

## BAB II TEORI DASAR

### 2.1 Sejarah Aplikasi Tomografi Untuk Identifikasi Tubuh Magma Pada Gunung Api

Tomografi seismik adalah metode yang relatif muda. Metode ini mulai aktif dikembangkan pada akhir tahun 1970-an oleh Aki [11]. Awal penerapan seismik tomografi untuk mempelajari gunung api dilakukan oleh Ellsworth dan Koyanagi [12] yang menggunakan data teleseismik untuk mempelajari struktur kerak di bawah Gunung Api Kilauea di Hawaii. Tiga tahun kemudian, Sharp telah menerbitkan model tomografi untuk Gunung Etna [13]. Penelitian selanjutnya dilakukan oleh Stauber pada tahun 1988 yang mempresentasikan model tomografi Newberry Volcano, Oregon berdasarkan *teleseismic delays* [14]. Selama akhir tahun 2011, tomografi teleseismik hampir tidak digunakan lagi untuk studi struktur kerak di bawah gunung api karena beberapa alasan. Masalah pertama adalah bahwa sinar seismik hampir vertikal menyebabkan resolusi vertikal yang buruk. Kedua, terkait dengan fakta bahwa gelombang teleseismik biasanya memiliki frekuensi rendah (sekitar  $\leq 1$  Hz).

Metode lain, yang disebut tomografi gempa lokal atau *Local Earthquake Tomography* (LET), menggunakan data waktu tiba gelombang P dan S dari gempa bumi. Gunung api aktif biasanya menghasilkan banyak kegempaan terkait dengan proses di reservoir magmatik dan perpindahan tektonik di kerak bumi. Oleh karena itu, menempatkan stasiun untuk percobaan LET jauh lebih murah daripada mengatur sumber aktif dengan menggunakan ledakan. Masalah studi LET adalah distribusi sumber yang tidak terkendali dan tidak selalu optimal untuk mendapatkan cakupan sinar yang optimal di daerah target.

Algoritma LET pertama dikembangkan dan diimplementasikan pada data ril seismologi oleh Thurber. Satu tahun kemudian, algoritma yang sama digunakan untuk mempelajari struktur kerak di bawah Gunung Api Kilauea [15]. Peneliti-peneliti selanjutnya melakukan studi tentang Kompleks Vulkanik Hengill Grendalur di Islandia [16] dan Gunung St. Helens [17]. Ada lebih dari sepuluh

studi LET yang berbeda tentang Gunung Etna yang tampaknya menjadi salah satu gunung api yang paling aktif dipelajari di dunia (mis., Villasenor [18]; Chiarabba [19]; Patanè [20]).

Sejauh ini metode LET telah menjadi yang paling populer untuk mempelajari struktur kerak di bawah gunung api. Saat ini, ada puluhan penelitian gunung berapi yang sukses di berbagai belahan dunia, seperti Gunung Spurr di Alaska dan kelompok Gunung Api Klyuchevskoy di Kamchatka [21]. Kedua studi ini dilakukan dengan menggunakan kode program LOTOS [22]. Saat ini, tomografi seismik adalah prosedur yang paling sering digunakan untuk mendapatkan citra yang dapat diandalkan dari struktur di bawah permukaan, seperti pada daerah vulkanik. Citra ini telah memungkinkan para peneliti untuk memvisualisasikan keberadaan magma di beberapa gunung api aktif [21], dan sama pentingnya untuk menetapkan tidak adanya ruang magma yang terdeteksi [23]. Pengetahuan ini berkontribusi secara signifikan terhadap pembangunan model gunung api yang dinamis dan untuk menetapkan parameter geodinamiknya.

## **2.2 Kecepatan Gelombang Seismik dan *Poisson ratio***

Gelombang seismik adalah gelombang elastis yang menjalar ke seluruh bagian dalam bumi dan permukaan bumi, akibat adanya gempa bumi, aktivitas vulkanik, atau aktivitas buatan manusia (misal berupa ledakan, injeksi fluida, dll.). Salah satu jenis gelombang seismik yang ditinjau dari arah propagasinya adalah gelombang P. Gelombang ini dapat merambat pada semua medium serta memiliki kecepatan tertinggi dibandingkan dengan gelombang seismik lainnya, termasuk gelombang S dan gelombang tubuh [24]. Kecepatan gelombang P berkisar 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 [25]. Amplitudonya kecil dan periodenya pendek sekitar 0,5 sampai 5 detik. Kecepatan gelombang ini bergantung pada densitas batuan, kekakuan dan kepadatannya. Kecepatan gelombang P akan meningkat seiring dengan peningkatan modulus bulk dari fluida pengisi pori. Bentuk persamaan kecepatan gelombang P yaitu:

$$V_p = \left( \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.1)$$

dimana  $V_p$  adalah kecepatan gelombang P (km/s),  $\lambda$  adalah konstanta Lamé,  $\mu$  adalah modulus geser (Pa), dan  $\rho$  adalah densitas ( $\text{kg/m}^3$ ).

Kecepatan gelombang S berkisar 3-2 km/s di kerak bumi, >4,5 km/s di mantel bumi, dan 2,5-3 km/s di dalam inti bumi [25]. Gelombang S mempunyai gerakan partikel tegak lurus terhadap arah penjalaran. Bentuk persamaan kecepatan gelombang S yaitu:

$$V_s = \left( \frac{\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.2)$$

dimana  $V_s$  adalah kecepatan gelombang S (km/s),  $\mu$  adalah modulus geser (Pa), dan  $\rho$  adalah densitas ( $\text{kg/m}^3$ ).

Poisson ratio ( $\sigma$ ) merupakan ukuran besarnya regangan pada suatu benda berupa kontraksi pada arah transversal dan regangan pada arah longitudinal akibat dikenai tekanan [25]. Apabila diterapkan pada medium silinder, maka arah transversalnya merupakan diameter silinder ( $SD$ ) dan arah longitudinalnya ialah panjang silinder ( $L$ ), sehingga poisson ratio dinyatakan sebagai rasio negatif regangan transversal (*transverse strain*) dengan regangan aksial (*axial/longitudinal strain*):

$$\sigma = \frac{\text{kontraksi transversal}}{\text{regangan longitudinal}} = \frac{\Delta D/D_0}{\Delta L/L_0} = -\frac{\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{xx}} \quad (2.3)$$

Selain itu poisson ratio dapat dinyatakan dalam besaran kecepatan gelombang seismik berupa perbandingan antara kecepatan gelombang P dan gelombang S ( $V_p/V_s$ ). Sehingga dapat dituliskan secara matematis:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \quad (2.4)$$

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left[\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1\right]} \quad (2.5)$$

Poisson ratio dapat diperkirakan dengan menghitung waktu tempuh gelombang kompresi dan geser dari tiap kejadian gempa yang terekam pada beberapa stasiun. Salah satu metode yang dapat digunakan untuk mendapatkan nilai poisson ratio berdasarkan nilai  $V_p/V_s$  menggunakan analisis Diagram Wadati [16].

### 2.3 Gempa Vulkanik

Gempa vulkanik adalah gempa yang terjadi karena adanya aktivitas gunung api berupa gerakan magma yang menuju ke permukaan maupun letusan atau hembusan gas yang dikeluarkan dari tubuh gunung api [25]. Klasifikasi gempa vulkanik dikelompokkan oleh T. Minakami berdasarkan bentuk rekaman gempa, perkiraan hiposenternya dan perkiraan proses yang terjadi di dalam tubuh gunung api [26].

