

## BAB II

### TEORI DASAR

#### 2.1 Konsep Dasar Gayaberat

Metode gayaberat adalah salah satu metode geofisika yang didasarkan pada perbedaan variasi medan gravitasi yang dilakukan untuk menyelidiki keadaan bawah permukaan. Prinsip dasar metode gayaberat adalah berdasarkan anomali gravitasi yang muncul karena adanya variasi rapat massa batuan yang menggambarkan struktur geologi di bawah permukaan bumi [8].

Metode gayaberat didasarkan dari hukum Newton yang menyatakan bahwa gaya tarik-menarik antara dua buah partikel sebanding dengan hasil perkalian massa partikel dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara kedua pusat massa partikel tersebut (Gambar 2.1). Dalam koordinat kartesian, kekuatan timbal balik antara partikel massa  $m$  berpusat pada titik  $Q = (x',y',z')$  dan partikel massa  $m_0$  di  $P = (x,y,z)$  [9] dinyatakan sebagai berikut:

$$F = \gamma \frac{m \cdot m_0}{r^2} \quad (2.1)$$

Dimana

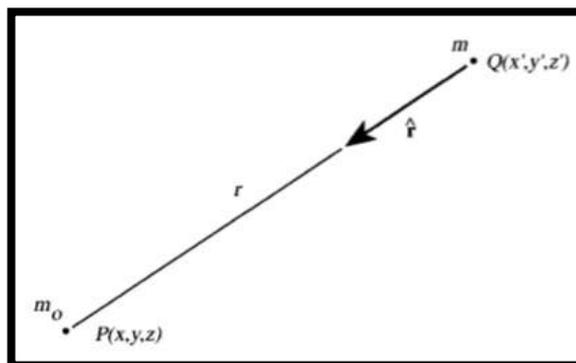
$$r = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2} \quad (2.2)$$

Dimana :  $F$  = gaya (N)

$\gamma$  = konstanta gayaberat =  $6.67 \times 10^{-11}$

$m, m_0$  = massa benda 1 dan massa benda 2 (kg)

$r$  = jarak antar pusat massa benda (m)



**Gambar 2.1** Gaya tarik menarik antara dua buah benda [9]

Jika massa  $m_0$  dibiarkan menjadi partikel uji dengan satuan massa, maka gaya gravitasi oleh  $m_0$  memberikan gaya tarik gravitasi yang dihasilkan oleh massa  $m$  sebagai berikut:

$$g(P) = -\gamma \frac{m}{r^2} \hat{r} \quad (2.3)$$

dimana:

$$\hat{r} = \frac{1}{r} [(x - x')\hat{i} + (y - y')\hat{j} + (z - z')\hat{k}] \quad (2.4)$$

keterangan:  $\gamma$  = konstanta gayaberat =  $6.67 \times 10^{-11}$   
 $\hat{r}$  = vektor satuan  
 $m$  = massa benda  $m$  (kg)  
 $r$  = jarak antar pusat massa benda (m)  
 $g$  = percepatan gravitasi ( $m/s^2$ )

## 2.2 Koreksi Data Gayaberat

Pengukuran gayaberat di suatu titik di atas permukaan bumi diukur menggunakan alat Gravimeter dimana variasi besarnya gayaberat di permukaan bumi dipengaruhi oleh 5 faktor seperti posisi lintang, pengaruh pasang surut, variasi topografi dan ketinggian, dan variasi densitas bawah permukaan [10]. Pada penelitian ini dilakukan pengukuran gayaberat dilakukan di laut. Oleh karena itu, diperlukan beberapa koreksi dalam metode gayaberat untuk menghilangkan faktor-faktor yang mempengaruhi besar nilai gravitasi untuk mendapatkan variasi densitas bawah permukaan bumi saja. Koreksi yang dilakukan meliputi koreksi lintang/*latitude correction*, koreksi *tidal*, koreksi *free-air*, koreksi *drift/apungan*, koreksi Bouguer, koreksi *terrain* (topografi).

$$CBA = [g_{obs} + (FAC - BC) + TC] - g_{\phi} \quad (2.5)$$

Dimana :  $g_{\phi}$  = Koreksi lintang (mGal)

TC = koreksi terrain (mGal)

