

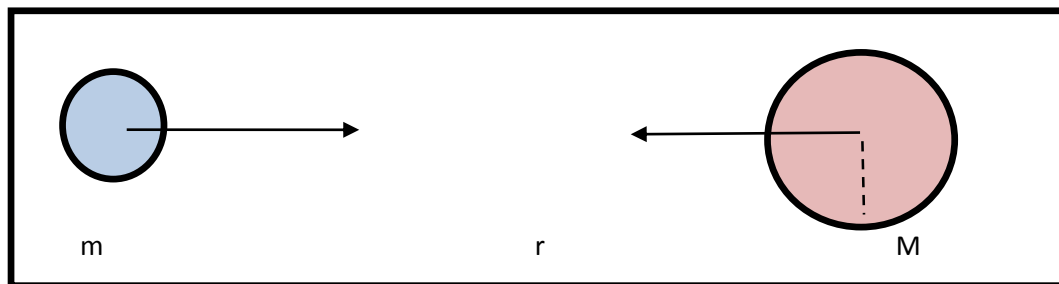
BAB II

TEORI DASAR

2.1 Konsep Dasar Gayaberat

2.1.1 Hukum Newton

Salah satu teori yang mendasari metode gayaberat adalah Hukum Newton dimana terdapat dua buah benda yang memiliki hubungan saling tarik menarik. Kedua benda tersebut diibaratkan massa bumi dan massa dari target *event*. Pada kedua massa tersebut berlaku konsep Hukum Newton. Hukum Newton adalah gaya tarik menarik yang bekerja pada dua buah benda (F) berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara pusat kedua masa benda tersebut (r^2).



Gambar 2.1 Gaya Tarik Menarik antara Dua Buah Benda

Gambar 2.1 merupakan ilustrasi dari konsep dasar Hukum Newton pertama dengan perumusan:

$$F = G \frac{M.m}{r^2} \quad (2.1)$$

Sedangkan Hukum Newton kedua menyatakan tentang pergerakan adalah bahwa gaya merupakan besarnya perkalian antara massa dan percepatannya:

$$F = mg \quad (2.2)$$

Persamaan (2.1) dan persamaan (2.2) dapat digabung sehingga menjadi:

$$g = G \frac{M}{R^2} \quad (2.3)$$

Keterangan

F : Gaya tarik menarik antara dua benda (Newton)

M : massa bumi (kg)

m : massa benda m (kg)

r : jarak antara m1 dan m2 (m)

G : konstanta gayaberat universal ($6.6732 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$)

g : percepatan (m/s^2)

2.1.2 Potensial Gayaberat

Potensial gravitasi adalah energi yang dibutuhkan untuk memindahkan suatu massa dari satu titik ke titik tertentu atau lainnya. Suatu massa pada titik tertentu tersebut tentunya akan menimbulkan medan potensial di sekitarnya. Medan potensial tersebut bersifat konservatif, yang artinya usaha yang dilakukan dalam suatu medan gravitasi tidak tergantung pada lintasan yang ditempuhnya tetapi hanya tergantung pada posisi awal dan akhir. Medan potensial dapat dinyatakan sebagai gradien potensial skalar (Blakely, 1996), seperti pada persamaan

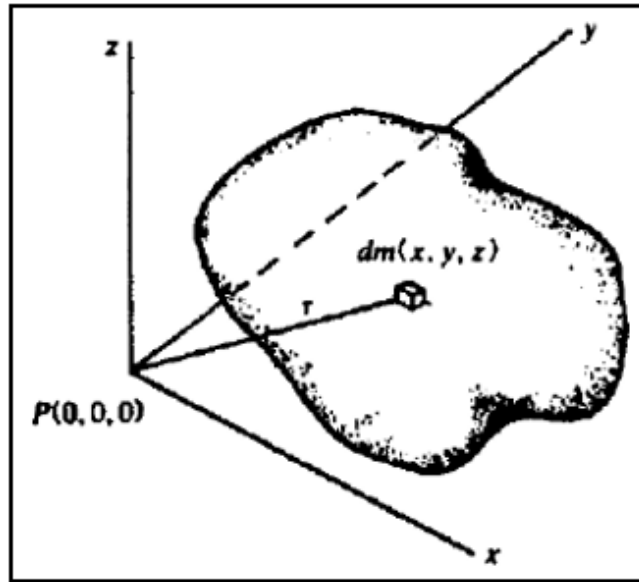
$$g = -\nabla U(r) \quad (2.4)$$

Dari persamaan 2.4 didapati fungsi U disebut potensial gravitasi, sedangkan percepatan g merupakan medan potensial. Tanda negatif pada perumusan 2.4 menandakan bahwa arah gayaberat menuju ke titik yang dituju. Asumsi bahwa bumi dengan massa M bersifat homogen dan berbentuk bola dengan jari-jari R, potensial gravitasi di permukaan dapat didefinisikan dengan persamaan:

$$\nabla U(\hat{r}) = -\frac{F(\hat{r})}{m_2} = -g(\hat{r}) \quad (2.5)$$

$$U(U(\hat{r})) = \int_{\infty}^r (\nabla U) \cdot dr = - \int_{\infty}^r g \cdot dr \quad (2.6)$$

$$U(r) = -Gm \int_{\infty}^r \frac{dr}{r^2} = G \frac{m}{r} \quad (2.7)$$



Gambar 2.2 Potensial massa tiga dimensi (Telford,1990)

Berdasarkan persamaan (2.7) potensial yang disebabkan oleh elemen massa dm pada titik (x, y, z) dengan r jarak dari $P(0,0,0)$ adalah:

$$dU = G \frac{dm}{r} = G\rho \frac{dx dy dz}{r} \quad (2.8)$$

dimana $\rho(x, y, z)$ adalah densitas dan $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$

sedangkan potensial total dari massa :

$$U = G \int_X \int_Y \int_Z \frac{\rho}{r} dx dy dz \quad (2.9)$$

Dengan g adalah percepatan gravitasi pada sumbu z arah vertikal dan dengan asumsi bahwa nilai ρ konstan, maka nilai g menjadi :

$$g = -\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right) = G \rho \int_X \int_Y \int_Z \frac{z}{r^3} dx dy dz \quad (2.10)$$

dimana :

U = potensial gravitasi medan

g = Percepatan gravitasi

m = massa benda

r = jari jari benda

2.2 Koreksi Data Gaya Berat

Pada pengolahan data gayaberat dilakukan proses reduksi dengan menggunakan koreksi data gayaberat. Koreksi data gayaberat dipengaruhi oleh 5 faktor yaitu lintang, ketinggian, topografi, pasang surut dan variasi densitas bawah permukaan (Telford,1990)

2.2.1 Koreksi *Spheroid*

Bentuk bumi tidak sepenuhnya bulat dan nilai percepatan gravitasi di kutub dan di equator akan berbeda. Oleh karena itu dilakukan koreksi atau pendekatan bentuk bumi berbentuk *spheroid*. Bentuk bumi mendekati *spheroid* sehingga digunakan *spheroid* referensi sebagai pendekatan muka laut rata-rata (*geoid*), dan mengabaikan efek benda di atasnya. Formula yang digunakan untuk menghitung nilai gayaberat teoritis pada lintang (ϕ) tertentu yaitu :*ti*

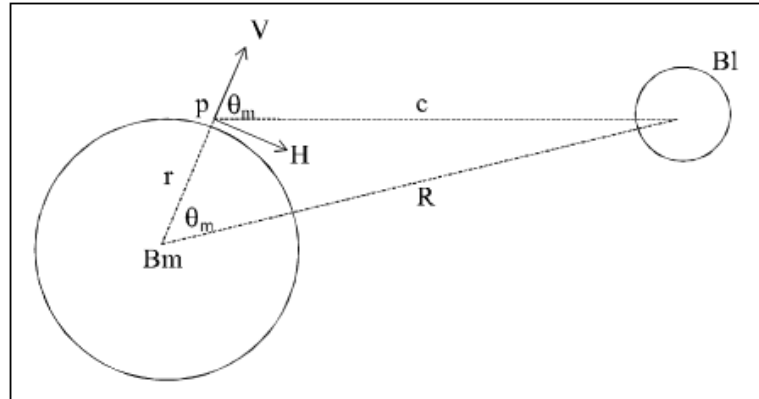
$$g(\phi) = 978031.8(1+0.005304\sin^2\phi+0.0000059\sin^22\phi) \quad (2.11)$$