- **Gempa vulkanik dalam (tipe A/VA)**

Sumber dari tipe gempa ini terletak di bawah gunung api pada kedalaman 1-20 km, biasanya muncul pada gunung api yang aktif. Gempa tipe A dapat disebabkan oleh adanya magma yang naik ke permukaan yang disertai rekahan-rekahan, adanya tekanan dari bawah ke atas saat sebelum terjadi letusan, dan penurunan tekanan sesudah letusan berlangsung. Frekuensi dari gempa vulkanik dalam berkisar 5-15 Hz [26]. 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 dengan magnitudo  $\leq 6$ . Gelombang P dan S dapat teridentifikasi dengan jelas.



Gambar 2.1 Contoh rekaman seismik gempa tipe A [25]

- **Gempa vulkanik dangkal (tipe B/VB)**

Sumber gempa vulkanik tipe B diperkirakan kurang dari 1 km dari kawah gunung api yang aktif. Frekuensinya mencapai 1-5 Hz. Propagasi awalnya cukup jelas dengan waktu tiba gelombang S yang tidak jelas dan mempunyai nilai magnitudo yang kecil. Selisih waktu tiba gelombang P dan gelombang S kurang dari 1 detik. Besar magnitudonya lebih kecil dari tipe A. Gelombang permukaan lebih mendominasi dan gelombang S tidak jelas. Frekuensi seismik gempa tipe-B biasanya meningkat sebelum pecahnya letusan eksplosif kawah gunung berapi, pengamatan secara kontinyu terhadap gempa tipe-B sangat berguna untuk memprediksi waktu terjadinya erupsi gunung api.



Gambar 2.2 Contoh rekaman seismik gempa tipe B [25]

Dalam pelaksanaannya, untuk membedakan gempa vulkanik dangkal dan dalam dibedakan dari bisa dibacanya waktu tiba gelombang S. Bila waktu tiba gelombang S tidak dapat dibaca maka dikategorikan sebagai gempa vulkanik dangkal dan bila dapat dibaca, meskipun di bawah 1 detik, dikategorikan ke dalam gempa vulkanik dalam.

- **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. Jika dibandingkan dengan VT A dan VT B, gempa letusan memiliki panjang gelombang yang lebih panjang.

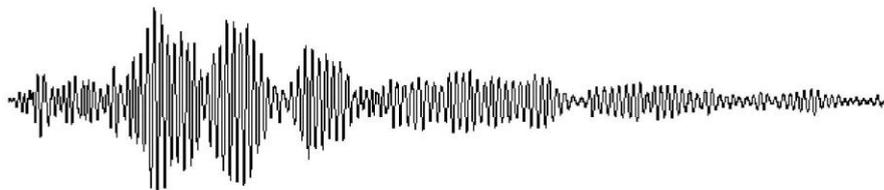


Gambar 2.3 Contoh rekaman seismik gempa letusan [25]

- **Gempa tremor**

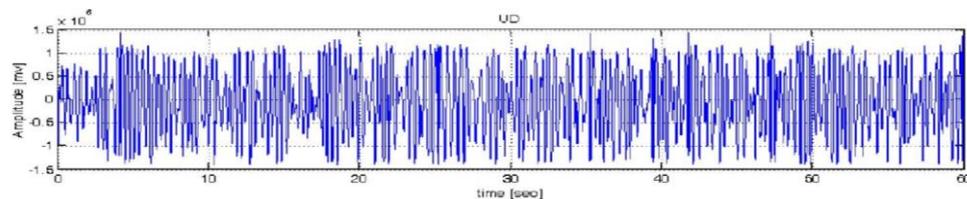
Gempa tremor merupakan gempa yang menerus terjadi di sekitar gunung api. Gempa ini disebabkan oleh kegiatan vulkanik berupa gerakan gas dan lelehan lava. Berdasarkan bentuk gelombangnya, gempa tremor dapat dibedakan menjadi 2 jenis, yaitu:

- Tremor Harmonik, getaran yang menerus secara sinusoidal. Kedalaman sumber gempa diperkirakan antara 5 – 15 km.



Gambar 2.4 Contoh rekaman seismik gempa tremor harmonik [25]

- Tremor Spasmodik, getaran terus menerus tetapi tidak beraturan. Sumber gempabumi diperkirakan mempunyai kedalaman antara 45 - 60 km.



Gambar 2.5 Contoh rekaman seismik gempa tremor spasmodik [25]

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.

## 2.4 Metode Geiger

Metode ini menggunakan data waktu tiba (*arrival time*) gelombang P atau gelombang S atau keduanya. Metode Geiger mencari solusi kuadrat terkecil (*least square*) secara iteratif dengan perubahan model awal (perturbasi) sehingga jarak hiposenter hasil kalkulasi mendekati nilai hiposenter observasi. Metode Geiger dimulai dengan pemodelan ke depan (*forward modelling*) yang dilakukan dengan tujuan meminimumkan nilai selisih *arrival time* residual antara *arrival time* yang teramati dengan *arrival time* yang diprediksi atau hasil pemodelan [27].

$$r_j = t_j - t_{pred.j} \quad (2.6)$$

dimana:

$r_j$  : residual *time* antara *arrival time* terekam dengan *arrival time* prediksi

$t_j$  : *arrival time* pada indeks ke- $j$ ,

$t_{pred.j}$  : *arrival time* prediksi pada indeks ke- $j$ .

Nilai *arrival time* prediksi diberikan oleh persamaan berikut:

$$t_{pred.j} = T + TT(x_j, y_j, 0, X, Y, Z) \quad (2.7)$$

Dimana  $T$  adalah waktu asal kejadian gempa,  $TT$  merupakan *travel time* prediksi dari sumber gempa hingga terekam di stasiun pengamatan. Perkiraan *arrival time* prediksi memenuhi persamaan:

$$T = \Delta T + TT(x_j, y_j, 0, X, Y, Z) + \frac{\partial TT_j}{\partial X} \Delta X + \frac{\partial TT_j}{\partial Y} \Delta Y + \frac{\partial TT_j}{\partial Z} \Delta Z \quad (2.8)$$

Kemudian perubahan tersebut dieksekusi agar memperoleh nilai residual (Persamaan 2.6) minimum.

$$res_j = \Delta T + \frac{\partial TT_j}{\partial X} \Delta X + \frac{\partial TT_j}{\partial Y} \Delta Y + \frac{\partial TT_j}{\partial Z} \Delta Z \quad (2.9)$$

Terlihat bahwa perubahan dari koordinat awal menunjukkan hubungan yang linear. Salah satu cara untuk mendekati masalah ini adalah untuk memilih perubahan sehingga meminimalkan ekspresi berikut:

$$R = \sum res_j^2 \quad (2.10)$$

Kondisi untuk memaksa nilai di atas menjadi ekstrem minimum adalah:

$$\frac{\partial R}{\partial \Delta T} = 0; \frac{\partial R}{\partial \Delta X} = 0; \frac{\partial R}{\partial \Delta Y} = 0; \frac{\partial R}{\partial \Delta Z} = 0 \quad (2.11)$$

Kemudian kondisi-kondisi tersebut dapat ditulis dalam formulasi matriks-matriks sebagai berikut:

$$\begin{pmatrix} \sum_j TT_X TT_X & \sum_j TT_Y TT_X & \sum_j TT_Z TT_X & \sum_j TT_X \\ \sum_j TT_X TT_Y & \sum_j TT_Y TT_Y & \sum_j TT_Z TT_Y & \sum_j TT_Y \\ \sum_j TT_X TT_Z & \sum_j TT_Y TT_Z & \sum_j TT_Z TT_Z & \sum_j TT_Z \\ \sum_j TT_X & \sum_j TT_Y & \sum_j TT_Z & N \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \\ \Delta T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_j res_j TT_X \\ \sum_j res_j TT_Y \\ \sum_j res_j TT_Z \\ \sum_j res_j \end{pmatrix} \quad (2.12)$$

