

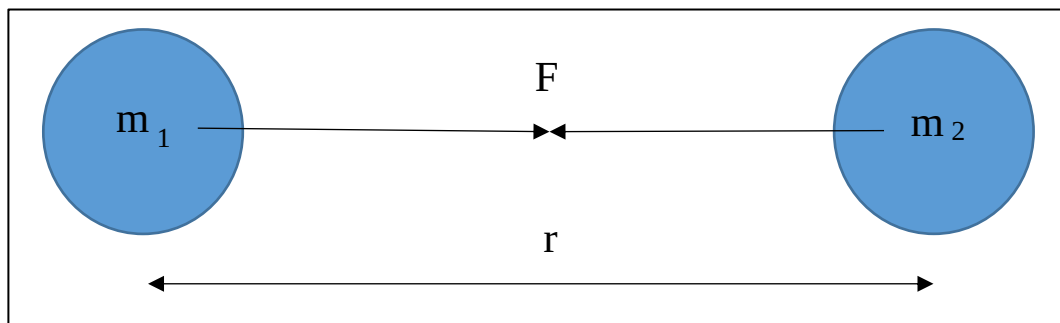
BAB II

TEORI DASAR

2.1 Konsep Dasar Metode Gayaberat

Metode gayaberat merupakan salah satu metode yang didasarkan pada pengukuran medan gravitasi bumi. Pengaplikasian metode gayaberat dapat dilakukan di permukaan bumi, di lautan, dan di udara. Dalam metode gayaberat yang dipelajari adalah variasi medan gravitasi bumi yang diakibatkan adanya rapat massa batuan di bawah permukaan, sehingga yang diteliti dalam pelaksanaannya merupakan perbedaan medan gravitasi bumi dari suatu titik observasi lainnya. Metode gayaberat secara umum digunakan dalam eksplorasi jebakan minyak (*oil trap*). Selain itu, metode gayaberat banyak juga digunakan dalam eksplorasi mineral dan lainnya (Kearey, 2002).

Konsep dasar pada metode gayaberat adalah Hukum Newton tentang gravitasi. Gaya tarik menarik suatu benda dengan benda yang lainnya adalah sebanding dengan massa kedua benda tersebut dan berbanding terbalik antara jarak kuadrat dengan pusat massa kedua benda tersebut, hal itu yang dinamakan dengan konsep Hukum gravitasi Newton (Telford, 1990). Ilustrasi variabel-variabel dalam Hukum gravitasi Newton terdapat pada **Gambar 2.1**



Gambar 2.1 Hukum Newton tentang gaya tarik menarik antar dua buah benda

Hukum gravitasi Newton:

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

Hukum tersebut menyatakan bahwa gaya tarik menarik (F) dihasilkan antara dua buah massa (m_1 dan m_2) memiliki dimensi yang kecil dengan jarak (r) antara keduanya, dan G merupakan nilai konstanta gayaberat universal yaitu ($6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$)

Dalam pengukuran gayaberat yang diukur adalah percepatan gravitasi bukan gaya gravitasi. Telah dijelaskan oleh Hukum Newton II hubungan antara keduanya yang menyatakan bahwa suatu gaya adalah hasil perkalian antara massa suatu benda dengan percepatan (a) benda tersebut. Jika percepatan berarah vertikal, maka percepatan yang berlaku adalah percepatan gravitasi (g). Hukum Newton mengenai gerak Newton, yaitu:

$$F = m \cdot g \quad (2.2)$$

Jika persamaan (2.1) dan (2.2) disubstitusikan maka akan didapatkan persamaan (2.3) :

$$G \frac{m_1 m_2}{r^2} = m \cdot g \quad (2.3)$$

Gaya pada persamaan (2.3) dihubungkan dengan percepatan ditunjukkan dalam persamaan sebagai berikut:

$$g = G \frac{M}{r^2} \quad (2.4)$$

Percepatan gravitasi di bumi secara teori akan konstan, namun adanya perbedaan variasi gayaberat bumi sebenarnya yang diakibatkan oleh bentuk elipsoid bumi, rotasi bumi, dan relief permukaan bumi yang tidak biasa serta distribusi massa internal yang berbeda-beda.