dimana : ϕ = sudut lintang dalam radian

2.2.2 Koreksi Pasang Surut (Tidal)

Koreksi tidal merupakan koreksi akibat pengaruh bulan dan matahari terhadap hasil bacaan dari gravimeter relatif. Harga koreksi ini bergantung pada posisi lintang dan waktu pengambilan data gayaberat. Efek gayaberat di titik pada permukaan bumi adalah sebagai berikut (Longman, 1959): Koreksi tidal dapat digambarkan dengan Gambar 2.3 dimana pengaruh potensial di titik P memiliki pengaruh terhadap benda

di luarnya yaitu pusat massa bulan dan disimbolkan dengan Bl. Selain berpengaruh terhadap Bl atau bulan potensial di titik P juga berpengaruh terhadap Bm yaitu pusat massa bumi. Antara titik P, pusat massa Bl dan pusat massa Bm memiliki hubungan yang digambarkan pada Gambar 2.3 dan perumusan potensial di titik P seperti pada persamaan 2.12.



Gambar 2.3 Skematik pengaruh gayaberat bulan terhadap titik P di permukaan bumi
(Longman 1959)

$$U_p = G(r) \left[\left(\frac{c}{R} \right)^3 \left(\cos 2\theta_m + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{6} \frac{r}{c} \left(\frac{c}{R} \right)^4 (5 \cos 3\theta_m + 3 \cos \theta_m) \right] \quad (2.12)$$

keterangan: U_p = potensial di titik p akibat pengaruh bulan

θ_m = posisi lintang

Bl = bulan

Bm = bumi

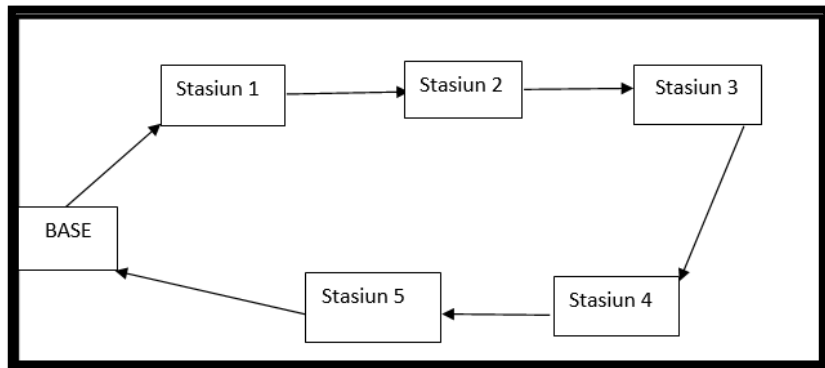
c = jarak rata-rata ke bulan

r = jari-jari bumi ke titik p

R = jarak dari pusat bumi ke bulan

2.2.3 Koreksi *Drift* (Apungan)

Koreksi *Drift* atau apungan adalah koreksi yang dilakukan karena pengukuran pada titik yang sama pada waktu yang berbeda dapat menghasilkan medan gravitasi yang berbeda. Perbedaan pengukuran dapat dilihat dari perbedaan nilai berbeda pada titik yang sama diukur pada pagi dan sore hari. Penyebab perbedaan pembacaan alat tersebut disebabkan oleh faktor alat yang digunakan saat pengukuran. Solusi untuk perbedaan tersebut adalah dengan melakukan *looping* seperti yang ditunjukkan Gambar 2.4.



Gambar 2.4 Ilustrasi Skema *Looping* tertutup

$$drift = \frac{g_{Nakhir} - g_{Nawal}}{t_{akhir} - t_{awal}} (t_{stasiun} - t_{awal}) \quad (2.13)$$

keterangan: $drift$ = koreksi *drift* (mGal)

g_N = *Aliod + tidal* (mGal)

