

BAB II

TEORI DASAR

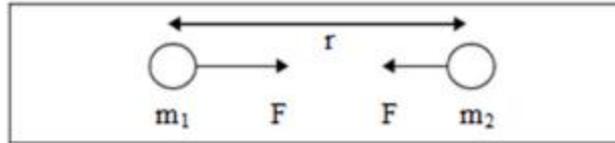
2.1 Metode Gayaberat

Metode gayaberat (*gravity*) adalah metode geofisika pasif yang didasarkan pada variasi percepatan gravitasi di permukaan bumi. Distribusi densitas yang tidak seragam dapat disebabkan oleh struktur geologi yang ada di bawah permukaan bumi. Kontribusi struktur geologi terhadap variasi nilai percepatan gravitasi di permukaan bumi sangat kecil dibandingkan dengan nilai absolutnya. Variasi nilai percepatan gravitasi tersebut tidak hanya disebabkan oleh distribusi densitas yang tidak merata tetapi juga dipengaruhi oleh posisi titik amat di permukaan bumi. Hal ini disebabkan oleh adanya bentuk bumi yang tidak bulat sempurna dan relief bumi yang beragam.

Metode gayaberat merupakan metode yang berguna untuk menggambarkan bentuk struktur geologi bawah permukaan yang berupa intrusi batuan ataupun cekungan berdasarkan pada variasi medan gravitasi bumi yang ditimbulkan oleh perbedaan rapat massa antar batuan. Dalam pengukuran di lapangan metode ini mempelajari perbedaan medan gravitasi dari satu titik terhadap titik observasi lainnya. Dengan demikian suatu sumber yang merupakan satu zona massa di bawah permukaan, akan menyebabkan satu gangguan dalam medan gravitasi. Gangguan medan gravitasi ini disebut sebagai anomali gravitasi. Karena perbedaan medan gravitasi ini relatif kecil maka diperlukan alat ukur yang mempunyai ketelitian cukup tinggi yaitu alat *gravimeter* yang sensitif terhadap perubahan besar percepatan gravitasi.

2.1.1 Hukum Newton Tentang Gravitasi

Teori dasar yang digunakan pada metode gayaberat adalah hukum newton yang menyatakan bahwa dua benda dengan massa m_1 dan m_2 dengan jarak r saling tarik menarik dengan gaya yang sama besar, namun berlawanan arah seperti pada **Gambar 2.1**.



Gambar 2.1 Gaya tarik antar dua massa benda m_1 dan m_2 (Oktobiyanti, 2009)

Gaya tarik tersebut secara umum dapat dinyatakan dalam persamaan berikut :

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2.1)$$

dimana :

F = gaya antara dua partikel bermassa m_1 ke m_2 (N)

G = konstanta gravitasi universal ($6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kg}^2$)

m_1 = massa benda 1 (Kg)

m_2 = massa benda 2 (Kg)

r = jarak antara titik pusat massa (m_1 dan m_2)

2.1.2 Percepatan Gravitasi

Hukum Newton kedua dapat dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut :

$$F = m \times a \quad (2.2)$$

dimana :

F = gaya yang menyebabkan partikel massa bergerak

m = massa partikel

a = percepatan

Pada metode gayaberat, percepatan (a) merupakan percepatan gravitasi (g) sehingga persamaan (2.2) menjadi,

$$F = m \times g \quad (2.3)$$

Persamaan (2.1) dan (2.3) dapat digunakan untuk mendapatkan percepatan partikel dengan massa m_2 yang disebabkan oleh keberadaan partikel dengan massa m_1 . Percepatan partikel yang terjadi dapat dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut :

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} = m_2 \times g \quad (2.4)$$

$$g = G \frac{m_1}{r^2} \quad (2.5)$$

Jika m_1 merupakan massa bumi (m_e), maka g adalah percepatan gravitasi yang dinyatakan dalam persamaan berikut :

$$g = G \frac{m_e}{R_e^2} \quad (2.6)$$

dimana R_e adalah jari-jari bumi.

