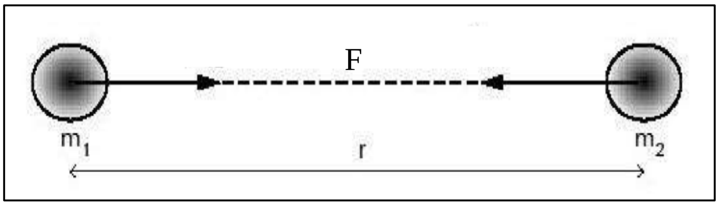
BAB II
TEORI DASAR

2.1 Konsep Dasar Gayaberat

Teori yang paling mendasar dalam metode gayaberat adalah hukum Newton menjelasakan tentang gaya tarik menarik antara dua buah benda yang mempunyai massa M dan m dengan jarak antara dua titik pusat partikel terebut r terlihat pada Gambar 2.1 (Grant dan West, 1965) .



Gambar 2.1 Gaya Tarik Menarik antara Dua Benda (Rosid, 2005).

Kedua benda tertentu yang dipisahkan oleh jarak tertentu akan memiliki gaya tarik menarik yang besarnya dinyatakan oleh persamaan berikut:

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

Newton juga mendefinisikan hubungan antara gaya dan percepatan. Hukum II Newton tentang gerak menyatakan gaya sebanding dengan perkalian massa benda dengan percepatan yang dialami benda tersebut

$$\bar{F} = m_2 g \tag{2.2}$$

Jika persamaan (2.1) dan (2.2) disubsitusi maka akan didapatkan persamaan :

$$\bar{F}(r) = G\frac{m_1 . m_2}{r^2}\hat{R} = m_2 g(r) \tag{2.3}$$

$$g(r) = G\frac{m_1}{r^2}\hat{R} \tag{2.4}$$

dimana :

$\bar{F}$: gaya tarik menarik (N)

G : konstanta Gravitasi Universal (6,67 x 10^{-11} m^3 kg s^{-2})

m_1, m_2 : massa benda 1 dan massa benda 2 (kg)

r : jarak antara dua buah benda (m)

$\hat{r}$: vektor satuan (m)

2.2 Satuan Gayaberat

Satuan gayaberat *g* yang menyatakan percepatan gravitasi dalam sistem MKS adalah m/s^2 dan dalam sistem CGS adalah cm/s^2. Pengukuran percepatan gravitasi pertama kali dilakukan oleh *Galileo*.

Untuk menghormati *Galileo*, kemudian didefinisikan :

$$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2 = 10^{-2} \text{ m/s}^2 \text{ (dalam CGS)}$$

Satuan anomali gayaberat dalam kegiatan eksplorasi diberikan dalam orde miligall (mGal):

$$1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal}$$

$$1\ \mu\text{Gal} = 10\text{-}3\ \text{ mGal} = 10^{-6} \text{ Gal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$$

Dalam satuan MKS, gravitasi diukur dalam g.u.(*gravity unit*) atau $\mu m/s^2$ (Octonovrilna, 2009):

$$1 \quad \text{mGal} = 10 \text{ g.u.} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

2.3 Koreksi Data Gayaberat

Pengukuran gayaberat di suatu titik di permukaan bumi yang diukur dengan alat gravimeter dipengaruhi oleh faktor-faktor seperti variasi topografi dan ketinggian, pengaruh pasang surut, guncangan pegas, posisi lintang, serta variasi densitas bawah permukaan. Oleh karena itu, diperlukan adanya beberapa koreksi terhadap nilai gayaberat yang terukur untuk mendapatkan variasi densitas bawah permukaan bumi saja. Koreksi yang dilakukan meliputi spheroid referensi dan geoid, koreksi *tidal*, koreksi *drift*/apungan, koreksi *free- air*, koreksi bouguer, dan koreksi *terrain* (topografi).

2.3.1 Koreksi Spheroid referensi dan Geoid

Spheroid referensi adalah suatu *elipsoid oblate* yang digunakan sebagai pendekatan untuk muka laut rata-rata (*geoid*) dengan mengabaikan efek benda di atasnya.