g_{Nakhir} = harga g_N pada pengukuran stasiun terakhir

g_{Nawal} = harga g_N pada pengukuran stasiun awal dalam satu *loop*

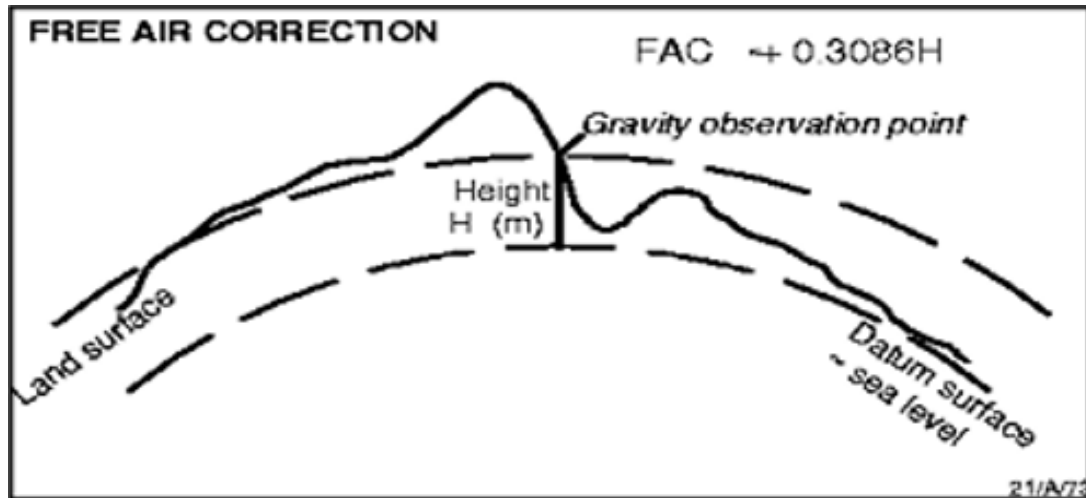
t_{awal} = waktu pengukuran stasiun awal dalam satu *loop*

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

$t_{stasiun}$ = waktu pengukuran stasiun ke-n, dengan $n = 1, 2, 3, 4, 5$.

2.2.4 Koreksi Udara Bebas (*Free-Air Correction*)

Koreksi yang dilakukan akibat adanya perbedaan ketinggian antara titik pengukuran dengan *mean sea level* (muka air laut rata-rata). Hal ini karena medan gravitasi normal berada pada bidang datum $z=0$ sedangkan medan gravitasi terukur dalam G observasi berada pada topografi tertentu.



Gambar 2.5 Perhitungan nilai FAC (Zhou, 1990)

$$FAA = g_{obs} - g(\Phi) + 0.3085h \quad (2.14)$$

Keterangan:

FAA : *free air correction*

g_{obs} : nilai hasil bacaan medan gravitasi

$g(\Phi)$: nilai bacaan medan gravitasi terkoreksi lintang

h : ketinggian

2.2.5 Koreksi Bouguer

Koreksi ini digunakan untuk menghilangkan efek tarikan suatu massa yang berada di antara titik pengamatan dan titik acuan dengan asumsi lapisan batuan tersebut berupa *slab* tak berhingga. Besar koreksi ini adalah :

$$BC = 0.04188 h\rho$$

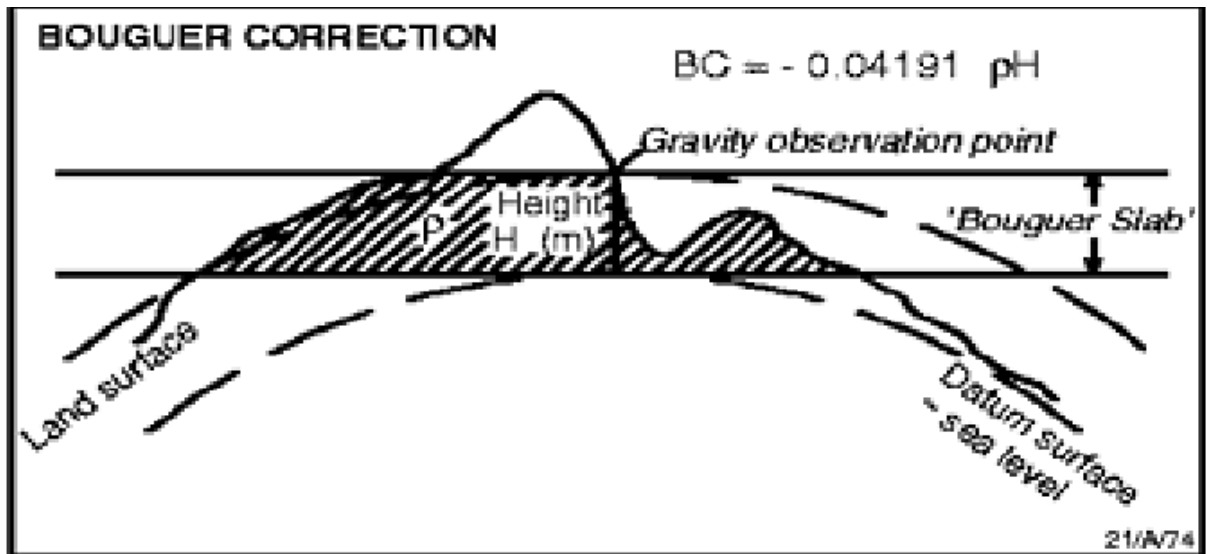
(2.15)