2.2 Koreksi Metode Gayaberat

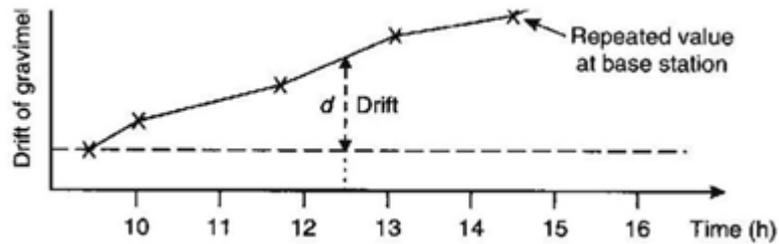
Besar nilai gravitasi bergantung kepada empat faktor yaitu lintang, topografi daerah sekitar pengukuran, pasang surut bumi dan variasi densitas di bawah permukaan (Telford et al, 1990). Eksplorasi gayaberat lebih menekankan pada perubahan besar nilai gravitasi oleh karena variasi densitas di bawah permukaan. Sementara nilai gravitasi yang terukur pada alat *gravimeter* tidak hanya berasal dari nilai gravitasi yang disebabkan oleh variasi densitas di bawah permukaan, tetapi juga dari keempat faktor lainnya. Koreksi dalam metode gayaberat diperlukan untuk menghilangkan faktor-faktor lain yang mempengaruhi besar nilai gravitasi sehingga didapatkan nilai gravitasi yang hanya disebabkan oleh pengaruh variasi densitas di bawah permukaan. Berikut ini akan dijelaskan beberapa koreksi-koreksi yang dilakukan pada data gravitasi lapangan.

2.2.1 Koreksi Pasang Surut (*Tidal Correction*)

Koreksi ini dilakukan untuk menghilangkan efek benda-benda di luar bumi seperti matahari dan bulan yang dapat mempengaruhi nilai gravitasi di bumi. Posisi matahari dan bulan akan menghasilkan tarikan terhadap bumi sehingga menyebabkan terjadinya pasang surut muka air laut. Pasang surut muka air laut tersebut akan mempengaruhi pembacaan gravitasi di lapangan.

2.2.2 Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Koreksi apungan merupakan koreksi pada data gravitasi, sebagai akibat perbedaan pembacaan nilai gravitasi di stasiun yang sama pada waktu yang berbeda oleh alat *gravimeter* (**Gambar 2.2**). Perbedaan tersebut disebabkan karena terjadi guncangan pegas dan perubahan temperatur pada alat *gravimeter* selama proses perjalanan dari satu stasiun ke stasiun berikutnya.



Gambar 2.2 Koreksi apungan (Reynolds, 1997)

Untuk menghilangkan efek ini, proses akusisi data atau pengukuran dirancang dalam suatu lintasan tertutup sehingga besar penyimpangan tersebut dapat diketahui. Koreksi apungan diberikan oleh persamaan sebagai berikut :

$$D_n = \frac{g_{akhir} - g_0}{t_{akhir} - t_0} (t_n - t_0) \quad (2.7)$$

dimana :

- D_n = koreksi *drift* pada titik n
- g_{akhir} = pembacaan *gravimeter* pada akhir *looping*
- g_0 = pembacaan *gravimeter* pada awal *looping*
- t_{akhir} = waktu pembacaan pada akhir *looping*
- t_0 = waktu pembacaan pada awal *looping*
- t_n = waktu pembacaan pada stasiun n

2.2.3 Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Koreksi lintang pada data gravitasi diperlukan sebagai akibat dari rotasi bumi. Rotasi bumi tersebut akan menyebabkan (Rosid, 2005) :

- Bentuk bumi yang berubah pada ekuator (*bulging*) dan kutub (*flattened*) sehingga jari-jari di ekuator lebih besar dari jari-jari di kutub.

- Akumulasi massa (fluida) pada ekuator.
- Terjadinya percepatan *centrifugal*, yang maksimal terjadi di ekuator dan minimal terjadi di kutub.

Hasil dari rotasi bumi tersebut akan menyebabkan perbedaan nilai percepatan gravitasi di seluruh permukaan bumi, yaitu bervariasi dari ekuator ke kutub atau bervariasi terhadap lintang. Untuk menghilangkan efek rotasi bumi yang mempengaruhi nilai gravitasi, dapat dinyatakan dalam persamaan umum gravitasi internasional (Reynolds, 1997) :

$$g_{\phi} = g_0 (1 + \alpha \sin^2\phi - \beta \sin^2 2\phi) \quad (2.8)$$

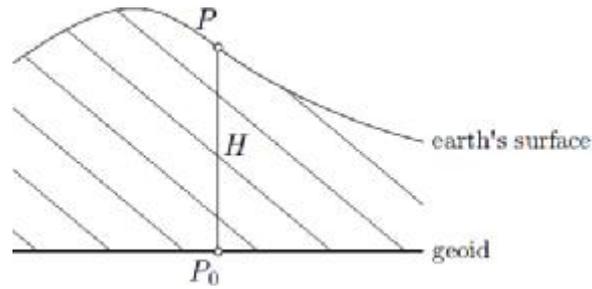
Kemudian persamaan (2.8) disempurnakan sehingga didapatkan persamaan baru yang dikenal sebagai *Geodetic Reference System 1967 (GRS67)*, yaitu :

$$g(\Phi) = 978031.846(1 + 0.005278895 \sin^2 \Phi + 0.000023462 \sin^4 \Phi) \quad (2.9)$$

dengan Φ adalah sudut lintang dalam radian.