Spheroid referensi diberikan oleh persamaan berikut ini (Woolard, 1979).

$$g(\phi) = 978031846\ (1 + 0.002885 sin^2 \emptyset + 0.00023462 sin^4 \emptyset) \quad (2.5)$$

dimana

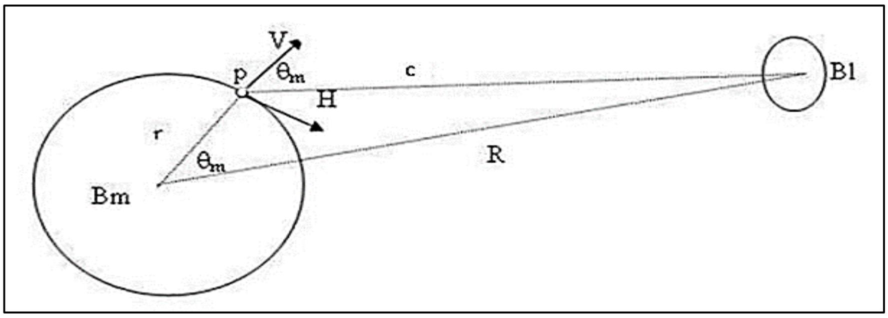
ϕ : sudut lintang (radians)

g(ϕ) : gayaberat normal pada lintang ϕ (mGal)

Geoid yaitu permukaan equipotensial yang dianggap sebagai muka laut rata- rata dimana adanya efek elevasi di daratan, depresi di bagian lautan dan efek variasi rapat massa lainnya.

2.3.2 Koreksi Pasang Surut (*tidal correction*)

Koreksi pasang surut pada pengukuran gayaberat dilakukan untuk memperhitungkan pengaruh gayaberat dari benda-benda di luar bumi seperti matahari dan bulan. Harga koreksi ini bergantung pada posisi lintang dan waktu pengambilan data gayaberat. Efek gayaberat di titik P pada permukaan bumi adalah sebagai berikut (Longman, 1959):



Gambar 2.2 Skematik Pengaruh Gayaberat Bulan Terhadap Titik P di Permukaan Bumi (Kadir, 2000).

Persamaan nilai koreksi pasang surut yaitu :

$$U_p = G(r)\left(\left(\frac{c}{R}\right)^3\left(cos2\theta_m + \frac{1}{3}\right) + \frac{1}{6}\frac{r}{c}\left(\frac{c}{R}\right)^4\right)(5cos3\theta_m + 3cos\theta_m) \quad (2.6)$$

dimana:

Up : potensial di titik P akibat pengaruh bulan (mGal)

θ_m : posisi Lintang (radian)

Bl : bulan

Bm : bumi

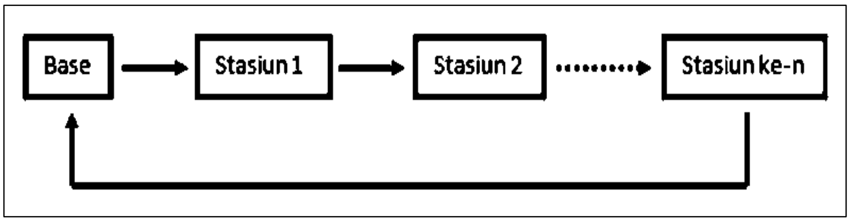
c : jarak rata-rata ke bulan (Km)

r : jari-jari bumi ke titik P (Km)

R : jarak dari pusat bumi ke bulan (Km)

2.3.3 Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Koreksi *drift*/apungan dilakukan karena adanya perbedaan pembacaan gayaberat di stasiun yang sama pada waktu yang berbeda, yang diakibatkan oleh adanya guncangan pegas pada alat gravimeter selama proses transportasi dari stasiun satu ke stasiun lainnya selama proses pengukuran. Untuk mengetahui besar penyimpangan tersebut, maka akuisisi data dibuat dalam suatu rangkaian tertutup dengan mengasumsikan penyimpangan linier pada selang waktu tertentu.



Gambar 2.3 Desain Pengambilan Data Gayaberat Rangkaian Tertutup (*Looping*).