Keterangan:

BC : koreksi Bouguer (mGal)

h : elevasi (m)

ρ : massa jenis (gr/cc)



Gambar 2.6 Pengukuran Koreksi Bouguer (Zhou, 1990)

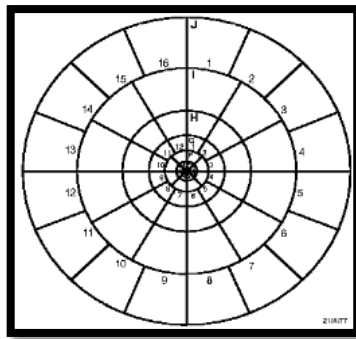
Setelah BC ditentukan, anomali gayaberat menjadi *Simple Bouguer Anomaly* sehingga persamaannya menjadi

$$SBA = FAA - BC$$

(2.16)

2.2.6 Koreksi *Terrain*

Koreksi *terrain* akan menghilangkan pengaruh topografi permukaan yang cenderung berundulasi atau kasar dengan perbedaan elevasi yang besar, seperti adanya bukit atau lembah di sekitar titik pengukuran. Koreksi *terrain* dilakukan dengan metode grafik yang menggunakan *chart* yang dibuat oleh Hammer pada tahun 1939.



Gambar 2.7 Hammer Chart untuk Menghitung Koreksi Medan (Reynolds, 1997)

Koreksi medan dihitung menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$TC = \frac{2\pi G\rho}{n}(r_L - r_D) + \left(\sqrt{r_L^2 - z^2}\right) - \left(\sqrt{r_D^2 - z^2}\right) \quad (2.17)$$

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

ρ = densitas batuan rata-rata

2.3 Analisis Spektral

Analisis spektral termasuk dalam metode gayaberat. Analisis spektral dilakukan untuk estimasi lebar *window* dan kedalaman anomali data gayaberat. Analisis spektral digunakan untuk membandingkan respons spektral dari berbagai *filtering*. Pada analisis spektral dilakukan dengan transformasi *diskret fourier* pada lintasan yang telah ditentukan.

Spektrum diturunkan dari potensial gayaberat yang teramati pada suatu bidang horizontal dimana transformasi Fouriernya adalah sebagai berikut (Blakely, 1995):

$$F(U) = \gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \quad \text{dan} \quad F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (2.18)$$

keterangan: U = potensial gayaberat

γ = konstanta gayaberat

μ = anomali rapat massa

r = jarak

sehingga formula di atas menjadi:

$$F(U) = 2\pi \gamma\mu \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (2.19)$$

Transformasi Fourier anomali gayaberat dapat diamati pada bidang horizontal adalah:

$$\begin{aligned} F(g_z) &= \gamma\mu F\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) \\ &= \gamma\mu \frac{\partial}{\partial z} F\left(\frac{1}{r}\right) \end{aligned} \quad (2.20)$$

keterangan: g_z = anomali gayaberat

- z_0 = ketinggian titik amat
- k = bilangan gelombang
- z = kedalaman benda anomali

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:

$$A = C e^{|k|(z_0 - z')} \tag{2.21}$$

dengan: A = amplitudo dan 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 dilogartimkan sehingga menghasilkan grafik antara k dengan $\ln A$ yang linier dimana komponen k menjadi berbanding lurus dengan spektrum amplitudo.

$$\ln A = |k|(z_0 - z') + \ln C \tag{2.22}$$

Berdasarkan persamaan di atas, melalui regresi linier akan didapat batas antara anomali regional dan residual. Nilai k pada batas tersebut diambil sebagai penentu lebar jendela.

$$N = \frac{2\pi}{k \Delta x} \quad \text{dan} \quad \lambda = N \cdot \Delta x \tag{2.23}$$

- keterangan: N = lebar jendela k = bilangan gelombang
- Δx = spasi grid λ = panjang gelombang

2.4 Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Anomali data gayaberat dalam akuisisi metode gayaberat merupakan anomali yang mungkin terukur di permukaan. Oleh karena itu perlu dilakukan pemisahan anomali residual atau anomali dengan skala kecil dan anomali regional atau anomali dengan skala besar. Pemisahan tersebut dilakukan untuk keperluan interpretasi target. Pemisahan anomali residual dan regional dilakukan dengan beberapa cara yaitu Metode *Moving Average* dan untuk menentukan batas struktur sesar dilakukan teknik *Second Vertical Derivative*.