2.2 Koreksi Data Gayaberat

Secara teori bentuk bumi dianggap bulat sempurna, bersifat homogen (sebaran densitasnya rendah), dan tidak mengalami rotasi. Pada kondisi yang sebenarnya bumi berbentuk spheroid, permukaannya tidak rata, dan mengalami rotasi. Ada lima faktor yang mempengaruhi besar pengukuran gayaberat disuatu titik di permukaan bumi, yaitu lintang, topografi daerah sekitar pengukuran, ketinggian, pasang surut bumi dan variasi densitas bawah permukaan bumi (Telford, 1990).

Dalam pengukuran gayaberat perubahan nilai gravitasi lebih ditunjukkan akibat adanya variasi densitas dibawah permukaan bumi. Padahal nilai gravitasi yang didapatkan saat pengambilan data lapangan telah dipengaruhi oleh beberapa faktor. Adapun beberapa faktor yang mempengaruhi variasi gayaberat di permukaan bumi, diantaranya:

1. Derajat lintang di bumi yang berbeda
2. Adanya pergerakan benda-benda langit
3. Perbedaan ketinggian
4. Efek dari topografi di sekitar daerah pengukuran
5. Rapat massa di tiap-tiap tempat yang berbeda, secara vertikal maupun lateral
6. Perubahan daerah di sekitar daerah penelitian akibat hujan dan banjir.

Maka, pada pengolahan data gayaberat perlu dilakukan beberapa koreksi sehingga hasil yang diperoleh berupa nilai gayaberat yang hanya karena variasi densitas bawah permukaan. Berikut beberapa koreksi gayaberat yang dilakukan antara lain:

2.2.1 Koreksi Pasang Surut (*Tide Correction*)

Untuk menghilangkan pengaruh gravitasi benda-benda di luar bumi seperti matahari dan bulan, yang berubah terhadap lintang dan waktu, maka perlu dilakukan koreksi pasang surut. Dapat menggunakan persamaan Longman (1959) untuk penurunan efek tidal tersebut dan ilustrasi seperti pada **Gambar 2.2**.

$$U_p = G(r) \left[\left(\frac{c}{R} \right)^3 \left(\cos 2\theta_m + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{6} \frac{r}{c} \left(\frac{c}{R} \right)^4 (5 \cos 3\theta_m + 3 \cos \theta_m) \right] \quad (2.5)$$

Dengan:

U_p = potensial dititik P akibat pengaruh bulan

θ_m = posisi lintang

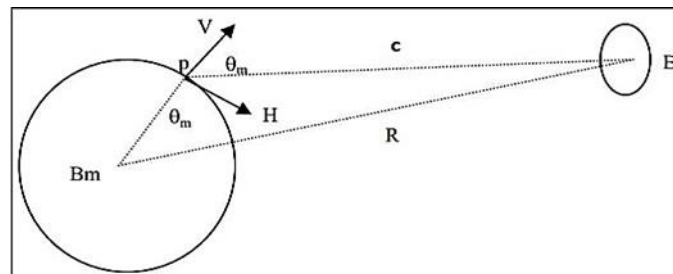
Bl = bulan

Bm = bumi

c = jarak rata-rata ke bulan

r = jari-jari bumi ke titik P

R = jarak dari pusat bumi ke bulan



Gambar 2.2 Pengaruh gayaberat bulan pada titik P di permukaan (Kadir,2000)

2.2.2 Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Gravimeter pada umumnya dirancang menggunakan sistem keseimbangan pegas dan dilengkapi massa yang tergantung bebas pada ujungnya. Karena sifat pegas tersebut tidak elastis sempurna, sehingga kondisi pegas tidak kembali ke kedudukan semula. Koreksi apungan (*Drift Correction*) merupakan koreksi kelelahan alat karena sifat pegas pada alat yang tidak kembali ke kedudukan semula. Koreksi ini dilakukan untuk mengoreksi kesalahan pembaca gravimeter pada saat melakukan pengukuran nilai gravitasi dari satu titik ke titik lainnya. *Drift* merupakan penyimpangan pembacaan nilai gravitasi. Penyimpangan pembacaan tersebut disebabkan oleh beberapa faktor seperti sifat elastisitas pegas pada gravimeter, pengaruh suhu, dan guncangan selama melakukan survei. Semua alat gravimeter harus sensitif dalam kepentingan proyeksi geofisika secara komersial, sehingga