Maka nilai koreksi apungan yaitu :

$$Drift = \frac{g_{akhir} - g_{awal}}{t_{akhir} - t_{awal}} \left(t_{stasiun} - t_{awal}\right) \tag{2.7}$$

dimana :

Drift : koreksi drift (mGal)

g_{akhir} : harga gravitimeter pada pengukuran stasiun terakhir dalam loop (mGal)

g_{awal} : harga gravitimeter pada pengukuran stasiun awal dalam loop (mGal)

t_{awal} : waktu pengukuran stasiun awal dalam satu loop (sekon)

t_{akhir} : waktu pengukuran stasiun akhir dalam satu loop (sekon)

$t_{stasiun}$: waktu pengukuran stasiun ke-n (sekon)

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

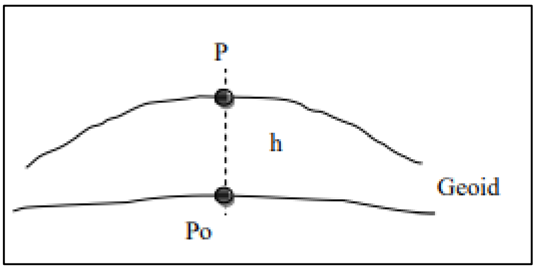
Koreksi udara bebas (*Free- Air*) untuk mengkompensasi ketinggian antara titik pengamatan dan datum (mean sea level). Nilai koreksi di lintang 45^{o} atau -45^{o} adalah -0.3086 mGal/m.

$$FAC = -0.3086\,h \text{ (mGal)} \tag{2.8}$$

dimana: :

FAC : koreksi udara bebas (mGal)

h : ketinggian permukaan dari datum (msl) (meter)

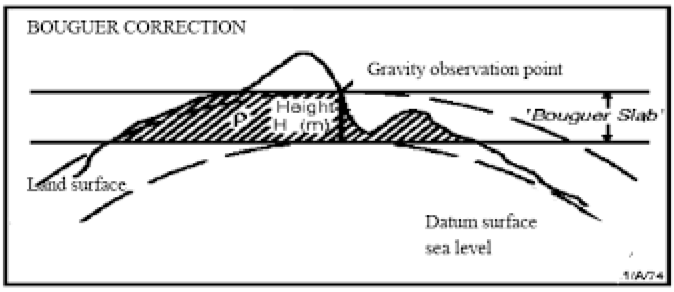


Gambar 2.4 Titik Amat P Pada ketinggian h Terhadap Permukaan Acuan (Sutopo, 2008).

2.3.5 Koreksi Bouguer

Koreksi ini dilakukan karena adanya gayaberat massa di antara bidang referensi muka air laut sampai titik pengukuran sehingga nilai gayaberat terukur bertambah. Dua asumsi yang digunakan dalam menurunkan koreksi Bouguer adalah bahwa *slab* memiliki densitas yang seragam dan dengan pendekatan benda berupa *slab* tak berhingga dengan ketebalan L. Koreksi Bouguer diberikan oleh persamaan berikut ini:

$$BC = 2\pi\gamma\rho = 0.04192\,\rho\,h \text{ (mGal)} \tag{2.9}$$



Gambar 2.5 Koreksi Bouguer terhadap Data Gayaberat (Zhou, 1990).

dimana :

BC : koreksi bouguer (mGal)

ρ : densitas *slab* (gr/cm^3)

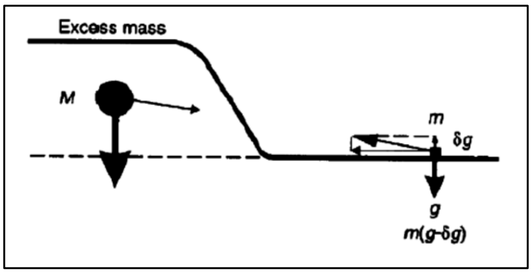
h : ketinggian dari atas permukaan laut (meter).