2.2.4 Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Koreksi udara bebas merupakan koreksi yang disebabkan oleh karena pengaruh variasi ketinggian terhadap medan gravitasi bumi. Koreksi ini dilakukan untuk menarik bidang pengukuran (P) ke bidang datum yaitu bidang geoid (P_0) (**Gambar 2.3**). Besar koreksi udara bebas adalah $\delta g = -0.3086h \text{ mGal/m}$. Koreksi udara bebas (*free air correction*) tidak memperhitungkan massa batuan yang terdapat di antara stasiun pengukuran dengan bidang *geoid*.



Gambar 2.3 Koreksi udara bebas (Wellenhof and Morritz, 2005)

2.2.5 Koreksi *Bouguer* (*Bouguer Correction*)

Koreksi *Bouguer* merupakan koreksi akibat suatu benda yang memiliki densitas di antara bidang referensi dan titik amat. Koreksi ini dilakukan dengan menggunakan pendekatan benda berupa *slab* tak berhingga. Koreksi tersebut dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$BC = 2\pi G\rho h = 0.04193 \rho h \quad (2.10)$$

dimana :

G = konstanta (6.67×10^{-9} cgs unit)

ρ = densitas batuan

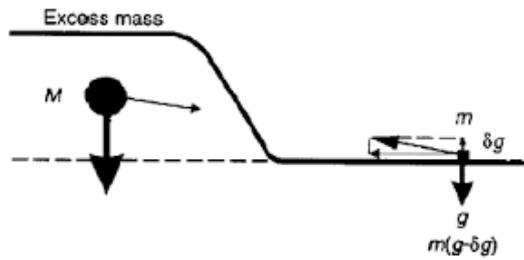
h = ketinggian

Anomali medan gravitasi yang telah dikoreksi oleh koreksi *bouguer* disebut dengan *Simple Bouguer Anomaly (SBA)* yang dapat dituliskan sebagai berikut:

$$SBA = FAA - BC \quad (2.11)$$

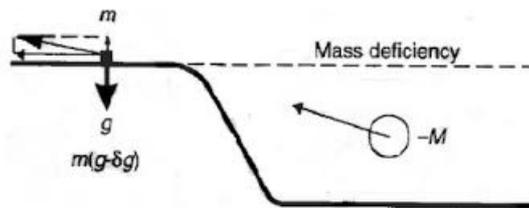
2.2.6 Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Koreksi medan diperlukan oleh karena setiap stasiun pengukuran gravitasi memiliki bentuk permukaan yang tidak datar atau memiliki undulasi. Jika stasiun pengukuran berada dekat dengan gunung maka akan terdapat gaya ke atas yang menarik pegas pada *gravimeter* sehingga akan mengurangi nilai pembacaan gravitasi (**Gambar 2.4**).



Gambar 2.4 Stasiun yang berada dekat dengan gunung (Reynolds, 1997)

Sementara jika stasiun pengukuran berada dekat dengan lembah maka akan ada gaya ke bawah yang hilang sehingga pegas pada *gravimeter* tertarik ke atas. Hal ini akan mengurangi nilai pembacaan gravitasi (**Gambar 2.5**).



Gambar 2.5 Stasiun yang berada dekat dengan lembah (Reynolds, 1997)

Dengan demikian pada kedua kondisi tersebut, koreksi medan ditambahkan kepada nilai gravitasi. Koreksi medan pada tiap sektor dapat dihitung dengan menggunakan perumusan Hammer sebagai berikut :

$$TC = 0.04191 \frac{\rho}{n} (r_2 - r_1) + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2} \quad (2.12)$$

Setelah dilakukan proses koreksi medan, maka akan didapatkan nilai yang disebut *Complete Bouguer Anomaly (CBA)*. *CBA* adalah anomali yang disebabkan oleh variasi densitas secara lateral pada batuan di kerak bumi yang telah berada pada bidang referensi yaitu bidang *geoid*. Persamaan untuk mendapatkan nilai *Complete Bouguer Anomaly (CBA)* adalah sebagai berikut:

$$CBA = SBA + TC \quad (2.13)$$

2.3 Analisis Spektrum

Analisis spektrum dilakukan untuk mengestimasi kedalaman sumber anomali dan mengetahui lebar jendela (*window filtering*). Metode analisis spektrum menggunakan transformasi fourier yang berguna untuk mengubah suatu fungsi dalam jarak atau waktu menjadi suatu fungsi dalam bilangan gelombang atau frekuensi. Pada metode gayaberat, spektrum diturunkan dari potensial gayaberat yang teramati pada suatu bidang horizontal dimana transformasi fouriernya sebagai berikut (Blakely, 1995).