Dengan notasi  $TT_X = \frac{\partial TT_j}{\partial X}$ , serta nilai  $\frac{\partial TT_j}{\partial T} = 1$ . Sehingga diperoleh perubahan koordinat prediksi sumber gempa yang merupakan solusi persamaan linier. Untuk perkiraan koordinat ke  $-j+1$  maka persamaannya adalah:

$$X_{j+1} = X_j + \Delta X \quad (2.13a)$$

$$Y_{j+1} = Y_j + \Delta Y \quad (2.13b)$$

$$Z_{j+1} = Z_j + \Delta Z \quad (2.13c)$$

$$T_{j+1} = T_j + \Delta T \quad (2.13d)$$

## 2.5 Metode *Joint Hypocenter Determination* (JHD)

Metode *Joint Hypocenter Determination* (JHD) merupakan metode yang dikembangkan oleh Douglas pada tahun 1967. Metode ini digunakan untuk melakukan relokasi posisi hiposenter dengan memperhitungkan adanya kesalahan dari model kecepatan yang digunakan sebelumnya. Oleh sebab itu, metode ini layak diaplikasikan karena mampu merelokasi suatu kumpulan gempa bumi secara simultan melalui koreksi stasiun. Koreksi stasiun dihitung untuk setiap stasiun pengamat yang merekam kumpulan kejadian gempa, sehingga inversi JHD bisa menghasilkan hiposenter yang relatif lebih baik. Demikian pula dengan adanya penambahan faktor *azimuth* dan jarak relatif stasiun membuat metode ini bisa mengadaptasi variasi kecepatan lateral yang heterogen serta distribusi stasiun yang umumnya tidak merata [28].

Metode JHD mengaplikasikan prinsip metode *Geiger* yang diberikan penambahan besaran koreksi stasiun untuk mereduksi kesalahan akibat variasi kecepatan lateral yang tidak diperhitungkan dalam model kecepatan 1D. Penambahan besaran koreksi stasiun menghasilkan formulasi residu waktu tempuh yang diperoleh pada stasiun ke- $i$  sebagai berikut:

$$r_{ij} = T_{ij}^0 - T_{ij}^C + s_i \quad (2.14)$$

dimana  $T^0$  merupakan waktu tempuh gelombang seismik dari pusat gempa bumi ke stasiun yang diperoleh berdasarkan selisih antara *travel time* gelombang gempa bumi dengan *origin time*,  $T^C$  merupakan waktu tempuh hasil kalkulasi dan  $s_i$  merupakan koreksi stasiun. Dengan menggunakan deret *taylor*, persamaan (2.14) dapat diekspansi menjadi:

$$dr_i = \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_j} dx_j + \frac{\partial T_{ij}}{\partial y_j} dy_j + \frac{\partial T_{ij}}{\partial z_j} dz_j + dT_{oj} + dS_i \quad (2.15)$$

dimana:

$dx_j, dy_j, dz_j$  : koreksi untuk perkiraan awal hiposenter,

$dT_{oj}$  : *origin time* untuk gempa ke- $j$

$dS_i$  : koreksi untuk stasiun ke- $i$ .

Koefisien  $\frac{\partial T_{ij}}{\partial x_j}, \frac{\partial T_{ij}}{\partial y_j}, \frac{\partial T_{ij}}{\partial z_j}$  dihitung berdasarkan model kecepatan yang digunakan.

Jika persamaan (2.15) disusun menjadi sebuah matriks untuk semua stasiun maka persamaan matriksnya adalah sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix} A_1 & 0 & \dots & 0 & 1 \\ 0 & A_2 & \dots & 0 & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & A_M & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} dx_1 \\ dx_1 \\ \vdots \\ dx_m \\ ds \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \vdots \\ r_m \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

$$r_j = A_j dx_j + ds \quad (2.17)$$

dengan:

$r_j$  : residual waktu tempuh setiap *event* gempa,

$A_j$  : matriks turunan parsial dari residual *travel* terhadap parameter hiposenter,  
 $dx_j$  : perubahan parameter hiposenter terhadap parameter dugaan awal (*vector*)  
 $ds$  : koreksi stasiun.

Nilai  $dx, dy, dz, dT_0$ , dan  $dz$  merupakan perturbasi parameter-parameter model yang ingin ditentukan, dalam hal ini dihimpun dalam suatu vektor  $m$ . Vektor  $m$  diperoleh menggunakan metode optimasi kuadrat terkecil (*least square*) atau LSQ dengan meminimalkan suatu fungsi objektif berupa nilai kuadrat dari residual:

$$f(m) = \sum(o - c)^2 \rightarrow \text{minimum} \quad (2.18)$$

Dalam metode LSQ dibutuhkan model inisial sebagai perkiraan awal, dalam hal ini digunakan hasil dari metode *Geiger*.  $o$  merupakan waktu observasi dan  $c$  merupakan waktu hasil dari kalkulasi. Setelah diperoleh nilai  $dx, dy, dz$ , dan  $dT_0$ , nilai model inisial diperbaharui menjadi parameter model yang baru:

$$\begin{aligned}
 x_1 &= x_0 + dx, \\
 y_1 &= y_0 + dy, \\
 z_1 &= z_0 + dz, \\
 t_1 &= t_0 + dT_0.
 \end{aligned}$$

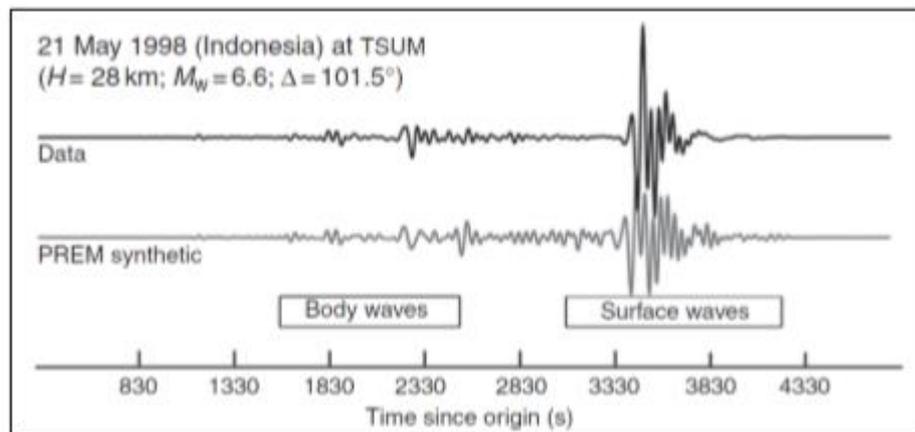
Penyelesaian ini dilakukan secara iteratif dengan mengasumsikan model baru yang diperoleh sebagai model inisial. Proses iteratif ini dilakukan hingga terjadi kekonvergenan atau dibatasi oleh jumlah iterasi maksimum.

## 2.6 Tomografi Seismik

Tomografi didefinisikan sebagai suatu teknik pencitraan untuk mendeterminasi variasi sifat fisis batuan seperti kecepatan gelombang P, gelombang S, atenuasi, dan sebagainya. Koulakov menjelaskan bahwa tomografi seismik merupakan cara yang efektif untuk menyelidiki interior bumi [22]. Hasil yang diberikan dari inversi tomografi menggambarkan mekanisme yang mengontrol proses tektonik di bumi. Salah satu skema tomografi didasarkan dengan menggunakan waktu tiba P dan S gelombang seismik dari gempa bumi lokal yang tidak diketahui parameternya (LET). LET sering dilakukan di daerah kontras tinggi misalnya, zona subduksi dan

daerah vulkanik. Metode ini membutuhkan pendekatan perhitungan nonlinear berulang di mana lintasan sinar (*ray path*) ditelusuri dan di diperbarui dalam model kecepatan 3D.