Maka Simple Bouguer Anomaly dengan persamaan sebagai berikut:

$$SBA = g_{obs} - g(\phi) + \mathrm{FAC} - \mathrm{BC} \quad (2.10)$$

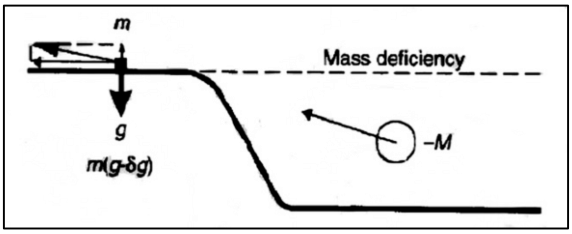
2.3.6 Koreksi Topografi (*terrain correction*)

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. Jika stasiun pengukuran berada dekat dengan gunung (*high terrain*), maka akan terdapat gaya ke atas yang menarik pegas pada gravimeter yang digunakan, sehingga akan mengurangi nilai pembacaan gravitasi.



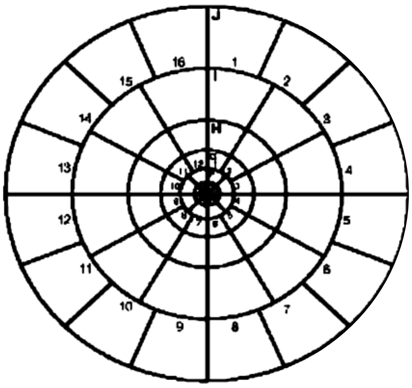
Gambar 2.6 Stasiun yang Berada Dekat dengan Gunung (Reynolds, 1997).

Apabila stasiun pengukuran berada dekat dengan lembah, maka akan ada gaya kebawah yang hilang sehingga pegas gravimeter akan tertarik keatas, hal ini akan menguragi pembacaan nilai gravitasi.



Gambar 2.7 Stasiun yang Berada Dekat dengan Lembah (Reynolds, 1997).

Koreksi topografi dilakukan dengan metode grafik yang menggunakan *chart* yang dibuat oleh Hammer (1939).



Gambar 2.8 Hammer Chart untuk Menghitung Koreksi Medan.

Koreksi medan dihitung menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$TC = \left(\frac{2\pi G\rho}{N}\left[r_L - r_D + \sqrt{r_L^2 + z^2} - \sqrt{r_D^2 + z^2}\right]\right) \quad (2.11)$$

dimana:

TC : gravitasi terkoreksi medan (mGal)

G : konstanta gaya berat umum (6,67 x 10^{-11} m^3 kg s^{-2})

N : jumlah kompartemen pada zona yang digunakan

z : perbedaan elevasi rata-rata kompartemen dan titik pengukuran

r_L : jari – jari radius luar (m)

r_D : jari – jari radius dalam (m)

p : densitas batuan rata-rata (gr/cc)

2.4 Analisis Spektral

Analisis spektrum dilakukan untuk mengestimasi lebar jendela dan mengestimasi kedalaman dari anomali gayaberat. Selain itu analisis spektral juga dapat digunakan untuk membandingkan respon spektrum dari berbagai metode *filtering*. Analisis spektral dilakukan dengan mentransformasi fourier lintasan-lintasan yang telah ditentukan. Spektrum diturunkan dari potensial gayaberat yang teramati pada suatu bidang horizontal dimana transformasi fouriernya sebagai berikut (Blakely, 1995):

$$F(U) = \gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \; dan \; F\left(\frac{1}{R}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|\left(z_{0-z'}\right)}}{|k|} \tag{2.12}$$

Maka persamaan menjadi

$$F(U) = 2\pi\gamma\mu \frac{e^{|k|\left(z_{0-z'}\right)}}{|k|} \tag{2.13}$$

dimana :

U : potensial gayaberat

μ : anomali rapat massa

γ : konstanta gayaberat (6,67 x 10^{-11} m^3 kg s^{-2})

r : jarak (meter)

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

$$F(g_z) = \gamma\mu F\left(\frac{\partial}{\partial z}\frac{1}{r}\right) = \gamma\mu \frac{\partial}{\partial z} F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi\gamma\mu e^{|k|\left(z_{0-z'}\right)} \tag{2.14}$$

dimana:

g_z : anomali gaya berat

z_0 : ketinggian titik amat

k : bilangan gelombang

z : kedalaman benda anomali

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

$$A = Ce^{|k|\left(z_{0-z'}\right)} \tag{2.15}$$

dimana:

A : amplitudo

C : konstanta

Estimasi lebar jendela dilakukan untuk menentukan lebar jendela yang akan digunakan untuk memisahkan data regional dan residual. Untuk mendapatkan estimasi lebar jendela yang optimal didapatkan dengan melogaritma-kan spektrum amplitudo yang dihasilkan dari *transformasi fourier* di atas, sehingga memberikan hasil persamaan garis lurus. Komponen k menjadi berbanding lurus dengan spektrum amplitudo.

$$lnA = (z_{0-z'})|k| \tag{2.16}$$

Dari persamaan garis lurus di atas, 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 panjang gelombang (λ) dengan k diperoleh dari persamaan Blakely (1995):

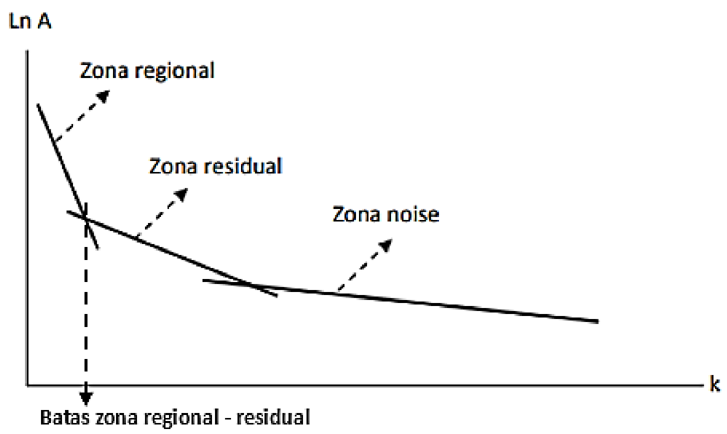
$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad \text{atau} \quad \lambda = \frac{2\pi}{k} \tag{2.17}$$

dimana:

n : lebar jendela

Maka didapatkan estimasi lebar jendelanya yaitu:

$$\lambda = n\,.\,\Delta x \quad \text{atau} \quad n = \frac{\lambda}{\Delta x} = \frac{2\pi}{k\Delta x} \tag{2.18}$$



Gambar 2.9 Kurva Pemisahan Zona Regional, Zona Residual dan Zona Noise.

Untuk estimasi kedalaman diperoleh dari nilai gradien persamaan garis lurus di atas. Nilai gradien hasil regresi linier zona regional menunjukkan kedalaman regional dan nilai hasil regresi linier zona residual menunjukkan kedalaman residual.

2.5 *Moving Average*

Nilai anomali Baouguer yang terukur di permukaan merupakan gabungan dari beberapa sumber anomali dan struktur. Sehingga perlu dilakukan pemisahan anomali untuk memperoleh anomali target yang akan dicari. Metode *Moving Average* merupakan salah satu cara untuk memisahkan anomali regional, residual dan noise. Metode ini dilakukan dengan merataratakan nilai anomalinya dan akan menghasilkan anomali regional. Nilai anomali residual didapatkan dengan mengurangkan data hasil pengukuran dengan anomali regionalnya. Secara matematis persamaan *Moving Average* untuk satu dimensi yaitu:

$$\Delta g_{reg}(i) = \frac{\Delta g(i-n)+\cdots+\Delta g(i)+\cdots+\Delta g(i+n)}{N} \qquad (2.19)$$

$$\Delta g_{res} = \Delta g - \Delta g_{reg} \qquad (2.20)$$

dimana :

i : nomor stasiun (i=1, 2, 3, ..., m)

N : lebar jendela

Δg_{reg} : nilai anomali regional

Δg_{res} : nilai anomali residual

Δg : nilai anomali bouguer

Sedangkan penerapan *Moving Average* pada kasus 2D, nilai Δg_{reg} pada suatu titik dapat dihitung dengan metara-ratakan semua nilai Δg di dalam sebuah kotak persegi dengan titik pusat adalah titik yang akan dihitung harga Δg_{reg}. Misalkan *Moving Average* dengan lebar jendela (*windows*) 5x5 (Gambar 2.10), maka:

$$\Delta g_{reg}33 = \frac{1}{25}(\Delta g_{11} + \Delta g_{12} + \Delta g_{13} + \Delta g_{14} + \cdots + \Delta g_{55}) \qquad (2.21)$$

• g11	• g12	• g13	• g14	• g15
• g21	• g22	• g23	• g24	• g25
• g31	• g32	• g33	• g34	• g35
• g41	• g42	• g43	• g44	• g45
• g51	• g52	• g53	• g54	• g55

Gambar 2.10 Penerapan *Moving Average* dengan Lebar Window 5x5.