### 2.2.1 Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Adanya rotasi bumi menimbulkan suatu percepatan sentrifugal yang semakin mengecil bersamaan dengan penambahan derajat lintang. Percepatan sentrifugal

yang berlawanan arah dengan percepatan gravitasi dan perubahan bentuk bumi itu sendiri mengalami pemampatan (*flattening*) menjadikan percepatan gravitasi bumi akan terukur lebih besar di daerah kutub. Bentuk bumi dapat didekati dengan pendekatan ellipsoid, yang menggelembung di ekuator dan *flattening* di kutub, sehingga diperlukan koreksi untuk mereduksi variasi dari ekuator ke kutub atau bervariasi terhadap lintang. Koreksi tersebut merupakan koreksi lintang yang digunakan pada pembacaan nilai gayaberat terhadap lintang geografis bumi [11]. Persamaan untuk menghitung koreksi lintang dirumuskan oleh *International Assosiation of Geodesy* merumuskan suatu formula yang sudah memperhitungkan faktor-faktor tersebut, dengan persamaan:

$$g(\phi) = 978031846(1 + 0.002885 \sin^2 \phi + 0.00023462 \sin^4 \phi) \quad (2.6)$$

dimana,  $\phi$  = sudut lintang (radians)

$g(\phi)$  = gayaberat normal pada lintang  $\phi$  (mGal)

### 2.2.2 Koreksi Pasang Surut (*Tidal Correction*)

Koreksi pasang surut (*tidal correction*) adalah koreksi yang dilakukan akibat dari efek tarikan suatu massa yang disebabkan oleh benda-benda luar angkasa terutama bulan dan matahari yang akan mempengaruhi pembacaan anomali gayaberat di permukaan. Pasang surut bumi dapat mempengaruhi gravitasi hingga 0.3 mGal dengan periode  $\pm 12$  jam. Harga koreksi ini bergantung pada posisi lintang dan waktu pengambilan data gayaberat.

Untuk menghilangkan efek dari pasang surut maka diperlukan koreksi pasang surut (*tidal correction*) dari data gayaberat. Persamaan yang digunakan untuk efek gayaberat tersebut sudah diperkenalkan oleh Longman pada tahun 1959, dengan pengaruh efek gayaberat di titik P pada permukaan bumi dapat diselesaikan melalui persamaan:

$$U_p = \gamma(r) \left[ \left( \frac{c}{R} \right)^3 \left( \cos 2\theta_m + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{6} \frac{r}{c} \left( \frac{c}{R} \right)^4 (5 \cos 2\theta_m + 3 \cos 2\theta_m) \right] \quad (2.7)$$

Keterangan:  $U_p$  = Potensial di titik p akibat pengaruh bulan

$\theta_m$  = Posisi lintang

- $c$  = Jarak rata-rata ke bulan (km)  
 $r$  = Jari-jari bumi ke titik p (km)  
 $R$  = Jarak dari pusat bumi ke bulan (km)

### 2.2.3 Koreksi Eotvos

Daya tarik bumi pada titik yang ditetapkan sehubungan dengan bumi dikurangi oleh gaya sentrifugal yang terkait dengan rotasi bumi. Cukup beralasan bahwa kecepatan sudut pengamat yang bergerak ke Timur lebih besar daripada pengamat yang tetap diam sehubungan dengan permukaan bumi, dan akibatnya tarikan gravitasi akan sedikit berkurang untuk pengamat yang bergerak. Tarikan gravitasi akan sedikit meningkat bagi pengamat yang bergerak ke arah Barat. Efek terkait gerak ini disebut efek Eotvos, harus diperhitungkan dalam pengukuran gravitasi yang dilakukan pada platform bergerak, seperti kapal atau pesawat terbang. Faktor Eotvos akan dikoreksi dengan [9] :

$$g_E = 7.508 v \cos \varphi \sin \alpha + 0.004154 v^2 \quad (2.8)$$

dimana  $v$  = kecepatan kapal dalam knots (m/s)

$\alpha$  = azimuth dalam derajat

$\varphi$  = lintang geografis (radians)