akan memiliki variasi terhadap waktu. Adanya faktor internal yakni struktur dalam alat yang berupa pegas sangat halus sehingga perubahan mekanis yang sangat kecil akan mempengaruhi pada hasil pengukuran. Perlu dilakukan sistem pengukuran tertutup (*looping*) pada *base station* dalam satu survei, hal tersebut dilakukan untuk mengatasi kesalahan pembacaan alat yaitu dengan pembacaan di awal dan akhir pada *base station*, sehingga dapat mengetahui perbandingan pada nilai awal dan akhir. Perbedaan inilah yang disebabkan oleh kesalahan pembacaan gravitimeter. Besarnya koreksi *Drift* dirumuskan sebagai berikut:

$$DC = \frac{g_{A'} - g_A}{t_{A'} - t_A} (t_n - t_A) \quad (2.6)$$

Dimana:

DC : *Drift Correction* pada titik acuan pengamatan

g_A : harga gravitasi di titik acuan waktu awal

$g_{A'}$: harga gravitasi di titik acuan waktu akhir

t_A : waktu awal pengambilan data

$t_{A'}$: waktu akhir pengambilan data

t_n : waktu pengamatan di titik pengamatan ke- n

2.2.3 Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Karena adanya pengaruh dari rotasi bumi maka perlu dilakukan sebuah koreksi yaitu koreksi lintang. Adanya perbedaan nilai percepatan gravitasi di seluruh permukaan bumi disebabkan oleh rotasi bumi yang bervariasi terhadap lintang ataupun bervariasi dari ekuator ke kutub.

Spheroidal referensi merupakan penggunaan suatu elipsoid sebagai pendekatan untuk muka laut rata-rata (*geoid*) dengan menghiraukan efek benda yang berada di

atasnya. Sesuai dengan Blakely (1995), secara teoritis spheroid referensi pada persamaan GRS (*Geodetic Reference System*) 1989 yaitu:

$$g(\Phi) = 978032.7 (1 + 0.0053024 \sin^2 \theta - 0.0000058 \sin^2 \theta) \quad (2.7)$$

Dengan:

Φ = posisi lintang titik pengukuran dalam radian

2.2.4 Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Koreksi udara bebas perlu dilakukan agar efek topografi maupun efek ketinggian dapat dihilangkan yang dapat mempengaruhi pembacaan nilai gayaberat tanpa memperhatikan efek dari massa batuan. Koreksi udara bebas merupakan perbedaan gayaberat yang diukur pada *mean sea level (geoid)* dengan gayaberat yang diukur pada ketinggian h meter dengan tidak ada batuan diantaranya.

Nilai gayaberat pada *mean sea level* dengan menganggap bentuk bumi yang ideal, spheroid, tidak berotasi, dan massa terkonsentrasi pada pusatnya, yaitu:

$$g_0 = G \frac{M}{R^2} \quad (2.8)$$

Nilai gayaberat pada stasiun pengukuran dengan elevasi h (meter) dari *mean sea level* adalah:

$$g_h = G \frac{M}{(R + h)^2} = g_0 + h \frac{\partial g_0}{\partial R} \quad (2.9)$$

Koreksi udara bebas (FAC) merupakan perbedaan nilai gayaberat antara titik yang terletak pada elevasi h (meter) dengan yang terletak pada *mean sea level* memiliki persamaan sebagai berikut (Telford, 1990).

$$FAC = \partial g_f = \frac{\partial g_0}{\partial R} h = \frac{\partial \left(G \frac{M}{R^2} \right)}{\partial R} h = -\frac{2GM}{R^3} h = -\left(\frac{2g_0}{R} \right) h = -0,3085 \cdot h \quad (2.10)$$

Dengan $g_0 = 981785 \text{ mGal}$ dan $R = 6371000 \text{ meter}$, sehingga besarnya anomali pada posisi tersebut menjadi:

$$FAA = g_{obs} - g_{\varphi} + FAC \quad (2.11)$$

2.2.5 Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

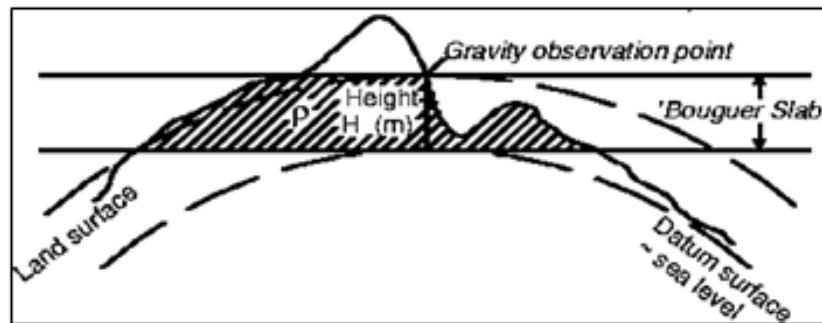
Suatu massa yang berada di antara titik pengamatan dan *mean sea level* akan menimbulkan sebuah efek tarikan dengan asumsi lapisan batuan tersebut berupa *slab* dengan nilai titik pengukuran, hal ini perlu dihilangkan dengan cara melakukan koreksi bouguer. Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

$$BC = 0.04192 \rho h \quad (2.12)$$

Dengan:

ρ = estimasi densitas rata-rata (gr/cc)

H = elevasi (m)



Gambar 2.3 Koreksi Bouguer terhadap data gayaberat (Zhou, 1990).

Maka didapatkan persamaan *Simple Bouguer Anomaly* sebagai berikut:

$$SBA = g_{obs} - g(\emptyset) + FAC - BC \quad (2.13)$$

2.2.6 Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Adanya penambahan nilai gravitasi akibat permukaan bumi di sekitar titik pengukuran memiliki suatu efek topografi dan perbedaan elevasi yang besar, maka koreksi medan perlu dilakukan. koreksi ini berasosiasi dengan adanya seperti lembah ataupun bukit di sekitar stasiun pengukuran.

Koreksi medan membantu ketidak teraturan pada topografi sekitar titik pengukuran. Efek topografi dan perbedaan elevasi di sekitar titik pengukuran, biasanya pada radius luar dan dalam diukur elevasinya, sehingga koreksi ini dapat ditulis sebagai berikut:

$$TC = \frac{2\pi G \rho}{n} (r_L - r_D) \left(\sqrt{r_L^2 - z^2} \right) - \left(\sqrt{r_D^2 - z^2} \right) mGal \quad (2.14)$$

Dengan:

r_L dan r_D = radius luar dan radius dalam kompartemen

z = perbedaan elevasi rata-rata kompartemen

n = jumlah segmen dalam zona tersebut

Untuk memperoleh nilai *Complete Bouguer Anomaly* (CBA) Koreksi medan harus ditambahkan pada *Simple Bouguer Anomaly* (SBA), karena pada komponen gaya horizontal (koreksi medan) bersifat mengurangi nilai gayaberat yang terukur.

$$CBA = SBA + TC \quad (2.15)$$

2.3 Analisis Spektrum

Untuk mengestimasi lebar jendela (*windows*) serta estimasi kedalaman anomali gayaberat perlu dilakukan analisis spektrum. Dalam analisis spektrum digunakan

Transformasi Fourier untuk mengubah fungsi dalam jarak atau waktu menjadi fungsi dalam bilangan gelombang atau frekuensi (Blakely, 1995).

Analisis spektrum diturunkan dari potensial gayaberat yang teramati pada suatu bidang horizontal yakni sebagai berikut (Blakely, 1995):

$$F(U) = \gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \quad \text{dan} \quad F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (2.16)$$

Dengan:

U = potensial gayaberat

γ = konstanta gayaberat

μ = anomali densitas

r = jarak

sehingga didapatkan persamaannya menjadi:

$$F(U) = 2\pi\gamma\mu \frac{e^{|k|(z_0 - z')}}{|k|} \quad (2.17)$$

Berdasarkan persamaan yang diperoleh diatas, Transformasi Fourier anomali gayaberat yang diamati pada bidang horizontal diberikan oleh:

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

Dengan:

g_z = anomali gayaberat

k = bilangan gelombang

z_0 = ketinggian titik amat

z' = kedalaman benda anomali

Jika bersifat random untuk distribusi densitasnya dan tidak ada korelasi antara masing-masing nilai gayaberat, maka $\mu = 1$, sehingga hasil Tranformasi Fourier anomali gayaberat menjadi:

$$A = Ce^{|k|}(z_0 - z') \quad (2.19)$$

Dengan:

A = amplitudo

C = konstanta

Hasil transformasi diatas lalu dilogaritmakan sehingga menghasilkan kurva antara $\ln A$ dan k yang linear.