2.6 *Second Vertical Derivative* (SVD)

Second Vertical Derivarive (SVD) dilakukan untuk memunculkan efek dangkal dari pengaruh regionalnya dan untuk menentukan batas-batas struktur yang ada pada daerah penelitian. Metode *Second Vertical Derivative* bersifat *high pass filter*, sehingga dapat menggambarkan anomali residual yang berasosiasi dengan struktur dangkal yang dapat digunakan untuk mengidentifikasi jenis patahan. Metode SVD dapat digunakan untuk membantu interpretasi jenis struktur terhadap data anomali Bouguer yang diakibatkan oleh adanya struktur patahan turun atau patahan naik (Sarkowi, 2011).

Medan potensial U dengan sumber tidak berada didalamnya akan memenuhi persamaan *Laplace's* sesuai dengan persamaan (Telford dkk., 1976):

$$\nabla^2 U = 0 \tag{2.22}$$

Untuk metode gayaberat, persamaannya sesuai dengan persamaan berikut:

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \tag{2.23}$$

$$\frac{\delta^2 \Delta g}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 \Delta g}{\delta z^2} = 0 \tag{2.24}$$

Untuk SVD persamaannya sesuai dengan persamaan (Telford dkk., 1976*):*

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

Tedapat beberapa operator filter SVD, yang dihitung oleh Henderson dan Zeits (1949) m, Elkins (1951), dan Rosenbach (1952). Dalam penelitian ini, penulis menggunakan filter SVD hasil perhitungan Elkins. Beberapa filter *Second Vertical Derivative* (SVD) dengan berbagai macam operator filter 2D di tunjukan pada Tabel 2.1

Tabel 2.1 Macam-macam Koefisien Filter SVD (Sarkowi, 2011).

Henderson & Zietz (1949)				
0,00	0,00	-0.0838	0,00	0,00
0,00	1,00	-2.6667	1,00	0,00
-0.0838	-2.6667	17,00	-2.6667	-0.0838
0,00	1,00	-2.6667	1,00	0,00
0,00	0,00	0.0838	0,00	0,00
Elkins (1951)				
0,00	-0.0833	0,00	-0.0833	0,00
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0,00	-0.0334	1.0668	-0.0334	0,00
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0,00	-0.0833	0,00	-0.0833	0,00
Rosenbach (1953)				
0,00	-0.0416	0,00	-0.0416	0,00
-0.0416	-0.3332	-0.75	-0.3332	-0.0416
0,00	-0.75	4,00	-0.75	0,00
-0.0416	-0.3332	-0.75	-0.3332	-0.0416
0,00	-0.0416	0,00	-0.0416	0,00

2.7 Pemodelan Struktur Bawah Permukaan

Untuk mendapatkan pola struktur bawah permukaan dari data gayaberat, maka anomali Bouguer hasil pengukuran dan perhitungan harus dilakukan pemodelan baik dengan metode *forward modeling* atau *inverse modeling* sehingga akan diketahui distribusi densitas dan struktur pada daerah penelitian. Selanjutnya berdasarkan distribusi densitas tersebut dilakukan interpretasi dengan menggabungkan data-data geologi yang ada pada daerah tersebut sehingga akan diperoleh struktur bawah permukaan pada daerah tersebut.

2.8 *Forward Modelling*

Pemodelan ke depan adalah suatu proses perhitungan data yang secara teoritis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah permukaan tertentu. Dalam pemodelan dicari suatu model yang cocok atau *fit* dengan data lapangan, sehingga model tersebut dianggap mewakili kondisi bawah permukaan di daerah pengukuran (Grandis, 2009).

Seringkali istilah *forward modelling* digunakan untuk proses *trial and error*. *Trial and error* adalah proses coba-coba atau tebakan untuk memperoleh kesesuaian antara data teoritis dengan data lapangan. Diharapkan dari proses *trial and error* ini diperoleh model yang cocok responnya dengan data (Grandis, 2009).