### 2.2.4 Koreksi Udara Bebas (*Free-air Anomaly*)

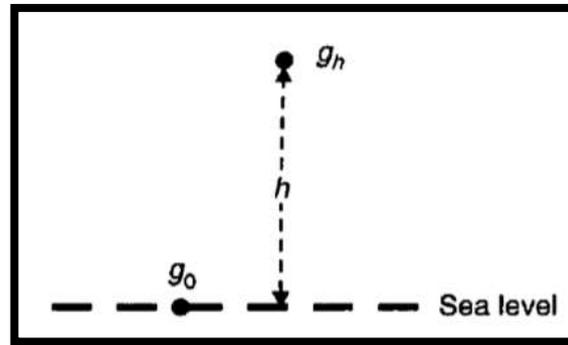
Koreksi udara bebas (*free-air Anomaly*) adalah koreksi yang digunakan untuk menghilangkan efek topografi atau efek ketinggian yang mempengaruhi nilai pembacaan nilai gayaberat terhadap medan gravitasi bumi (Gambar 2.2). Perhitungan koreksi udara bebas ini bertujuan untuk mereduksi pengaruh elevasi (ketinggian) dan kedalaman titik pengukuran terhadap data yang diakuisisi. Nilai koreksi di lintang  $45^\circ$  atau  $-45^\circ$  adalah  $-0.3085$  mGal/m.

$$g_{FA} = 0.3085 h \text{ (mGal)} \quad (2.9)$$

dimana,  $g_{FA}$  = nilai koreksi *Free Air*

$h$  = ketinggian titik ukur (meter)

Persamaan (2.9) didasari atas penyesuaian kedalaman sehingga terjadi peningkatan nilai  $\Delta g$  karena pergerakan turun gravimeter ke dasar laut dengan jarak yang sama dengan kedalaman laut.



Gambar 2.2 Skema *free air correction* [12]

### 2.2.5 Koreksi Apungan (*Drift correction*)

Koreksi apungan merupakan koreksi yang diakibatkan oleh adanya guncangan pegas pada alat gravimeter selama proses transportasi dari stasiun satu ke stasiun lainnya selama proses pengukuran, yang menyebabkan perbedaan pembacaan gayaberat di stasiun yang sama pada waktu yang berbeda. Untuk menghilangkan efek ini, akuisisi data gayaberat didesain dalam suatu rangkaian tertutup (*loop*), sehingga besar penyimpangan tersebut dapat diketahui.

$$drift = \frac{g_{Nakhir} - g_{Nawal}}{t_{akhir} - t_{awal}} (t_{stasiun} - t_{awal}) \quad (2.10)$$

Keterangan:

*Drift* = koreksi *drift* (mGal)

$g_N$  = Aloid + *tidal* (mGal)

$g_{Nakhir}$  = harga  $g_N$  pada pengukuran stasiun akhir (mGal)

$g_{Nawal}$  = harga  $g_N$  pada pengukuran stasiun awal dalam satu *loop* (mGal)

$t_{awal}$  = waktu pengukuran stasiun awal dalam satu *loop*

$t_{akhir}$  = waktu pengukuran stasiun akhir dalam satu *loop*

$t_{stasiun}$  = waktu pengukuran stasiun ke-n, dengan  $n = 1,2,3,...dst$

### 2.2.6 Koreksi Bouguer

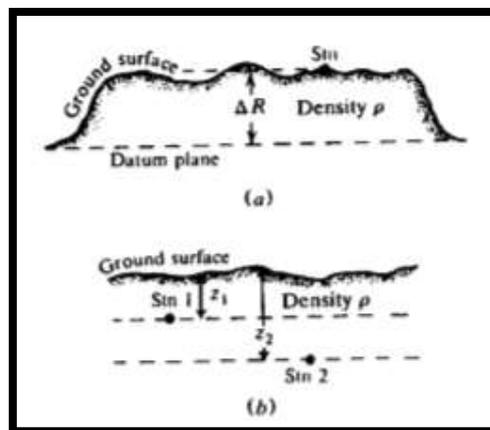
Koreksi Bouguer merupakan koreksi yang digunakan untuk memperhitungkan adanya efek tarikan gravitasi yang disebabkan oleh batuan berupa *slab* dengan ketebalan  $H$  dan densitas rata-rata  $\rho$  dari massa batuan (Gambar 2.3). Koreksi ini dilakukan karena adanya gayaberat massa di antara bidang referensi muka air laut sampai titik pengukuran sehingga nilai gayaberat terukur bertambah. Koreksi Bouguer berfungsi untuk mereduksi pengaruh efek tarikan dari suatu massa yang diberikan oleh persamaan:

$$BC = 2\pi\gamma \cdot \rho \cdot h$$

$$BC = 0.04193 \cdot \rho \cdot h \text{ (mGal)} \quad (2.11)$$

dimana,  $h$  : ketinggian stasiun pengukuran (meter),

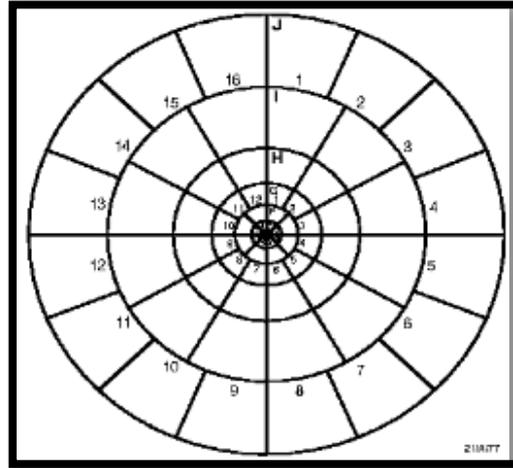
$\rho_r$  : densitas batuan rata-rata (gr/cc)



**Gambar 2.3** Koreksi Bouguer (a) stasiun di dataran tinggi. (b) stasiun bawah tanah [10]

### 2.2.7 Koreksi Topografi (*Terrain Correction*)

Koreksi topografi atau medan dilakukan untuk mengkoreksi adanya pengaruh topografi permukaan yang cenderung berundulasi atau kasar dengan perbedaan elevasi yang besar, seperti adanya bukit atau lembah di sekitar titik pengukuran. Koreksi topografi dilakukan dengan metode grafik yang menggunakan *chart* yang dibuat oleh Hammer (1939) seperti pada Gambar 2.4.



**Gambar 2.4** *Hammer Chart* untuk menghitung koreksi medan [12]

Koreksi medan dihitung menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$TC = \frac{2\pi\gamma\rho}{n} (rL - rD) + (\sqrt{r_L^2 + z^2}) - (\sqrt{r_D^2 + z^2}) \quad (2.12)$$

keterangan:  $n$  = jumlah segmen dalam zona

$z$  = perbedaan elevasi rata-rata kompartemen dan titik pengukuran

$r_L, r_D$  = radius luar dan radius dalam kompartemen (meter)

$\rho$  = densitas batuan rata-rata (gr/cc)

### 2.3 Analisis Spektrum

Analisis spektrum dilakukan untuk mengetahui kedalaman dan mengestimasi lebar jendela anomali gayaberat. Selain itu, analisis spektrum juga digunakan untuk membandingkan respon spektrum dari berbagai metode *filtering*. Prinsip dari analisis spektrum mengacu pada Transformasi Fourier, dimana mengubah domain waktu menjadi domain frekuensi. Analisis ini dilakukan dengan mentransformasi Fourier diskret pada lintasan yang ditentukan. Spektrum diturunkan dari potensial gayaberat yang teramati pada suatu bidang horizontal dimana transformasi Fouriernya adalah sebagai berikut [9]:

$$F(U) = \gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \quad \text{dan} \quad F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0 - z_l)}}{|k|} \quad (2.13)$$

keterangan:  $U$  = potensial gayaberat ( $m^2$ )

$\gamma$  = konstanta gayaberat ( $\text{Nm}^2/\text{kg}^2$ )

$\mu$  = anomali rapat massa ( $\text{gr}/\text{cc}$ )

$r$  = jarak (m)

sehingga formula di atas menjadi:

$$F(U) = 2\pi \gamma \mu \frac{e^{|k|(z_0 - z')}}{|k|} \quad (2.14)$$

Dari persamaan (2.14), transformasi Fourier anomali gayaberat yang diamati pada bidang horizontal adalah:

$$\begin{aligned} F(g_z) &= \gamma \mu F \left( \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \right) \\ &= \gamma \mu \frac{\partial}{\partial z} F \frac{1}{r} \end{aligned} \quad (2.15)$$

keterangan:  $g_z$  = anomali gayaberat (mGal)

$z_0$  = ketinggian titik amat (m)

$k$  = bilangan gelombang (radians)

$z$  = kedalaman benda anomali (m)

Jika distribusi rapat massa bersifat acak dan tidak ada korelasi antara masing-masing nilai gayaberat, maka  $\mu = 1$ , sehingga hasil transformasi Fourier anomali gayaberat menjadi:

$$A = C e^{|k|(z_0 - z')} \quad (2.16)$$

dengan:  $A$  = amplitudo (m)