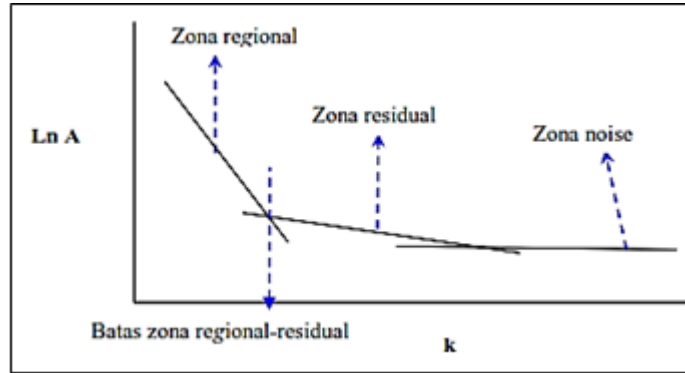
$$\ln A = (z_0 - z')|k| \quad (2.20)$$

Hasil logaritma tersebut dapat menunjukan bahwa kedalaman rata-rata bidang diskontinuitas rapat massa akan berbanding lurus dengan kemiringan grafik spektrum. Maka gradien dari masing-masing grafik spektrum pada setiap lintasan merupakan estimasi kedalaman anomali seperti pada **Gambar 2.4**. Hubungan panjang gelombang λ dengan k diperoleh dari persamaan (Blakely, 1996):

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \text{ atau } \lambda = \frac{2\pi}{k} \quad (2.21)$$

Sehingga perhitungan lebar *window* (n) menjadi:

$$\lambda = n \cdot \Delta x \quad \text{atau} \quad n = \frac{\lambda}{\Delta x} = \frac{2\pi}{\Delta x \cdot k} \quad (2.22)$$



Gambar 2.4 Kurva pemisahan zona regional, zona residual dan zona noise.

Nilai f akan tinggi, jika nilai k semakin besar. Hubungan bilangan gelombang (k) dengan frekuensi (f) adalah $k = 2\pi f$, sehingga frekuensi rendah berasal dari sumber anomali regional dan frekuensi tinggi berasal dari sumber anomali residual.

2.4 Filter *Moving Average*

Penurunan dengan metode ini merupakan penurunan secara tidak langsung karena hasil dari metode *moving average* adalah anomali regional. Untuk mendapatkan nilai anomali residual yaitu dengan cara mengurangi nilai anomali total dengan anomali regional, penerapannya seperti pada **Gambar 2.5**. Pada kasus 1-D dijabarkan dalam persamaan sebagai berikut:

$$\Delta_{gr} = \frac{\Delta_{g(i-n)} + \dots + \Delta_{g(i)} + \dots + \Delta_{g(i+n)}}{N} \quad (2.23)$$

Sedangkan untuk kasus 2-D, diberikan pada persamaan sebagai berikut:

$$\Delta_{gr} = \frac{1}{25} [\Delta_{g(B_1)} + \Delta_{g(B_2)} + \dots + \Delta_{g(B_{25})}] \quad (2.24)$$

•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 2.5 Penerapan *moving average* dengan lebar *window* 5x5 *Second Vertical Derivative* (SVD)

Teknik filtering yang dapat memunculkan anomali residual (efek dangkal) salah satunya merupakan *Second vertical derivative*. Adanya struktur patahan dalam suatu daerah akan dapat diketahui dengan baik menggunakan teknik ini. SVD memiliki sifat *high pass filter* atau meninggikan nilai anomali dengan panjang gelombang yang pendek. Namun, SVD dapat meningkatkan noise dan dapat memproduksi banyak nilai SVD yang tidak berhubungan dengan geologi. Harus menjadi pertimbangan dalam interpretasi gayaberat, karena dalam beberapa kasus SVD tidak memberikan keuntungan yang jelas dari peta anomali Bouguer.

Terdapat beberapa operator filter SVD seperti pada **Gambar 2.6**, yang dihitung oleh Henderson dan Zeits (1949), Elkins (1951) dan Rosenbach (1953).