Terdapat tiga tipe data dari gempa yang dapat digunakan sebagai alat penentu tomografi (Gambar 2.6), yaitu waktu tempuh gelombang badan, dispersi gelombang permukaan, dan perhitungan spektral osilasi bebas. Waktu tempuh dari gelombang tubuh teleseismik adalah yang paling sering digunakan dalam penentuan tomografi global dan regional [29]



Gambar 2.6 Seismogram dari data terekam (atas) dan seismogram sintetik berdasarkan referensi model bumi awal (bawah) [29]

### 2.6.1 Parameterisasi model

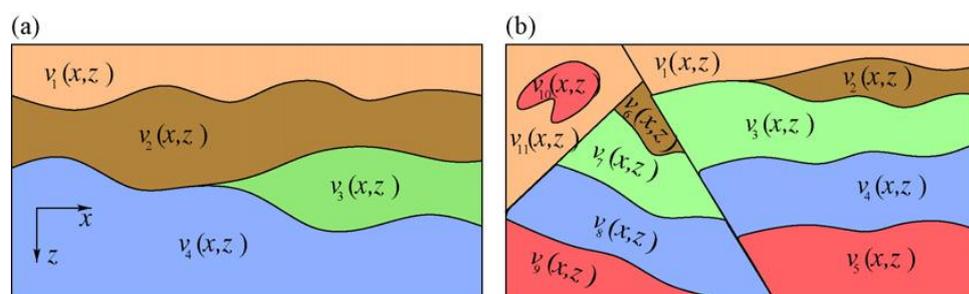
Parameterisasi statis reguler, yang sejauh ini merupakan pendekatan yang paling umum digunakan dalam tomografi seismik. Pilihan lain berupa parameterisasi irregular. Pemilihan parameterisasi dianggap penting karena berdampak pada teknik solusi yang dipilih untuk *forward* dan *inverse modeling*.

#### a. Parameterisasi model reguler

Parameterisasi reguler menarik karena secara konsep tergolong sederhana, mudah dirumuskan, dan umumnya tidak menyulitkan *forward* dan *inverse modeling*. Blok dengan sifat seismik yang seragam, misalnya kecepatan atau kelambatan adalah bentuk paling dasar dari parameterisasi, dan membuat penelusuran awal nilai *ray* sederhana karena segmen jalur di setiap blok adalah garis lurus. Blok kelambatan atau kecepatan konstan telah banyak digunakan

dalam sebagian besar bentuk tomografi, termasuk teleseismik [11, 30], gempa bumi lokal [31], dan global [32]. Alternatif untuk parameterisasi blok adalah dengan mendefinisikan properti seismik terhadap sudut dari kisi (*grid*) bersama dengan beberapa fungsi interpolasi. Salah satu tokoh implementator pertama dari pendekatan ini adalah Thurber pada tahun 1983, yang menggunakan interpolasi trilinear antara kotak (blok) node persegi panjang untuk menentukan medan kecepatan yang terus berubah pada tomografi gempa lokal [15]. Skema ini sekarang umum digunakan dalam tomografi gempa bumi dan dapat ditemukan dalam bentuk lain dari tomografi, termasuk tomografi teleseismik [33].

Dalam seismologi eksplorasi, cakupan data biasanya padat dan kompleksitas dekat permukaan (seperti patahan) perlu diwakili secara akurat. Selain itu, selalu ada informasi terperinci dari pemetaan lapangan yang tersedia. Parameterisasi yang lebih cocok dalam keadaan ini melibatkan pembagian wilayah model menjadi agregat elemen volume berbentuk tidak teratur (Gambar 2.7b), dimana sifat seismik bervariasi tetapi tidak bersilang melintasi batas elemen (Pereyra [34]; Bulant [35]). Ini memungkinkan sebagian besar fitur geologis seperti patahan, lipatan, lensa, *overthrust*, intrusi, dan sebagainya, dapat terwakili dengan tepat namun *forward dan inverse modeling* sulit untuk dilakukan.



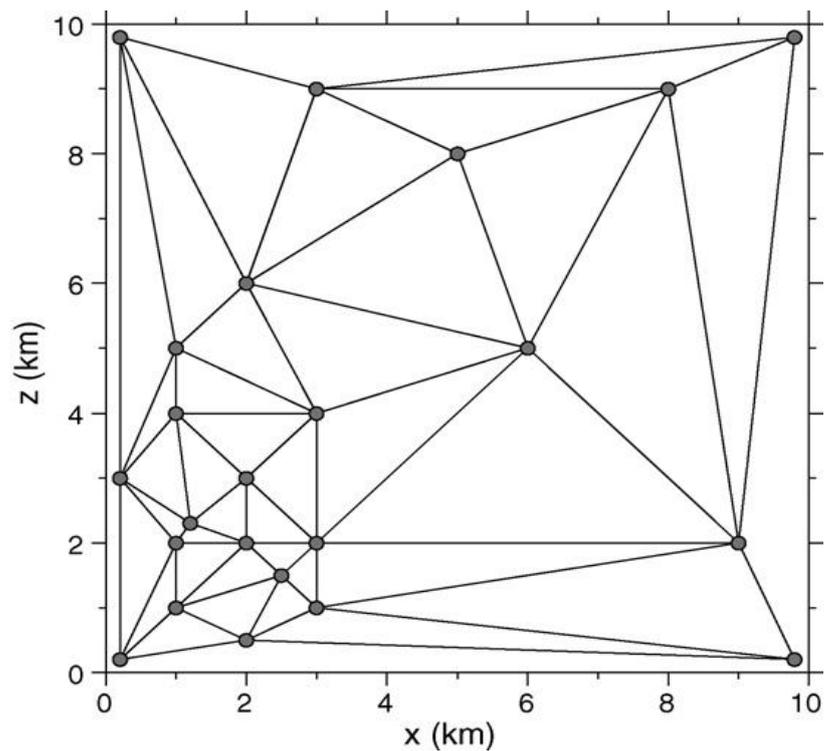
Gambar 2.7 Dua skema untuk mewakili media yang mengandung variasi sifat seismik yang kontinu dan tidak kontinu [35]

## b. Parameterisasi model irreguler

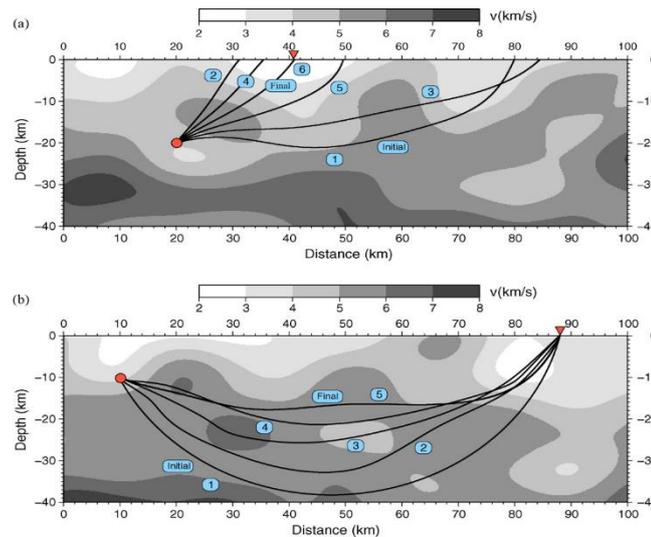
Dalam tomografi regional dan global, telah lama diakui bahwa distribusi sumber dan penerima yang terbatas mengakibatkan distribusi hiposenter tidak

teratur di bawah permukaan oleh energi seismik yang terekam. Berbeda halnya pada kasus gempa bumi lokal dan tomografi teleseismik, distribusi hiposenter cenderung lebih seragam. Oleh sebab itu, pendekatan alternatif perlu dilakukan dengan menggunakan parameterisasi yang dapat dengan sendirinya beradaptasi dengan berbagai kendala spasial yang disediakan oleh data.

