lokasi stasiun (s), lokasi hiposenter, waktu tiba (h) dan model kecepatan (m)

k = jumlah hiposenter

i = jumlah lapisan

e = koreksi stasiun

Nilai-nilai tersebut digunakan dalam *forward modeling* untuk mendapatkan nilai perhitungan (t_{cal}) yang baru kemudian dibandingkan *misfitnya* dengan nilai perhitungan (t_{cal}) sebelumnya. Dalam setiap iterasi terdapat nilai RMS antara data waktu tempuh observasi dengan waktu tempuh kalkulasi, sehingga nilai iterasi dapat diatur hingga memperoleh nilai RMS yang diharapkan.

Pada tahap *inverse modeling* dilakukan dengan menyelesaikan matriks *Damped Least Square*

$$\Delta m = [A^T A + L] \quad (2.15)$$

Dimana:

A = Matrik Jacobi L = Matrik *damping*

A^T = Transpose matrik Jacobi