2.4.1 *Moving Average*

Salah satu metode yang dapat digunakan untuk memisahkan anomali gayaberat target dan *noise* adalah dengan menggunakan metode perata-rataan bergerak (*moving average*). Metode ini dilakukan dengan merata-ratakan nilai anomali gayaberat Bouguer. Hasil dari metode *moving average* adalah anomali regional yang merupakan perwakilan dari target dalam. Sementara itu, anomali residual didapat dari selisih antara anomali Bouguer dengan anomali regional, dimana anomali residual mewakili target *event* yang lebih dangkal.

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

$$\Delta g_r(i) = \frac{\Delta g(i-n) + \dots + \Delta g(i) + \dots + \Delta g(i+n)}{N} \quad (2.24)$$

Sedangkan penerapan *moving average* untuk kasus dua dimensi, nilai Δg_r pada suatu titik dihitung dengan merata-ratakan semua nilai g dalam sebuah kotak persegi dengan titik pusatnya adalah titik yang nilai Δg_r -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 2.8 Penerapan *moving average* dengan Lebar Jendela 7 x 7

Berdasarkan pada **Gambar 2.8**, harga Δg_{r44} diperoleh dengan menjumlahkan semua nilai g dalam persegi kemudian dibagi dengan banyaknya titik dalam persegi. Secara matematis dapat ditulis sebagai berikut:

$$\Delta g_{r44} = \frac{1}{49} (\Delta g_{11} + \Delta g_{12} + \Delta g_{13} + \Delta g_{14} + \dots + \Delta g_{77}) \quad (2.25)$$

2.4.2 *Second Vertical Derivative (SVD)*

Metode *moving average* dengan metode *Second Vertical Derivative* memiliki perbedaan yaitu bila pada metode *moving average* anomali residual diestimasi melalui anomali regionalnya, sedangkan pada metode *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:

$$\nabla^2 U = 0 \quad (2.26)$$

Untuk metode gayaberat:

$$\nabla^2 \Delta g(x, y, z) = 0 \quad (2.27)$$

$$\frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta z^2} = 0 \quad (2.28)$$

Untuk SVD, persamaan (2.28) menjadi:

$$\frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta z^2} = - \left(\frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta y^2} \right) \quad (2.29)$$

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

$$\frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta z^2} = - \left(\frac{\delta^2 \Delta g(x,y,z)}{\delta x^2} \right) \quad (2.30)$$

Berdasarkan persamaan di atas dapat diketahui bahwa *Second Vertical Derivative* dari suatu anomali gayaberat permukaan sama dengan negatif dari turunan orde dua horizontalnya, artinya bahwa anomali *Second Vertical Derivative* dapat melalui turunan orde dua horizontalnya yang lebih praktis dikerjakan.

Terdapat beberapa operator *filter Second Vertical Derivative* dalam penelitian ini penulis menggunakan operator *filter Second Vertical Derivative* hasil perhitungan Elkins seperti pada Gambar 2.8.

Untuk data anomali gayaberat dalam grid teratur, anomali *Second Vertical Derivative* dapat diturunkan melalui proses *filtering* dimana persamaan konvolusinya diberikan oleh :

$$\Delta g_{svd}(\Delta x, \Delta y) \approx \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) F(x - \Delta x, y - \Delta y) dx dy \quad (2.31)$$

dimana F adalah *filter Second Vertical Derivative* sesuai dengan persamaan (2.31) dan Δg adalah anomali gayaberat sebagai data *input*.