$C$  = konstanta

Estimasi lebar jendela dilakukan untuk menentukan lebar jendela yang akan diperlukan dalam proses pemisahan anomali regional dan residual. Untuk mendapatkan lebar jendela, spektrum amplitudo yang didapat dari transformasi Fourier dilogartmakan sehingga menghasilkan grafik antara  $k$  dengan  $\ln A$  yang linier dimana komponen  $k$  menjadi berbanding lurus dengan spektrum amplitudo.

$$\ln A = |k|(z_0 - z') + \ln C \quad (2.17)$$

Dari persamaan (2.17), melalui regresi linier akan didapat batas antara anomali regional dan residual. Nilai  $k$  pada batas tersebut diambil sebagai penentuan lebar jendela.

$$N = \frac{2\pi}{k \Delta x} \quad \text{dan} \quad \lambda = N \cdot \Delta x \quad (2.18)$$

keterangan:  $N$  = lebar jendela  
 $k$  = bilangan gelombang (radians)  
 $\Delta x$  = spasi grid  
 $\lambda$  = panjang gelombang (Hz)

## 2.4 Anomali Gayaberat Regional dan Residual

Anomali gayaberat yang terukur di permukaan merupakan gabungan dari berbagai sumber dan kedalaman anomali yang ada di bawah permukaan, yang salah satunya adalah target *event*. Untuk keperluan interpretasi, target *event* harus dipisahkan dari *event-event* lainnya. Jika target *event* adalah anomali residual, maka *event* lainnya adalah *noise* dan regional. Metode yang dapat digunakan untuk melakukan pemisahan anomali regional dan residual adalah metode *moving average* dan *second vertical derivative (SVD)*.

Pemisahan anomali secara horizontal dapat menunjukkan panjang gelombangnya (*wavelength*). Panjang gelombang anomali dapat dikatakan sebagai ukuran kedalaman massa anomali. Tubuh anomali yang besar dan nominal ditandai dengan panjang gelombang yang panjang, sedangkan tubuh anomali kecil menandakan panjang gelombang yang pendek.

### 2.4.1 Moving Average

Metode yang digunakan untuk memisahkan anomali gayaberat target dan *noise* adalah perata-rataan bergerak (*moving average*). *Moving average* dilakukan dengan cara merata-ratakan nilai anomalnya. Hasil dari perata-rataan ini merupakan anomali regionalnya. Sedangkan anomali residualnya didapatkan dengan mengurangkan data hasil pengukuran gravitasi dengan anomali regionalnya, dimana anomali residual mewakili target *event* yang lebih dangkal [3].

Secara matematis, persamaan *moving average* untuk kasus satu dimensi adalah sebagai berikut:

$$\Delta g_{reg} \left( \frac{N+1}{2}, \frac{N+1}{2} \right) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{\Delta g(i,j)}{N^2} \quad (2.19)$$

Dimana  $N = \frac{N-1}{2}$ , dan N harus bilangan ganjil (2.20)

Setelah didapatkan  $\Delta g_{reg}$ , maka harga  $\Delta g_{residual}$  dapat dihitung dengan menggunakan persamaan berikut :

$$\Delta g_{residual} = \Delta g - \Delta g_{reg}$$

Dimana :

- $\Delta g$  = besarnya anomali bouguer (mGal)
- $\Delta g_{residual}$  = besarnya anomali residual (mGal)
- $\Delta g_{reg}$  = besarnya anomali regional (mGal)

Persamaan (2.20) merupakan dasar dari metode ini, dari persamaan tersebut akan dapat dihitung nilai anomali regional pada sebuah titik penelitian. Nilai anomali regional pada sebuah titik penelitian, sangat tergantung pada nilai anomali yang terdapat di sekitar titik penelitian. Sehingga nilai anomali regional pada sebuah titik merupakan hasil rata-rata dari nilai anomali-anomali di sekitar daerah penelitian [3]

Sedangkan penerapan *moving average* untuk kasus dua dimensi, nilai  $\Delta g_r$  pada suatu titik dihitung dengan merata-ratakan semua nilai g dalam sebuah kotak persegi dengan titik pusatnya adalah titik yang nilai  $\Delta g$ -nya akan dihitung. **Gambar 2.5** merupakan contoh penerapan *moving average* pada peta dua dimensi dengan lebar jendela 7 x 7.