$$F(U) = \gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \quad (2.14)$$

$$F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z_1)}}{|k|} \quad (2.15)$$

maka persamaan di atas menjadi,

$$F(U) = 2\pi\gamma\mu \frac{e^{|k|(z_0-z_1)}}{|k|} \quad (2.16)$$

dimana :

U = potensial gayaberat

μ = anomali rapat massa

γ = konstanta gayaberat

r = jarak

Transformasi fourier anomali gayaberat yang diamati pada bidang horizontal diberikan oleh persamaan sebagai berikut :

$$F(g_z) = \gamma\mu F\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) = \gamma\mu \frac{\partial}{\partial z} F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi\gamma\mu e^{|k|(z_0-z_1)} \quad (2.17)$$

dimana :

g_z = anomali gayaberat

z_0 = ketinggian titik amat

k = bilangan gelombang

z = kedalaman benda anomali

Jika distribusi rapat massa bersifat random dan tidak ada korelasi antara masing-masing nilai gayaberat, maka $2\pi\gamma\mu = 1$ sehingga hasil transformasi fourier anomali gayaberat menjadi :

$$A = C e^{|k|(z_0 - z_1)} \quad (2.18)$$

dimana :

A = amplitudo

C = konstanta

Estimasi lebar jendela dilakukan untuk menentukan lebar jendela yang akan digunakan untuk memisahkan zona regional dan residual. Untuk mendapatkan estimasi lebar jendela yang optimal, dilakukan dengan melogaritmakan spektrum amplitudo sehingga akan didapatkan hubungan antara amplitudo (A) dengan bilangan gelombang (k) dan kedalaman ($z_0 - z_1$), dan memberikan hasil persamaan garis lurus berikut :

$$\ln A = (z_0 - z_1) |k| \quad (2.19)$$

dari persamaan garis lurus diatas, melalui regresi linier diperoleh batas antara orde satu (zona regional) dan orde dua (zona residual), sehingga nilai k pada batas tersebut diambil sebagai penentu lebar jendela. Hubungan antara panjang gelombang (λ) dengan k diberikan oleh persamaan berikut (Blakely, 1995) :

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}; \lambda = n \cdot \Delta x \quad (2.20)$$

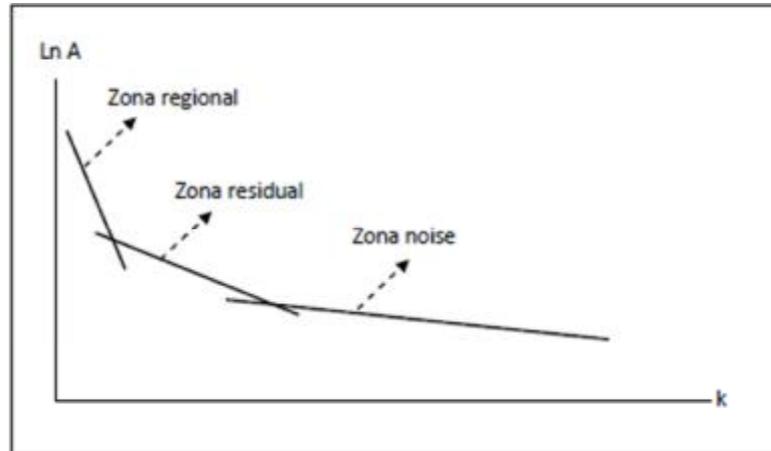
Maka estimasi lebar jendelanya dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$n = \frac{2\pi}{k\Delta x} \quad (2.21)$$

dimana n adalah lebar jendela.

Estimasi kedalaman diperoleh dari nilai gradien persamaan garis lurus yang dapat dilihat pada persamaan 2.19. Semakin besar nilai k , maka nilai frekuensi akan tinggi. Hubungan bilangan gelombang k dengan frekuensi f

adalah $k = 2\pi f$. Frekuensi yang sangat rendah berasal dari sumber anomali regional dan frekuensi yang tinggi berasal dari sumber anomali residual.