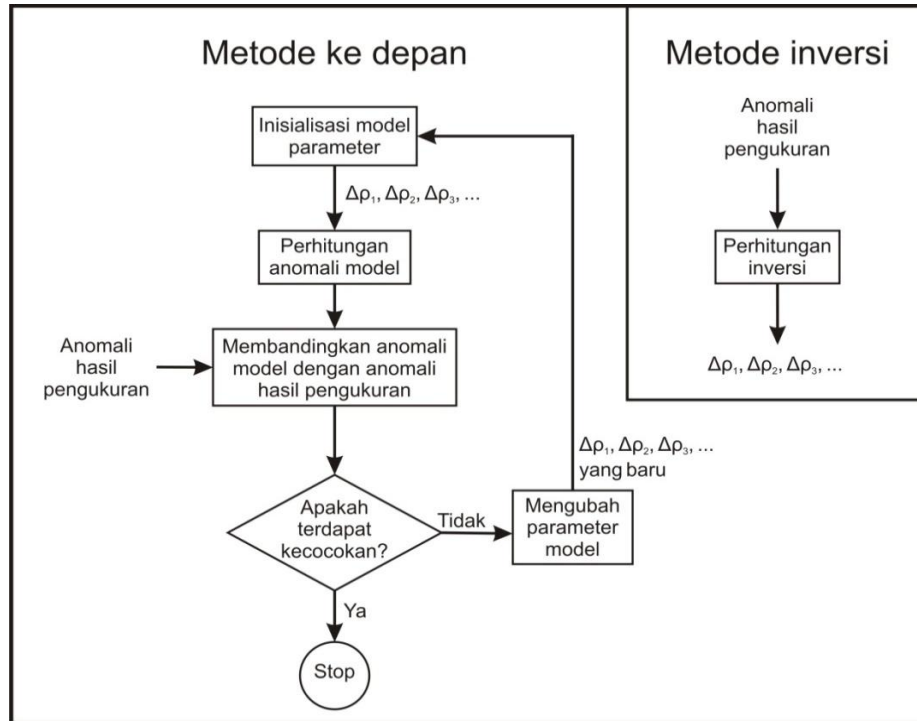
Henderson & Ziets (1949)				
0.0000	0.0000	-0.0838	0.0000	0.0000
0.0000	+1.0000	-2.6667	+1.0000	0.0000
-0.0838	-2.6667	+17.000	-2.6667	-0.0838
0.0000	+1.0000	-2.6667	+1.0000	0.0000
0.0000	0.0000	-0.0838	0.0000	0.0000
Elkins (1951)				
0.0000	-0.0833	0.0000	-0.0833	0.0000
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0.0000	-0.0334	+1.0668	-0.0334	0.0000
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0.0000	-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	+-.0416	0.0000

Gambar 2.9 Berbagai Koefisien *Filter SVD*

2.5 Pemodelan Data Gayaberat

Persebaran densitas bawah permukaan dapat digambarkan dengan melakukan *forward modeling* (*forward modeling*) dan pemodelan inversi (*inverse modeling*). 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 (Blakely, 1995).



Gambar 2.10 Diagram alir pengerjaan *forward modeling* dan inversi data gayaberat (Modifikasi dari Blakely, 1995).

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.

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 objektif untuk menyesuaikan antara model dengan data lapangan. Komponen vertikal dari medan gayaberat pada observasi ke-*i* dan lokasi diberikan dengan persamaan berikut ini:

$$F_z(\vec{r}_0) = \gamma \int_v \rho(\vec{r}) \frac{z-z_0}{|r-r_i|^3} dv \quad (2.32)$$

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

$$\phi_d = \left\| W_d (d - d^{obs}) \right\|^2 \quad (2.33)$$

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 adalah σ_i standar deviasi datum ke-*i*. Model yang diterima adalah model yang menyebabkan ϕ_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 (ρ_0). Fungsi obyektif adalah sebagai berikut:

$$\begin{aligned} \phi_m = & \alpha_s \int_v w_s w^2(z)(\rho - \rho_0)^2 dv + \alpha_x \int_v w_x \left(\frac{\partial w(z)(\rho - \rho_0)}{\partial x} \right) dv + \\ & \alpha_y \int_v w_y \left(\frac{\partial w(z)(\rho - \rho_0)}{\partial y} \right) dv + \alpha_z \int_v w_z \left(\frac{\partial w(z)(\rho - \rho_0)}{\partial z} \right) dv \end{aligned} \quad (2.34)$$

dimana fungsi w_s , w_x , w_y , dan w_z adalah fungsi bobot spasial sedangkan α_s , α_x , α_y , dan α_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 ρ_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 survey 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. Solusi numerik ke dalam *problem* inversi diperoleh dengan melakukan pembagian wilayah sumber ke dalam beberapa sel dengan *mesh* 3D dan mengasumsikan nilai densitas yang konstan di setiap sel.