Pekerjaan perintis di bidang ini sudah berlangsung beberapa dekade, dengan penelitian Chou dan Booker pada tahun 1979 dan Tarantola dan Nercessian pada tahun 1984, yang mengusulkan parameterisasi “tanpa blok” untuk tomografi seismik [36]. Sambridge, adalah yang pertama mengusulkan penggunaan Delaunay tetrahedra, yang merupakan jerat tidak terstruktur, dalam tomografi seismik pada Gambar 2.8 [37].



Gambar 2.8 Parameterisasi tidak teratur menggunakan triangulasi Delaunay [37]



Gambar 2.9 Prinsip dari (a) metode *shooting*; (B) metode lentur ray tracing [37]

### 2.6.2 Pemodelan kedepan (*Forward Modeling*)

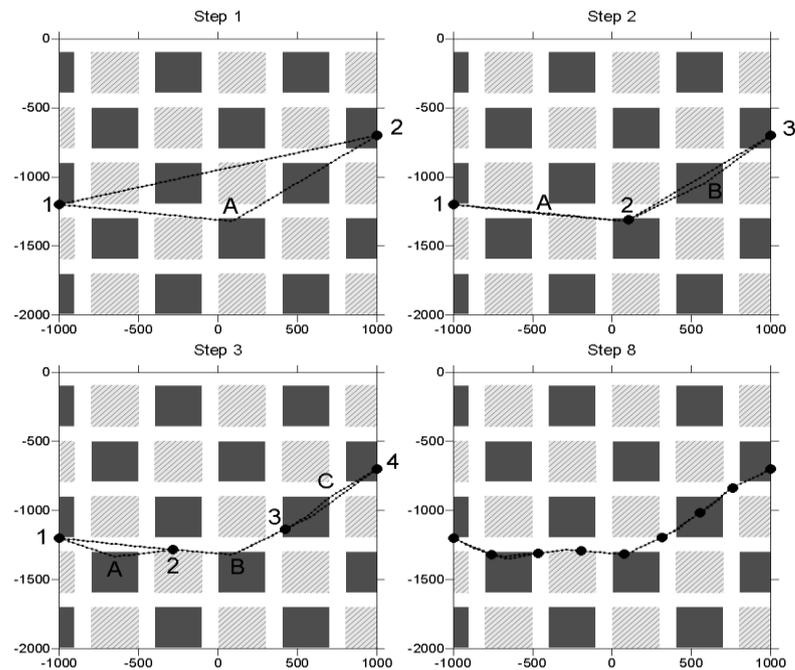
Waktu yang dibutuhkan oleh gelombang seismik untuk tiba di stasiun seismik dari sumber gempa bumi dapat digunakan untuk menghitung kecepatan sepanjang *ray path* gelombang tersebut. Bermodalkan *arrival time* gelombang seismik yang berbeda, para ilmuwan dapat menentukan daerah yang lebih lambat atau lebih cepat di dalam bumi. Gelombang yang datang lebih dahulu bergerak lebih cepat. Berbagai sifat material mengontrol kecepatan dan penyerapan gelombang seismik.

Pemodelan ke depan pada seismik tomografi digunakan untuk menghitung waktu tempuh dan jalan rambat gelombang atau sinar (*ray tracing*) secara teoritis dengan menggunakan suatu model kecepatan awal [24]. Dalam pemodelan data, dicari suatu model yang menghasilkan respon yang paling cocok dengan data observasi. Kemudian, model tersebut dapat dianggap mewakili kondisi bawah-permukaan di tempat pengukuran data [38].

*Ray tracing* adalah peruntan lintasan sinar (*ray path*) antara sumber gempa dengan stasiun penerima. *Ray tracing* merupakan teknik yang sangat fundamental untuk menghitung waktu tempuh dalam memecahkan *forward problem* dan inversi model seismologi. Ada beberapa metoda *ray tracing* antara lain: *shooting* dengan menggunakan hukum *Snellius*, dan *bending* dengan menggunakan prinsip *Fermat*

[39]. Metode *bending* kemudian dipilih dalam penelitian ini disebabkan oleh waktu komputasi untuk penghitungan waktu tempuh dan lintasan sinar gelombang yang relatif cepat.

Prinsip dasar dari algoritma bending ditunjukkan pada Gambar 2.10 Dalam arah vertikal, kecepatan bervariasi dari 2,5 hingga 9 km/s. Kotak-kotak anomali memiliki amplitudo  $\pm 30\%$ . Jelas bahwa dalam model ini, jalur sinar memiliki bentuk yang cukup rumit ditentukan oleh distribusi kecepatan.



Gambar 2.10 Konstruksi ray [22]

Mencari jalan dengan waktu tempuh minimum dilakukan dengan beberapa langkah. Jalur *ray* awal adalah garis lurus. Pada langkah pertama (Plot A), ujung sinar tetap (titik 1 dan 2), dan titik A di tengah sinar digunakan untuk menekuk. Deformasi lintasan sinar dilakukan tegak lurus terhadap lintasan sinar dalam dua arah: di dalam dan di seberang bidang sinar. Nilai-nilai pergeseran jalan baru dihubungkan dengan yang sebelumnya secara linier pada jarak dari A ke ujung segmen, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.10. Pada langkah kedua (Plot B), tiga titik ditetapkan (titik 1, 2, dan 3), dan deformasi lintasan sinar dilakukan dalam dua segmen (titik A dan B). Pada langkah ketiga (Plot C), empat poin ditetapkan dan tiga segmen dideformasi. Dalam Plot D, hasil pembengkokan ditampilkan untuk delapan

segmen. Sinar yang dibangun dengan cara ini cenderung bergerak melalui anomali kecepatan tinggi dan menghindari pola kecepatan rendah [22].

Metode *bending* tidak secara langsung memecahkan persamaan sinar gelombang, tetapi sebagai penggantinya digunakan minimisasi secara langsung waktu tempuh dengan memberikan perturbasi kecil secara bertahap pada *ray path* gelombang [29]. Waktu tempuh ( $T$ ) sepanjang lintasan sinar antara dua titik, *source* ( $i$ ) dan *receiver* ( $j$ ) diungkapkan dalam bentuk integral garis sebagai berikut:

$$T = \int_j^i \frac{1}{v} dl \quad (2.19)$$

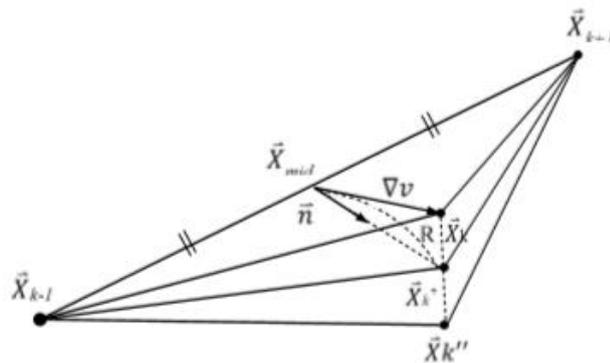
dimana  $v$  adalah kecepatan penjalaran gelombang dan  $dl$  segmen lintasan sinar. Dalam perhitungan waktu tempuh gelombang secara penjumlahan numerik sepanjang *ray segment*, persamaan waktu tempuh gelombang dapat direformulasikan dengan menggunakan cara trapezoidal [29]:

$$T = \sum_{k=2}^n |\vec{\mathbf{X}}_k - \vec{\mathbf{X}}_{k-1}| \left( \frac{1}{v_k} + \frac{1}{v_{k-1}} \right) / 2 \quad (2.20)$$

dimana:

- $n$  = nomor dari titik defenisi *ray*
- $\vec{\mathbf{X}}_k$  = vektor posisi dari titik ke- $k$
- $v_k$  = kecepatan gelombang pada titik ke- $k$

Dengan melibatkan 3 titik yang berdekatan seperti gambar berikut ini.