Gambar 2.6 Kurva $\ln A$ terhadap k (Blakely, 1995)

2.4 Moving Average

Nilai anomali gayaberat yang terukur di permukaan merupakan gabungan dari beberapa sumber anomali dan salah satunya berupa zona target. Pemisahan anomali diperlukan untuk memperoleh anomali target yang akan dicari. *Moving average* merupakan salah satu metode yang biasa digunakan untuk memisahkan anomali regional dan residual. Metode *moving average* dilakukan dengan merata-ratakan nilai anomalnya dan akan menghasilkan anomali regional. Secara matematis persamaan *moving average* untuk satu dimensi diberikan oleh persamaan berikut :

$$\Delta g_{reg}(i) = \frac{\Delta g(i-n) + \dots + \Delta g(i) + \dots + \Delta g(i+n)}{N} \quad (2.22)$$

dimana :

i = nomor stasiun

N = lebar jendela

Δg_{reg} = besarnya anomali regional

Selanjutnya nilai anomali residual didapatkan dengan mengurangkan data hasil pengukuran dengan anomali regionalnya.

Penerapan *moving average* pada kasus dua dimensi yaitu harga Δg_R pada suatu titik dapat dihitung dengan merata-ratakan semua nilai Δg_B di dalam sebuah kotak persegi dengan titik pusat adalah titik yang akan dihitung harga Δg_R . Sebagai contoh aplikasi *moving average* yang bergerak dalam jendela 5x5 pada data dua dimensi akan diberikan oleh persamaan berikut :

$$\Delta g_R = \frac{1}{25} [(\Delta g_{B1}) + (\Delta g_{B2}) + (\Delta g_{B3}) + \dots + (\Delta g_{B25})] \quad (2.23)$$

2.5 Second Vertical Derivative (SVD)

Metode *second vertical derivative* digunakan untuk memunculkan sumber-sumber anomali yang bersifat dangkal/lokal. Metode ini umumnya diaplikasikan untuk mengetahui sifat diskontinuitas suatu struktur bawah permukaan seperti adanya patahan pada daerah survei. Secara teoritis, metode ini diturunkan dari persamaan *Laplace* untuk anomali gayaberat. Persamaan tersebut dapat dituliskan sebagai berikut :

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \quad (2.24)$$

dimana,

$$\nabla^2 \Delta g = \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} \quad (2.25)$$

Sehingga persamaan 2.25 menjadi :

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = 0 \quad (2.26)$$

$$\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial z^2} = - \left[\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial y^2} \right] \quad (2.27)$$

Persamaan di atas menunjukkan bahwa *second vertical derivative* dari suatu anomali gayaberat permukaan adalah sama dengan negatif dari *derivative* orde dua horizon. *SVD* bersifat sebagai *highpass filter*, sehingga dapat menggambarkan anomali residual yang berasosiasi dengan struktur dangkal

yang dapat digunakan untuk mengidentifikasi jenis patahan turun atau patahan naik (Hartati, 2012).

Dalam filter *SVD* terdapat beberapa operator yang digunakan diantaranya yang dihitung oleh Henderson dan Zeits (1949), Elkins (1951) dan Rosenbach (1952). Pada penelitian ini operator filter *SVD* yang digunakan adalah operator Elkins (1951) yang ditunjukkan pada **Tabel 2.1**.

Tabel 2.1 Operator filter Elkins (Elkins, 1951)

| Operator Filter SVD menurut Elkins (1951) | | | | |
|---|---------|---------|---------|---------|
| 0.0000 | -0.0833 | 0.0000 | -0.0833 | 0.0000 |
| -0.0833 | -0.0667 | -0.0334 | -0.0667 | -0.0833 |
| 0.0000 | -0.0334 | +1.0668 | -0.0334 | 0.0000 |
| -0.0833 | -0.0667 | -0.0334 | -0.0667 | -0.0833 |
| 0.0 | -0.0833 | 0.0000 | -0.0833 | 0.0000 |

Dalam bukunya, Reynolds (1997) menyatakan bahwa kriteria untuk menentukan jenis struktur patahan adalah sebagai berikut :

$$\left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right)_{maks} > \left|\left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right)\right|_{min} \quad \text{untuk patahan normal} \quad (2.28)$$

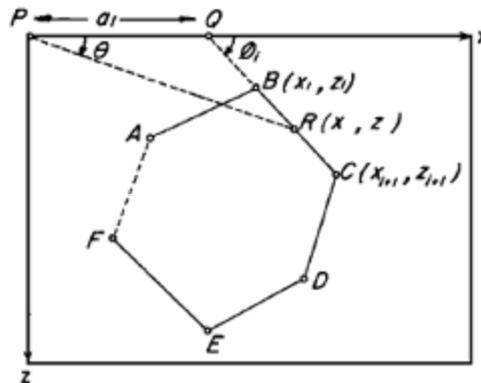
$$\left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right)_{maks} < \left|\left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}\right)\right|_{min} \quad \text{untuk patahan naik} \quad (2.29)$$

Pada data gravitasi, nilai anomali akan mengalami perubahan secara vertikal yang diakibatkan karena adanya efek distribusi massa yang tidak merata secara vertikal, maka dengan turunan keduanya akan memperlihatkan besarnya efek gravitasi dari struktur-struktur yang lebih luas dan terletak jauh lebih dalam (Hartati, 2012).