•g11	•g12	•g13	•g14	•g15	•g16	•g17
•g21	•g22	•g23	•g24	•g25	•g26	•g27
•g31	•g32	•g33	•g34	•g35	•g36	•g37
•g41	•g42	•g43	•g44	•g45	•g46	•g47
•g51	•g52	•g53	•g54	•g55	•g56	•g57
•g61	•g62	•g63	•g64	•g65	•g66	•g67
•g71	•g72	•g73	•g74	•g75	•g76	•g77

**Gambar 2.5** Penerapan *moving average* dengan lebar jendela 7x7

Berdasarkan (Gambar 2.5) harga  $\Delta g_{44}$  diperoleh dengan menjumlahkan semua nilai  $g$  dalam persegi kemudian dibagi dengan banyaknya titik dalam persegi. Secara matematis dapat ditulis sebagai berikut:

$$\Delta g_{44} = \frac{1}{49} (\Delta g_{11} + \Delta g_{12} + \Delta g_{13} + \Delta g_{14} + \dots + \Delta g_{77}) \quad (2.21)$$

#### 2.4.2 *Second Vertical Derivative (SVD)*

*Second vertical derivative (SVD)* dilakukan untuk memunculkan efek dangkal dari pengaruh regionalnya dan untuk menentukan batas-batas struktur yang ada di daerah penelitian, sehingga *filter* ini dapat menyelesaikan anomali residual yang tidak mampu dipisahkan dengan metode pemisahan regional-residual yang ada [13]. Pada metode *second vertical derivative* anomali residual ditunjukkan oleh anomali *second vertical derivative* yang menggambarkan sumber-sumber anomali yang bersifat dangkal sehingga identik dengan anomali residual pada metode *moving average*. Secara teoritis, metode ini diturunkan dari persamaan Laplace:

$$\nabla^2 = 0 \quad (2.22)$$

Untuk metode gayabarat:

$$\nabla^2 \Delta g(x, y, z) = 0 \quad (2.23)$$

$$\frac{\delta^2 \Delta g(x, y, z)}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \Delta g(x, y, z)}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 \Delta g(x, y, z)}{\delta z^2} = 0 \quad (2.24)$$

Untuk SVD, persamaan (2.24) menjadi:

$$\frac{\delta^2 \Delta g(x, y, z)}{\delta z^2} = - \left( \frac{\delta^2 \Delta g(x, y, z)}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \Delta g(x, y, z)}{\delta y^2} \right) \quad (2.25)$$

Untuk data penampang, dimana  $y$  mempunyai nilai konstan maka persamaannya adalah:

$$\frac{\delta^2 \Delta g(x, y, z)}{\delta z^2} = - \left( \frac{\delta^2 \Delta g(x, y, z)}{\delta x^2} \right) \quad (2.26)$$

Berdasarkan pada persamaan (2.26) dapat diketahui bahwa *second vertical derivative* merupakan turunan orde dua horizontal dari suatu anomali gayaberat permukaan sama dengan negatif.

Dalam *grid* teratur untuk data anomali gayaberat, anomali *second vertical derivative* dapat diturunkan melalui proses *filtering* 2D dimana persamaan konvolusinya diberikan oleh [5]:

$$\Delta g_{svd}(\Delta x, \Delta y) \approx \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) F(x - \Delta x, y - \Delta y) dx dy \quad (2.27)$$

Dimana  $F$  : *filter second vertical derivative*.

$\Delta g$ : anomali gayaberat sebagai data *input*.

Dalam SVD untuk menentukan patahan normal, patahan naik, patahan turun dapat dilihat dari nilai SVD. Berikut nilai  $SVD_{\max}$  dan  $SVD_{\min}$  untuk menentukan patahan:

$|SVD|_{\min} < |SVD|_{\max}$  = Patahan Normal

$|SVD|_{\min} > |SVD|_{\max}$  = Patahan Naik

$|SVD|_{\min} = |SVD|_{\max}$  = Patahan Mendatar

Adapun operator koefisien *filter* SVD dapat dilihat pada Tabel 2.1.