Menurut Talwani (1959), pemodelan kedepan untuk menghitung efek dari gayaberat model benda di bawah permukaan dengan penampang berbentuk sembarang yang dapat diwakili oleh satu *polygon* bersisi-n dinyatakan sebagai integral garis sepanjang sisi-sisi *polygon.*

$$g_z = 2G\rho \oint z \, d\theta \tag{2.26}$$

Intergral garis tertutup tersebut dinyatakan sebagai jumlah integral garis setiap sisinya, sehingga dapat ditulis sebagai berikut:

$$g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^{n} g_i \tag{2.27}$$

Model benda anomali sembarang oleh Talwani (1959) didekati dengan poligon-poligon dengan sistem koordinat kartesian yang digambarkan seperti di bawah (Gambar 2.11). Untuk benda poligon sederhana, dapat ditunjukkan dengan persamaan sebagai berikut:

$$g_i = \int_b^c \frac{a_i \tan\theta_i}{\tan\emptyset_i - \tan\theta} d\theta \tag{2.28}$$

Sehingga diperoleh:

$$g_i = a_i sin\emptyset_i cos\emptyset_i \left\{(\theta_i + \theta_{i+1}) \ln\left(\frac{cos\theta_i(tan\theta_i - tan\emptyset_i)}{cos\theta_{i+1}\,(tan\theta_{i+1} - tan\emptyset_i)}\right)\right\} \tag{2.29}$$

dengan :

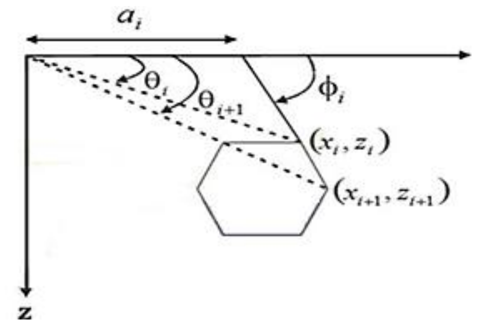
$$a_i = x_{i+1} - z_{i+1} \cot\emptyset_i = x_{i+1} - z_{i+1}\left(\frac{x_{i+1} + x_i}{z_{i+1} - zi}\right) \tag{2.30}$$

$$\theta_i = tan^{-1}\frac{z_i}{x_i} \tag{2.31}$$

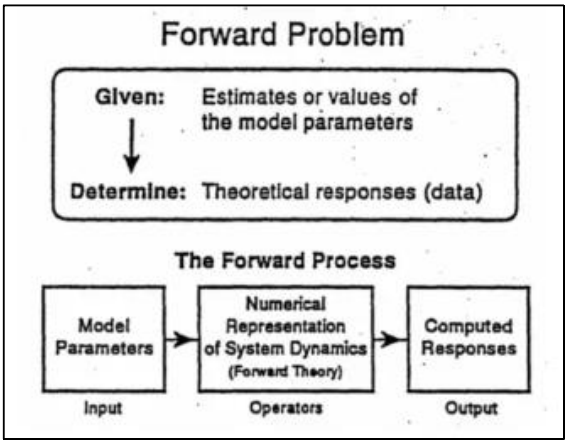
$$\emptyset_i = tan^{-1}\left(\frac{z_{i+1} + z_i}{x_{i+1} - x_i}\right) \tag{2.32}$$

Untuk keperluan komputasi, persamaan di atas ditulis dalam bentuk yang lebih sederhana, dengan mensubstitusikan harga-harga sin Ø, cos Ø, tan Ø dengan koordinat titik sudut poligon dalam sumbu-x dan sumbu-z, sebagai berikut:

$$Z_i = \frac{a_i c}{c^2+1}\left\{\theta_i - \theta_{i+1} + \frac{1}{2} c \left(\frac{x_{i+1}^2 - z_{i+1}^2}{x_i^2 - z_i^2}\right)\right\} \quad (2.33)$$



Gambar 2.11 Efek Gayaberat Poligon menurut Talwani (1959).



Gambar 2.12 Alur Pemodelan *Forward* (Meju, 1994).

2.9 *Inverse Modeling*

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.

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.

Model referensi dan 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.