2.6 Forward Modelling

Forward modelling adalah suatu metode yang digunakan untuk proses interpretasi data gayaberat dengan cara memperkirakan densitas bawah permukaan dengan membuat terlebih dahulu model geologi bawah permukaan. Kalkulasi anomali dari model yang dibuat kemudian dibandingkan dengan anomali *bouguer* yang telah diperoleh dari survei gayaberat. Prinsip umum dari pemodelan ini adalah meminimumkan selisih anomali pengamatan untuk mengurangi ambiguitas.

Forward modelling untuk menghitung efek gayaberat model benda bawah permukaan dengan penampang berbentuk sembarangan yang dapat diwakili oleh suatu poligon berisi n dinyatakan sebagai integral garis sepanjang sisi-sisi poligon (Talwani, 1959).



Gambar 2.7 Efek gayaberat poligon (Talwani, 1959)

Persamaan Talwani (1959) dalam komponen vertikal dapat dituliskan sebagai berikut :

$$g_z = 2G\rho \oint z \, d\theta \quad (2.30)$$

Dari **Gambar 2.7** didapatkan hubungan sebagai berikut :

$$z = x \tan \theta \quad (2.31)$$

$$z = (x - a_i) \tan \phi_i \quad (2.32)$$

atau,

$$z = \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad (2.33)$$

Integral dari sisi BC adalah

$$\int_{BC} z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta = Z_i \quad (2.34)$$

Integral garis tertutup dalam persamaan 2.30 dalam komponen vertikal g_z dapat dinyatakan sebagai jumlah integral garis tiap sisinya, persamaan tersebut dapat dituliskan sebagai berikut :

$$g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (2.35)$$

Z_i diberikan oleh persamaan berikut :

$$Z_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[(\theta_i - \theta_{i+1}) + \tan \phi_i \cdot \ln \left\{ \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right\} \right] \quad (2.36)$$

dimana,

$$\theta_i = \tan^{-1} \left(\frac{z_i}{x_i} \right) \quad (2.37)$$

$$\phi_i = \tan^{-1} \left(\frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i} \right) \quad (2.38)$$

$$a_i = x_{i+1} - z_{i+1} \cot \phi_i = x_{i+1} + z_{i+1} \left(\frac{x_{i+1} - x_i}{z_i - z_{i+1}} \right) \quad (2.39)$$

Pada saat melakukan proses interpretasi, dicari model yang menghasilkan respon yang cocok dengan data pengamatan. Sehingga diharapkan model yang telah dibuat dapat mewakili atau mendekati kondisi bawah permukaan yang sebenarnya.

2.7 Pemodelan Inversi 3D

Pemodelan inversi (*inverse modelling*) merupakan kebalikan dari pemodelan ke depan karena dalam pemodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung dari data. Pemodelan inversi pada dasarnya adalah proses mekanisme modifikasi model agar diperoleh kecocokan data perhitungan dan data pengamatan yang lebih baik dilakukan secara otomatis. Pemodelan inversi sering pula disebut sebagai *data fitting* karena dalam prosesnya dicari parameter model yang menghasilkan respons yang *fit* dengan data pengamatan. Kesesuaian antara respon model dengan data pengamatan umumnya dinyatakan oleh suatu fungsi obyektif yang harus diminimumkan. Secara lebih umum, model dimodifikasi sedemikian hingga respon model menjadi sesuai dengan data (Grandis, 2009).