**Tabel 2.1** Berbagai Koefisien *Filter SVD*

Handerson & Ziets (1984)				
0.0000	0.0000	-0.0838	0.0000	0.0000
0.0000	+1.0000	-2.6667	+1.0000	0.0000
-0.0838	-2.6667	+17.000	-2.6667	-0.0838
0.0000	+1.0000	-2.6667	+1.0000	0.0000
0.0000	0.0000	-0.0838	0.0000	0.0000
Elkins (1951)				
0.0000	-0.0833	0.0000	-0.0833	0.0000
-0.0833	-0.0667	-0.7500	-0.0667	-0.0883
0.0000	-0.0334	+1.0668	-0.0334	0.0000
-0.0833	-0.0667	-0.7500	-0.0667	-0.0883
0.0000	-0.0833	0.0000	-0.0833	0.0000
Rosenbach (1953)				
0.0000	+0.0416	0.0000	+0.0416	0.0000
+0.0416	-0.3332	-0.7500	-0.3332	+0.0416
0.0000	-0.7500	+4.0000	-0.7500	0.0000
+0.0416	-0.3332	-0.7500	-0.3332	+0.0416
0.0000	+0.0416	0.0000	+0.0416	0.0000

## 2.5 Pemodelan Data Gayaberat

Persebaran densitas bawah permukaan dapat digambarkan dengan melakukan *forward modeling* (pemodelan ke depan) dan *inverse modeling* (pemodelan inversi). Pada dasarnya, proses yang dilakukan pada *forward modeling* adalah dengan membuat dan menghitung model awal yang berdasar pada intuisi geologi dan geofisika kemudian membandingkannya dengan anomali dari hasil pengukuran sehingga kedua anomali tersebut cocok. Sedangkan pada pemodelan inversi, parameter densitas dapat dihitung langsung dari anomali hasil pengukuran melalui metode numerik [9].

### 2.5.1 Forward Modeling

*Forward modeling* data gayaberat dilakukan untuk menentukan densitas, kedalaman, dan geometri benda yang menyebabkan anomali bawah permukaan. Metode ini melalui proses iterasi, dimana gaya tarik akibat model yang dibuat dihitung dan dibandingkan dengan anomali gayaberat terukur. Jika nilai anomali model belum cocok dengan anomali yang terukur, maka prosedur pemodelan diulang kembali sampai menghasilkan nilai yang sesuai.

Untuk mendapatkan hasil model yang sesuai, maka model dengan bentuk sembarang merupakan pendekatan yang lebih baik dengan mempertimbangkan informasi geologi pada daerah penelitian. Model benda sembarang dua dimensi yang banyak dipakai adalah model dengan pendekatan bentuk poligon atau segi banyak dengan menggunakan jumlah sisi poligon tertentu sehingga efek gayaberatnya dapat dihitung.

Menurut [14], pemodelan ke depan untuk menghitung efek gayaberat model benda bawah permukaan dengan penampang berbentuk sembarang yang dapat diwakili oleh suatu poligon bersisi dinyatakan sebagai integral garis sepanjang sisi-sisi poligon :

$$g_z = 2\gamma\rho \oint z d\theta \quad (2.28)$$

Integral garis tertutup tersebut dapat dinyatakan sebagai jumlah integral garis tiap sisinya, sehingga dapat ditulis sebagai berikut :

$$g_z = 2\gamma\rho \sum_{i=1}^n g_i \quad (2.29)$$

Dimana :  $g_z$  = anomali gayaberat (mGal)

$\gamma$  = konstanta gayaberat

$z$  = ketinggian titik amat (m)

$\rho$  = densitas batuan rata-rata (gr/cc)

Model benda anomali sembarang oleh Talwani didekati dengan poligon-poligon dimana sistem koordinat kartesian yang digambarkan seperti di atas. Untuk benda poligon sederhana seperti pada Gambar 2.7 dapat ditunjukkan dengan persamaan sebagai berikut:

$$g_i = \int_b^c \frac{a_i \tan \theta_i}{\tan \theta_i - \tan \theta} d\theta \quad (2.30)$$

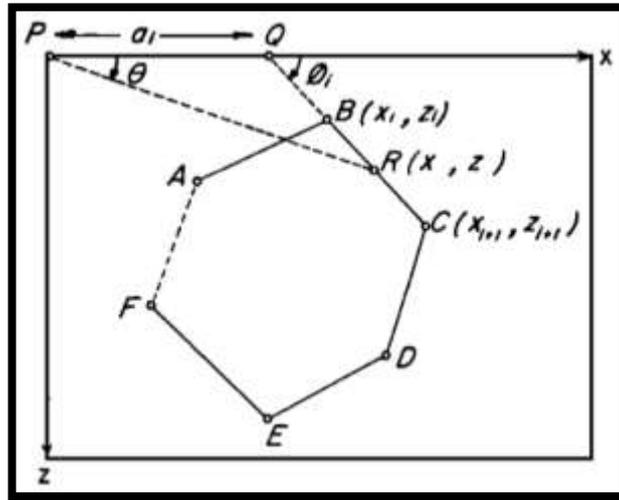
Sehingga diperoleh:

$$g_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left\{ (\theta_i + \theta_{i+1}) \ln \left( \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right) \right\} \quad (2.31)$$