Gambar 2.11 Ilustrasi dari skema 3 titik perturbasi ( $\vec{\mathbf{X}}_{k-1}$ ,  $\vec{\mathbf{X}}_k$ ,  $\vec{\mathbf{X}}_{k+1}$ ). Setelah direlokasi sepanjang  $R_c$  pada arah  $\vec{n}$  dengan mengunci posisi  $\vec{\mathbf{X}}_{k-1}$  dan  $\vec{\mathbf{X}}_{k+1}$  didapatkan titik lintasan yang baru  $\vec{\mathbf{X}}_k'$  [29]

*Ray tracing* berawal dari sinar gelombang antara titik  $\vec{\mathbf{X}}_{k-1}$ , dan  $\vec{\mathbf{X}}_{k+1}$ , berupa garis lurus. Kemudian titik tengah antara kedua titik ini,  $\vec{\mathbf{X}}_k$  (pada perturbasi pertama) ditekuk ke arah  $\vec{\mathbf{n}}$  sejauh  $Rc$ . Skema 3 titik perturbasi ini diaplikasi ke sepanjang sinar gelombang, kemudian sinar gelombang sudah mengalami gangguan tetapi belum mencapai waktu tempuh minimum (*Fermat's Principle*). Hasil perturbasi pertama menjadi model awal dan untuk perturbasi selanjutnya  $\vec{\mathbf{X}}_k \neq \vec{\mathbf{X}}_{mid}$  kemudian arah tekukan  $\vec{\mathbf{n}}$  dan sejauh  $R$  dihitung kembali. Perturbasi ini diulang hingga mencapai konvergensi dan waktu minimum.  $\vec{\mathbf{n}}$  merupakan vektor anti normal dari vektor titik  $\vec{\mathbf{X}}_{k-1}$  ke titik  $\vec{\mathbf{X}}_{k+1}$ . Vektor ini paralel dengan arah gradien kecepatan  $(\nabla v)$  pada 2 dimensi. Vektor normal  $\vec{\mathbf{n}}$  diturunkan dari hubungan persamaan sebagai berikut:

$$\vec{\mathbf{n}} = \left( \nabla v - \frac{[(\nabla v) \cdot (\vec{\mathbf{X}}_{k+1} - \vec{\mathbf{X}}_{k-1})](\vec{\mathbf{X}}_{k+1} - \vec{\mathbf{X}}_{k-1})}{|\vec{\mathbf{X}}_{k+1} - \vec{\mathbf{X}}_{k-1}|} \right) \quad (2.21)$$

$$\hat{\mathbf{n}} = \frac{\vec{\mathbf{n}}}{|\vec{\mathbf{n}}|} \quad (2.22)$$

jarak  $Rc$  dihitung dengan rumus di bawah ini:

$$Rc = -\frac{cv_{mid+1}}{\{4c\vec{\mathbf{n}} \cdot (\nabla v)_{mid}\}} + \left[ \frac{(cv_{mid+1})^{\frac{1}{2}}}{\{4c\vec{\mathbf{n}} \cdot (\nabla v)_{mid}\}^2} + \frac{L^2}{2cv_{mid}} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.23)$$

dengan,

$$L = |\vec{\mathbf{X}}_k - \vec{\mathbf{X}}_{mid}|$$

$$c = \left( \frac{1}{v_{k+1}} + \frac{1}{v_{k-1}} \right) / 2$$

Sehingga diperoleh titik *raypath* gelombang baru, tertera di bawah ini:

$$\vec{\mathbf{X}}'_k = \vec{\mathbf{X}}_{mid} + \vec{\mathbf{n}}Rc \quad (2.24)$$

Sebuah estimasi kecepatan pada titik yang baru  $\vec{\mathbf{X}}'_k$  diperlukan karena nilai perturbasi sebelumnya tidak diketahui. Dengan menggunakan ekspansi *Taylor* pada kecepatan titik tengah  $v_{mid}$ , kecepatan pada titik baru  $v'_k$  didekati sebagai bentuk:

$$v'_k = v_{mid} + [\vec{\mathbf{n}} \cdot (\nabla v)_{mid}]Rc \quad (2.25)$$

Pada pemograman ini, *ray tracing* berawal dengan *ray* lurus. Kemudian *ray* lurus ini diberi gangguan arah  $\vec{n}$  sejauh  $R_c$  pada setiap titik tekuknya. *Ray* diperbaharui sebanyak jumlah perturbasi. Masing-masing *ray* hasil setiap perturbasi dihitung panjangnya pada setiap blok dengan cara membagi *ray* tersebut menjadi segmen-segmen kecil. Semakin kecil segmennya semakin tinggi tingkat ketelitian dalam menghitung *ray* pada setiap blok. Waktu tempuh diperoleh:

$$\text{Waktu tempuh} = \sum g_j dS_j \quad (2.26)$$

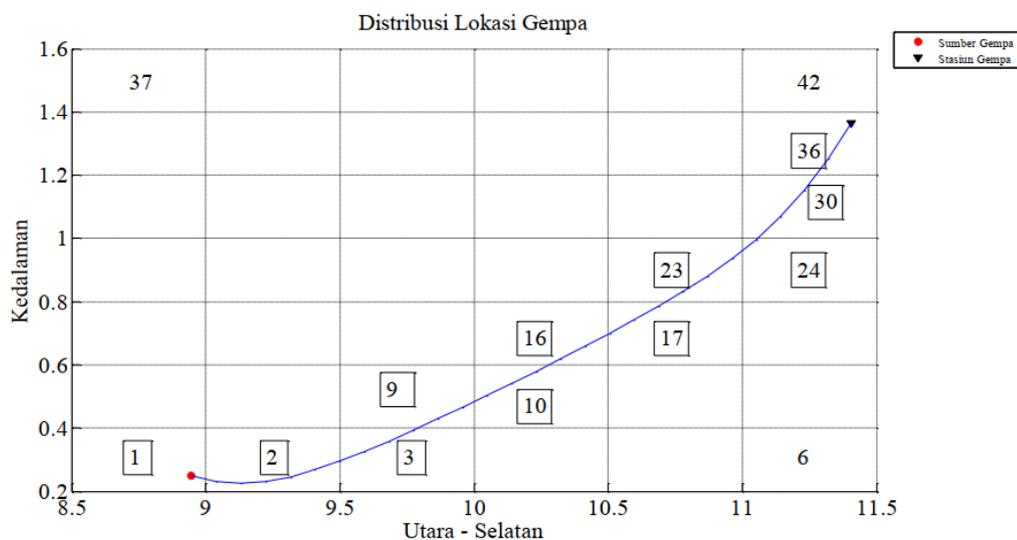
dimana,

$g_j$  : *slowness* pada blok ke- $j$  yang dilewati oleh *ray*.

$dS_j$  : panjang *ray* pada blok ke- $j$  yang dilewati *ray*.

Kemudian dari waktu tempuh masing-masing perturbasi pada *ray tracing* dipilih waktu minimumnya dan kemudian perturbasi ke- $i$  dengan waktu minimum ini menjadi *ray tracing* akhir yang memenuhi prinsip Fermat.

Perhitungan waktu tempuh seberkas sinar dari sumber ke penerima yang melewati blok-blok dengan nilai kelambatan tertentu dapat dilihat pada Gambar 2.12 di bawah ini.