Komponen vertikal dari medan gayaberat pada observasi ke- i dan lokasi r_i diberikan oleh persamaan berikut :

$$F_z(r_i) = \gamma \int_V \rho(r) \frac{z - z_i}{|r - r_i|^3} dv \quad (2.40)$$

dimana $\rho(r)$ adalah distribusi rapat massa anomali dan γ adalah konstanta gayaberat Newton. Data gayaberat yang diberikan oleh F_z digunakan untuk menentukan densitas ρ secara langsung. *Error* atau ketidaksesuaian antara data diberikan oleh persamaan berikut :

$$\phi_d = \|W_d(d - d^{obs})\|_2^2 \quad (2.41)$$

dimana $d^{obs} = (F_{z1}, \dots, F_{zN})^T$ adalah vektor data, d adalah data prediksi, $W_d = \text{diagonal}(1/\sigma_1, \dots, 1/\sigma_N)$ dan σ_i adalah standar deviasi pada datum ke- i . Model yang diterima adalah model yang menyebabkan ϕ_d cukup kecil (Yaoguo and Douglas, 1998).

Untuk memperoleh sebuah model yang sesuai, didefinisikan fungsi obyektif densitas dan meminimalkan jumlah target untuk kecocokan data. Fungsi obyektif bergantung terhadap keadaannya, secara umum kita memerlukan

model yang mendekati model referensi ρ_0 . Fungsi obyektif diberikan oleh persamaan berikut :

$$\begin{aligned}
 \phi_m(\rho) = & \alpha_s \int_V w_s \{w(z) [\rho(r) - \rho_0]\}^2 dv & (2.42) \\
 & + \alpha_x \int_V w_x \left\{ \frac{\partial w(z) [\rho(r) - \rho_0]}{\partial x} \right\}^2 dv \\
 & + \alpha_y \int_V w_y \left\{ \frac{\partial w(z) [\rho(r) - \rho_0]}{\partial y} \right\}^2 dv \\
 & + \alpha_z \int_V w_z \left\{ \frac{\partial w(z) [\rho(r) - \rho_0]}{\partial z} \right\}^2 dv
 \end{aligned}$$

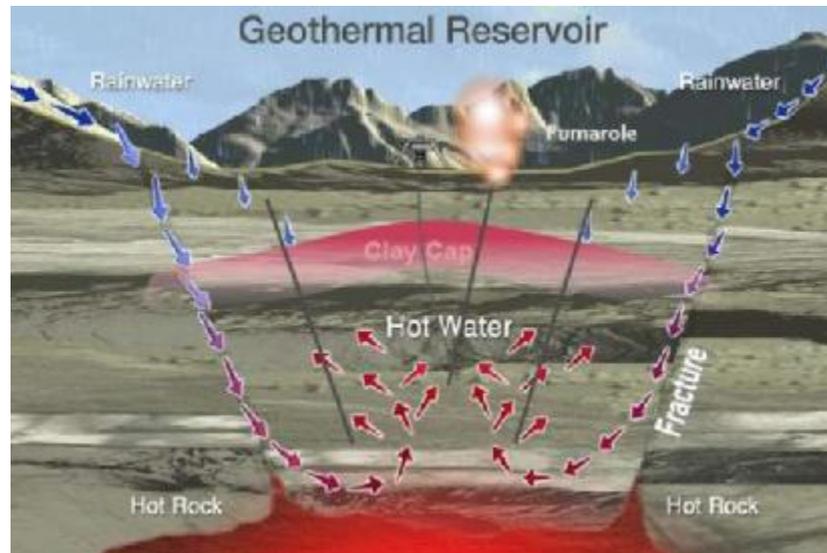
dimana fungsi w_s, w_x, w_y dan w_z adalah fungsi bobot spasial sedangkan $\alpha_s, \alpha_x, \alpha_y$ dan α_z adalah koefisien yang mempengaruhi komponen relatif fungsi obyektif yang berbeda dan w_z adalah fungsi bobot kedalaman.

Fungsi obyektif dalam persamaan 2.42 dapat digunakan untuk membentuk banyak model yang berbeda. Model referensi ρ_0 dapat berupa densitas yang telah diestimasi dari penyelidikan sebelumnya ataupun berupa model nol. Fungsi w_s yang mengontrol model final terhadap model referensi. Fungsi w_x, w_y , dan w_z digunakan untuk meningkatkan struktur beberapa wilayah dalam domain model. Model referensi dan keempat fungsi bobot 3D dapat ditambahkan beberapa informasi lainnya seperti informasi kontras densitas, data survei geofisika yang lain, ataupun dari pemahaman interpreter mengenai struktur geologi dan hubungannya dengan densitas. Dengan adanya informasi tambahan tersebut, model yang dihasilkan tidak hanya memiliki nilai *error* yang kecil tetapi juga dapat mewakili keadaan bawah permukaan.

2.8 Sistem Panas Bumi

Secara umum panas bumi merupakan suatu bentuk energi panas yang tersimpan dalam batuan di bawah permukaan bumi dan fluida yang terkandung di dalamnya. Sementara sistem panas bumi adalah suatu sistem

yang memungkinkan terjadinya pergerakan fluida dari daerah *meteoric recharge* ke dalam reservoir yang berada di atas sumber panas (*heat source*) (Gambar 2.8).