Dimana:

$$a_i = x_{i+1} - z_{i+1} \cot \phi_i = x_{i+1} - z_{i+1} \left( \frac{x_{i+1} + x_i}{z_{i+1} - z_i} \right) \quad (2.32)$$

$$\phi_i = \tan^{-1} \left( \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} + x_i} \right) \quad \theta_i = \tan^{-1} \left( \frac{z_i}{x_i} \right) \quad (2.33)$$



Gambar 2.6 Efek gravitasi poligon

### 2.5.2 Pemodelan Inversi

Pemodelan inversi merupakan metode interpretasi langsung dengan parameter model didapat dari data anomali gayaberat dengan menggunakan sejumlah syarat batas berupa asumsi-asumsi model untuk mendapatkan solusi data gayaberat pengamatan. Pemodelan inversi dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak Geosoft (dibuat oleh *development and services company headquartered in Toronto*).

Bumi dimodelkan dengan menggunakan sejumlah sel *rectangular* dari densitas kemudian distribusi densitas akhir diperoleh dengan meminimalkan fungsi model obyektif untuk menyesuaikan antara model dengan data lapangan. Komponen vertikal dari medan gayaberat pada observasi ke-*i* dan lokasi diberikan dengan persamaan:

$$F_z(\vec{r}_0) = \gamma \int_v \rho(\vec{r}) \frac{z - z_0}{|r - r_i|^3} dv \quad (2.34)$$

dimana  $\rho(\vec{r})$  adalah distribusi rapat massa anomali dan  $\gamma$  adalah konstanta gayaberat Newton. Tujuannya adalah menentukan densitas  $\rho$  secara langsung dari data gayaberat yang diberikan ( $Fz$ ). Sementara itu *error* atau ketidaksesuaian antar data diberikan oleh persamaan:

$$\phi_d = ||W_d(d - d^{obs})||^2 \quad (2.35)$$

dimana  $d^{obs} = (Fz_1, \dots, Fz_N)^T$  adalah vektor data,  $d$  adalah data prediksi,  $W_d =$  diagonal  $(1/\sigma_1, \dots, 1/\sigma_N)$  dan  $\sigma_i$  adalah standar deviasi datum ke- $i$ . Model yang diterima adalah model yang menyebabkan  $\phi_d$  yang cukup kecil.

Untuk memperoleh sebuah model yang teliti, didefinisikan fungsi obyektif densitas dan minimalkan jumlah target untuk kecocokan data. Fungsi obyektif merupakan fungsi yang tidak dapat berdiri sendiri namun secara umum kita memerlukan model yang memiliki densitas referensi ( $\rho_0$ ). Fungsi obyektif adalah sebagai berikut:

$$\begin{aligned} \phi_m = & \alpha_s \int_v w_s w^2(z) (\rho - \rho_0)^2 dv + \alpha_x \int_v w_x \left( \frac{\partial w(z)(\rho - \rho_0)}{\partial x} \right) dv + \\ & \alpha_y \int_v w_y \left( \frac{\partial w(z)(\rho - \rho_0)}{\partial y} \right) dv + \alpha_z \int_v w_z \left( \frac{\partial w(z)(\rho - \rho_0)}{\partial z} \right) dv \end{aligned} \quad (2.36)$$

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

Persamaan fungsi obyektif dapat digunakan untuk membangun banyak model yang berbeda. Model referensi  $\rho_0$  dapat berupa densitas yang diestimasi dari penyelidikan sebelumnya, namun dapat pula berupa model nol. Fungsi  $w_s$  mengontrol model *final* terhadap model referensi. Sementara fungsi  $w_x$ ,  $w_y$ , dan  $w_z$  dapat didesain untuk meningkatkan struktur beberapa wilayah dalam domain model. Model referensi dan keempat fungsi bobot 3D dapat ditambah dengan beberapa informasi lainnya seperti pengetahuan mengenai kontras densitas, data survei geofisika lainnya, maupun dari pemahaman interpreter mengenai geologi dan hubungannya dengan densitas. Jika hal ini dilakukan, bukan saja model yang dihasilkan memiliki *error* yang kecil tetapi juga mewakili model bumi.