Gambar 2.12 Penjejukan sinar 1 sumber ke 1 penerima dengan model 42 blok [40]

Berdasarkan gambar di atas, waktu tempuh kalkulasi dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$T_{cal} = l_1s_1 + l_2s_2 + l_3s_3 + l_4s_9 + l_5s_{10} + l_6s_{16} + l_7s_{17} + l_8s_{23} + l_9s_{24} + l_{10}s_{30} + l_{11}s_{36} \quad (2.27)$$

Relasi antara data dengan parameter model secara general dapat diformulasikan melalui persamaan berikut [38]:

$$\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m}) \quad (2.28)$$

Dengan  $d$  adalah data dan  $m$  adalah parameter model.  $m$  merupakan suatu fungsi pemodelan kedepan yang dikategorikan sebagai fungsi non linier dari parameter model. Untuk melihat komponen persamaan matriks lebih jelas adalah sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_1(m_1, m_2, \dots, m_m) \\ g_2(m_1, m_2, \dots, m_m) \\ \vdots \\ g_N(m_1, m_2, \dots, m_M) \end{bmatrix} \quad (2.29)$$

Untuk kasus ketika fungsi yang menghubungkan data dengan parameter model adalah suatu fungsi linier maka Persamaan (2.28) dan (2.20) dapat dinyatakan menjadi lebih sederhana dalam bentuk perkalian matriks:

$$[d] = [g][m] \quad (2.30a)$$

$$\mathbf{d} = [t_1, t_2 \dots t_n]^T \quad (2.30b)$$

$$\mathbf{g} = [l_{11}, l_{12} \dots l_{1n}]^T \quad (2.30c)$$

$$\mathbf{m} = [s_1, s_2 \dots s_n]^T \quad (2.30d)$$

Dengan  $\mathbf{g}$  adalah matrik kernel,  $\mathbf{d}$  adalah matriks waktu tempuh, dan  $\mathbf{m}$  adalah matrik *slowness*.

Jika solusi inversi dari Persamaan (2.27) adalah model yang merupakan suatu model awal  $m_0$  yang dipertubasi dengan  $\Delta m$  agar diperoleh kecocokan antara respon model dengan data, maka:

$$\mathbf{m} = \mathbf{m}_0 + \Delta \mathbf{m} \quad (2.31)$$

$$\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m}_0 + \Delta\mathbf{m}) \quad (2.32)$$

Fungsi  $\mathbf{g}(\mathbf{m})$  dapat dilinierisasi dengan ekspansi Taylor orde pertama di sekitar model awal  $\mathbf{m}_0$ , menghasilkan:

$$\mathbf{g}(\mathbf{m}) \approx \mathbf{g}(\mathbf{m}_0) + \mathbf{G}\Delta\mathbf{m} \quad (2.33)$$

Dengan  $\mathbf{g}(\mathbf{m})$  berisi  $\mathbf{t}_{obs}$  dan  $\mathbf{g}(\mathbf{m}_0)$  berisi  $\mathbf{t}_{cal}$  pada model  $\mathbf{m}_0$  dan  $\mathbf{G}$  adalah matriks kernel. Kemudian, misalkan  $\Delta\mathbf{d}$  sebagai residual waktu tempuh observasi dan kalkulasi, maka diperoleh:

$$\Delta\mathbf{d} = \mathbf{G}\Delta\mathbf{m} \quad (2.34)$$

Secara lebih eksplisit komponen pada Persamaan (2.34) dapat dituliskan kembali dengan:

$$\delta t_1 = dl_{11}^1 \Delta s_1 + dl_{11}^2 \Delta s_2 + \dots dl_{11}^n \Delta s_n \quad (2.35a)$$

$$\delta t_2 = dl_{12}^1 \Delta s_1 + dl_{12}^2 \Delta s_2 + \dots dl_{12}^n \Delta s_n \quad (2.35b)$$

$$\delta t_3 = dl_{sr}^1 \Delta s_1 + dl_{sr}^2 \Delta s_2 + \dots dl_{sr}^n \Delta s_n \quad (2.35c)$$

### 2.6.3 Pemodelan ke Belakang (*Inverse Modeling*)

Pemodelan ke belakang adalah inti dari tomografi dengan tujuan utamanya ialah merekonstruksi *image* kelambatan data waktu yang didapatkan dari proses penjejakan sinar. Pada tahap inversi kecepatan gelombang digantikan dengan kelambatan. Agar Persamaan (2.32) menjadi linier [24].

Penyelesaian inversi dengan memperkirakan parameter model  $\mathbf{m}$  yang memiliki respon (data kalkulasi) yang cocok dengan data observasi. Karenanya kriteria jumlah kuadrat kesalahan minimum (*least square*) dapat diterapkan untuk mendapatkan model  $\mathbf{m}$  [38]. Dalam persamaan matematika ditulis sebagai berikut:

$$E = \sum_{i=1}^N \left( \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j - d_i \right)^2 = \sum_{i=1}^N (e_i)^2 \quad (2.36)$$

$$E = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = [\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}]^T [\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}] \quad (2.37)$$

Dengan  $E$  adalah *error function* dan  $\mathbf{e}$  adalah selisih antara waktu kalkulasi dan waktu observasi.

Apabila fungsi objektif  $E$  diturunkan terhadap parameter model  $m$ , maka akan memperoleh:

$$\frac{\partial E}{\partial \mathbf{m}} = -\mathbf{d}^T \mathbf{G} - \mathbf{G}^T \mathbf{d} + \mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m} + [\mathbf{G} \mathbf{m}]^T \mathbf{G} \quad (2.38)$$

$$0 = 2(-\mathbf{G}^T \mathbf{d} + \mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m}) \quad (2.39)$$

$$\mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (2.40)$$

Bila mengacu pada Persamaan (2.34) maka Persamaan (2.40) di atas analog dengan persamaan di bawah ini:

$$\Delta \mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \Delta \mathbf{d} \quad (2.41)$$

Persamaan di atas disebut sebagai *unconstrained least square* terhadap inversi  $\Delta \mathbf{d} = \mathbf{G} \Delta \mathbf{m}$ . Bagian  $[\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T$  disebut *Generalized Inverse* yang mengolah data  $\Delta \mathbf{d}$  untuk mendapatkan parameter model  $\Delta \mathbf{m}$ . Matriks  $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$  adalah matriks bujur sangkar berukuran  $(M \times M)$  sesuai dengan parameter model yang dicari. Matriks  $\Delta \mathbf{m}$  merupakan perubahan dari parameter *slowness* ( $\Delta s$ ). Model kecepatan awal akan ditambahkan dengan matriks  $\Delta \mathbf{m}$  sehingga akan mendapatkan model kecepatan lapisan yang *update*. Perubahan kecepatan  $\Delta V$  yang besar akan memengaruhi nilai *slowness*, sehingga untuk nilai  $\Delta V$  diuraikan menjadi:

$$\begin{aligned} s &= \frac{1}{V} \\ \Delta S &= S - S_0 \\ \Delta S &= \frac{1}{V} - \frac{1}{V_0} \\ \Delta S &= \frac{1}{V_0 + \Delta V} - \frac{1}{V_0} \\ \Delta S &= \frac{V_0 + V_0 - \Delta V}{V_0^2 + \Delta V V_0} \\ \Delta S &= \frac{-\Delta V}{V_0^2 + \Delta V V_0} \\ -\Delta V &= \Delta S (V_0^2 + \Delta V V_0) \\ -\Delta V &= \Delta S V_0^2 + \Delta S \Delta V V_0 \\ -(\Delta V + \Delta S \Delta V V_0) &= \Delta S V_0^2 \end{aligned}$$

$$\Delta V = -\frac{\Delta S V_0^2}{1 + \Delta S V_0^2} \quad (2.42)$$

Sehingga dari konversi turunan deviasi *slowness* diperoleh persamaan kecepatan  $V$  pada iterasi ke- $i$  hasil inversi seperti persamaan di bawah ini:

$$V_i = V_0 + \Delta V = V_0 - \frac{\Delta S V_0^2}{1 + \Delta S V_0^2} \quad (2.43)$$

Inversi dilakukan secara iterative sehingga linierisasi terjadi pada setiap iterasi.