Gambar 2.8 Sistem panas bumi (Daud, 2009)

Berikut merupakan beberapa komponen sistem panas bumi :

1. Sumber Panas (*Heat Source*)

Sumber panas pada sistem panas bumi dapat terdiri dari intrusi batuan, dapur magma (*magma chambers*) atau gradien temperatur dimana semakin ke dalam temperatur semakin meningkat. Sistem panas bumi dengan sumber panas yang berasal dari intrusi batuan atau magma biasa ditemukan pada daerah gunung api (*volcanic*). Sementara sistem panas bumi dengan sumber panas yang berasal dari gradien temperatur biasa ditemukan pada daerah lempeng tektonik aktif dan cekungan sedimen (*sedimentary basins*).

Magma sebagai sumber panas yang umum pada sistem panas bumi, terjadi karena proses pelelehan di mantel (*partial melting*). Proses pelelehan tersebut dapat disebabkan oleh penurunan tekanan di mantel atau penurunan temperatur sebagai akibat masuknya air dari permukaan bumi selama proses subduksi (Sigurdsson, 2000). Dapur magma (*magma chambers*) secara umum dibagi menjadi tiga (Marsh, 2000) yaitu:

- *Sill* dan *dike*
merupakan batuan lokal dengan bentuk paralel. *Dike* berperan sebagai jalur transport magma dan *sill* sebagai tempat menyimpan magma.
- *Necks, Plugs* dan *Stocks*
merupakan batuan intrusi yang memiliki bentuk silinder vertikal. Diameter batuan dapat mencapai 100 m sampai 1.5 km.
- *Plutons*
merupakan batuan dengan bentuk seperti bola yang berada di daerah vulkanik yang terhubung dengan subduksi lempeng (*plate subduction*). *Plutons* memiliki diameter sekitar 2-10 km.

Sumber panas mengalirkan panas melalui tiga proses yaitu konduksi, konveksi dan radiasi (Gupta and Roy, 2007). Pada sistem panas bumi, perpindahan panas biasa terjadi melalui proses konduksi dan konveksi. Konduksi merupakan proses transfer energi kinetik dari molekul atau atom suatu benda yang panas kepada benda yang lebih dingin. Proses perpindahan panas secara konduksi terjadi pada bagian bumi yang padat yaitu litosfer. Sementara konveksi adalah proses transfer panas dengan melibatkan perpindahan massa molekul-molekul dari satu tempat ke tempat lainnya. Transfer panas secara konveksi terjadi pada bagian bumi yang cair (*viscous*) yaitu astenosfer.

2. Reservoir Panas Bumi (*Geothermal Reservoir*)

Reservoir panas bumi merupakan batuan yang memiliki porositas dan permeabilitas yang baik sehingga fluida dapat terakumulasi untuk dipanaskan oleh sumber panas. Selain memiliki porositas dan permeabilitas yang baik, reservoir panas bumi dikatakan produktif dengan syarat memiliki volume yang besar, suhu yang tinggi dan jumlah fluida yang banyak.

3. Batuan Penutup (*Cap Rock*)

Batuan penutup atau *cap rock* pada sistem panas bumi berguna untuk menjaga agar panas yang berasal dari reservoir tidak keluar ke permukaan. Batuan penutup memiliki karakteristik yaitu permeabilitas yang rendah,

tebal dan berada di atas reservoir. Pada batuan penutup sering terjadi proses alterasi yang disebabkan oleh interaksi fluida saat melewati batuan sehingga dapat menjadi indikator adanya sistem panas bumi pada suatu daerah.

4. Daerah *Discharge* dan *Recharge*

Daerah *discharge* merupakan daerah arah aliran air tanah di tempat tersebut bergerak menuju muka tanah. Daerah *discharge* pada sistem panas bumi ditandai dengan hadirnya manifestasi di permukaan. Manifestasi permukaan adalah tanda-tanda yang tampak di permukaan bumi yang menunjukkan adanya sistem panas bumi di bawah permukaan sekitar kemunculan. Daerah *recharge* merupakan daerah dimana arah aliran air tanah di tempat tersebut bergerak menjauhi muka tanah menuju ke bawah permukaan bumi.

5. Struktur Geologi

Struktur geologi bawah permukaan bumi merupakan salah satu komponen utama sistem panas bumi, seperti adanya patahan ataupun sesar yang menyebabkan munculnya manifestasi panas bumi di permukaan.