Dalam inversi tomografi ditemukan kasus dimana  $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$  yang mendekati singular (determinan  $\mathbf{G}^T \mathbf{G} = 0$ ). Blok yang banyak dilewati sinar merupakan permasalahan *over-determined* dan blok yang tidak dilewati sinar merupakan permasalahan *under-determined* [38]. Untuk menghindari hal tersebut dapat ditambahkan *damping* (redaman) dalam perhitungan inversinya. Redaman yang digunakan dalam inverse tomografi antara lain:

- *Norm damping* ( $\alpha$ ), yang bertujuan memberikan solusi untuk blok yang tidak dilewati sinar seismik sehingga menjadi bias terhadap model awal. Matriks  $[\mathbf{x}]$  pada persamaan merupakan bentuk matriks ketika diberikan *norm damping*, dengan  $\mathbf{A}$  merupakan matrik kernel,  $\mathbf{I}$  merupakan matriks identitas,  $dt$  merupakan *delay time*, dan  $\alpha$  adalah parameter *norm damping*.

$$\begin{pmatrix} \mathbf{A} \\ \alpha \mathbf{I} \end{pmatrix} [\mathbf{x}] = \begin{pmatrix} dt \\ \mathbf{0} \end{pmatrix} \quad (2.44)$$

- *Gradient damping* ( $\gamma$ ), dengan menambah  $N$  baris agar memberikan solusi untuk blok yang tidak dilewati sinar seismik agar menjadi bias terhadap model yang *smooth*. Matriks  $[\mathbf{x}]$  pada persamaan merupakan bentuk matriks ketika diberikan *gradient damping*, dengan  $\gamma \mathbf{G}$  adalah parameter *gradient damping*.

$$\begin{pmatrix} \mathbf{A} \\ \gamma \mathbf{G} \end{pmatrix} [\mathbf{x}] = \begin{pmatrix} dt \\ \mathbf{0} \end{pmatrix} \quad (2.45)$$

Kedua *damping* tersebut dapat digabungkan pada solusi inversi tomografi sehingga persamaannya menjadi [41]:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{A} \\ \alpha \mathbf{I} \\ \gamma \mathbf{G} \end{bmatrix} [\Delta \mathbf{x}] = \begin{bmatrix} dt \\ \mathbf{0} \\ \mathbf{0} \end{bmatrix} \quad (2.46)$$

Dimana  $dt$  adalah selisih waktu tempuh observasi dan kalkulasi,  $A$  adalah panjang sinar setiap blok,  $\alpha I$  adalah *norm damping* dan  $\gamma G$  adalah *gradient damping*.  $\Delta x$  adalah perturbasi *slowness*.

### 2.7 Checkerboard Resolution Test (CRT)

Tes resolusi atau *Checkerboard Resolution Test (CRT)* merupakan suatu metode yang bertujuan untuk menguji resolusi pada ruang model dan proses inversi tomografi. Tes resolusi dilakukan dengan *forward modelling*, mengalikan anomali positif dan negatif seperti papan catur dengan model awal yang digunakan dalam penjeakan sinar. Besar anomali yang diberikan tergantung pada prediksi model pertubasi yang akan dihasilkan saat inversi tomografi. Hasil pengkalian model CRT dengan model awal kemudian menjadi data input observasi untuk inversi tomografi. Hasil *inverse* tersebut merupakan gambaran ketepatan proses inversi tomografi yang dilakukan [40].

### 2.8 Hubungan Antara Struktur Kecepatan Gelombang Seismik Dengan Struktur Termal

Distribusi hiposenter gempa bumi, data tomografi seismik, dan informasi geologi lainnya digunakan untuk membangun model konseptual 3D reservoir. Model ini kemudian digunakan untuk mengembangkan indeks numerik yang mengidentifikasi area yang memiliki prospektivitas lebih besar dan lebih rendah. Indeks prospektifitas ini didasarkan pada model untuk suhu bawah permukaan dan permeabilitas yang mengacu pada model konseptual. Komponen utamanya adalah anomali kecepatan seismik gelombang P rendah terkait dengan variasi suhu di bawah permukaan dalam sistem panas bumi [42]. Pernyataan tersebut didukung oleh Kristinsdottir, bahwa anomali kecepatan seismik rendah di reservoir panas bumi Montserrat dikontrol oleh kumpulan mineral hidrotermal yang bergantung pada temperatur dan khususnya oleh kelimpahan relatif lempung filosilikat yang cenderung menyebabkan perlambatan kecepatan seismik [43].

Peningkatan pada suhu atau temperatur memberikan efek terhadap penurunan struktur kecepatan seismik yaitu kecepatan seismik gelombang P ( $V_p$ ) dan kecepatan seismik gelombang ( $V_s$ ). Penyebab dari penurunan kecepatan gelombang seismik adalah terjadinya pelenturan dan melemahnya batuan pada suhu yang tinggi serta perpindahan ekspansi termal pada mineral-mineral penyusun batuan [44]. Sensitivitas kecepatan gelombang seismik terhadap suhu sangat tinggi, dimana kenaikan suhu yang cukup tinggi seiring bertambahnya kedalaman akibat ekspansi termal yang rendah menunjukkan penurunan kecepatan gelombang seismik dengan  $V_s$  cenderung lebih sensitif dibandingkan  $V_p$  [44].

Untuk memudahkan dalam interpretasi tomogram, diperlukan adanya kesesuaian antara struktur kecepatan gelombang seismik dengan struktur termal. Hubungan antara keduanya dapat dilihat pada tabel di bawah ini.

Tabel 2. 1. Katalog Interpretasi  $V_p$ ,  $V_s$ , dan  $V_p/V_s$  dari beberapa peneliti

$V_p$	$V_s$	$V_p/V_s$	Interpretasi	Referensi
Tinggi	Tinggi	Rendah	Bekas conduit dari intrusi magma yang membeku. <i>Future magma intrusions</i>	[45]
Rendah	Rendah	Tinggi	<i>Magma chamber</i>	
Tinggi	Tinggi		Intrusi	[46]
Tinggi	Rendah		Bagian dari tubuh intrusi, mempunyai rekahan dan kemungkinan berisikan fluida magma	
		Tinggi	<i>Magma chamber</i>	
Tinggi			Intrusi batuan	[15]
Rendah			Tubuh magma dan adanya zona <i>patial melt</i>	
	Rendah	Tinggi (1,8-1,9)	Berasosiasi dengan system hidrotermal dangkal	[47]

	Tinggi	Rendah (1,5)	Kehadiran batuan pluton (dike) dan sill yang membeku	
Tinggi			Dingin, padat, zona yang jauh dari reservoir magma, <i>old dike system</i> , bagian dari system vulkanik tua	[48]
Rendah			<i>Highly-fractured zones</i> , zona dimana terdapat kehadiran <i>partial melt</i> atau akumulasi dari produk erupsi	
Tinggi			Intrusi batuan	[49]
		Tinggi (1,9)	Adanya celah dan pori yang berisikan fluida dan lelehan, dan berfungsi sebagai conduit	
		Rendah	Eksistensi gas	
Rendah	Rendah	Tinggi	Kehadiran rekahan atau zona lemah yang terdapat fluida bermaterial panas	[50]