Henderson & Zietz (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	17.0000	-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	+0.0416	0.0000

Gambar 2.6 Operator Filter *Second vertical derivative*

Secara teoritis, metode ini diperoleh dari penurunan persamaan *Laplace*:

$$\nabla^2 \Delta_g = 0 \quad (2.25)$$

$$\nabla^2 \Delta_g = \frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial z^2} \quad (2.26)$$

Sehingga,

$$\frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial z^2} = 0 \quad (2.27)$$

$$\frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial z^2} = - \left[\frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial y^2} \right] \quad (2.28)$$

Koefisien y pada data penampang 1-D mempunyai nilai yang tetap, maka persamaannya menjadi:

$$\frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial z^2} = - \left[\frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial z^2} \right] \quad (2.29)$$

Dari persamaan diatas dapat dinyatakan bahwa *Second vertical derivative* dari suatu anomali gayaberasat adalah sama dengan negatif dari *derivative* orde 2 horizontalnya, artinya bahwa SVD dapat melalui *derivative* orde 2, maka:

$$\Delta''g = \frac{\frac{g_i - g_{i-1}}{\Delta x} - \frac{g_{i+1} - g_i}{\Delta y}}{\Delta x^2} \quad (2.30)$$

Sehingga,

$$\Delta''g = \frac{g_{i+1} - 2g_i + g_{i-1}}{\Delta x^2} \quad (2.31)$$

Jenis patahan dapat ditunjukkan dari arah kemiringan kurva SVD, diketahui perbandingan antara harga mutlak SVD maksimum dan minum yang diberikan oleh:

- a. Untuk jenis patahan naik

$$\left(\frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial x^2} \right)_{maks} < \left| \left(\frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial x^2} \right) \right|_{min} \quad (2.32)$$

- b. Untuk jenis patahan turun

$$\left(\frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial x^2}\right)_{maks} > \left|\left(\frac{\partial^2(\Delta_g)}{\partial x^2}\right)\right|_{min} \quad (2.33)$$

2.5 Forward Modeling

Forward modeling 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 di peroleh dari survei gayaberat. Prinsip umum dari pemodelan ini adalah meminimumkan selisih anomali pengamatan untuk mengurangi ambiguitas.

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

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

$$g_z = 2G\rho \oint z \, d\theta \quad (2.34)$$

Integral garis tertutup dalam persamaan (2.34) 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 :

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

Pada saat melakukan 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.

2.6 Pemodelan Inversi 3D

Pemodelan inversi (*inverse modeling*) 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:

$$F_z(r_i) = \gamma \int_v \rho(r) \frac{z - z_i}{|r - r_i|^3} dv \quad (2.37)$$

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 di berikan oleh persamaan berikut:

$$\Phi_d = \|W_d(d - d^{obs})\|_2^2 \quad (2.38)$$

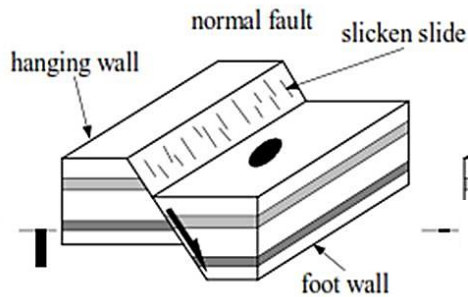
Dimana $d^{obs} = (F_{z1}, \dots, \dots, F_{zN})^T$ adalah vektor data, d adalah data prediksi, $W_d = \text{diagonal} \left(\frac{1}{\sigma_1}, \dots, \dots, \frac{1}{\sigma_N} \right)$ dan $\sigma_i \dots$ adalah standar deviasi pada datum ke- i . model yang diterima adalah model yang menyebabkan Φ_d cukup kecil (Yaoguo dan Douglas, 1998).

2.7 Patahan

Struktur patahan terbentuk apabila tekanan yang diberikan cukup kuat, sehingga sifat elastis batuan tidak dapat menetralsir. Berdasarkan arah gerak batuan di sepanjang bidang patahan dikenal lima tipe patahan, yaitu *normal fault*, *reverse fault*, *strike-slip fault*, *oblique-slip fault*, dan *rotation fault*.

2.7.1 Normal Fault

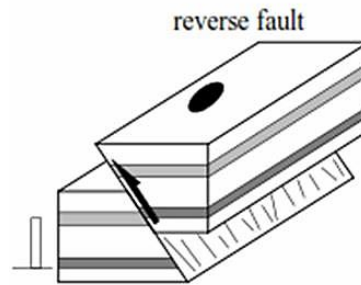
Normal Fault merupakan patahan yang arah gerak blok batuanannya mengikuti arah gayaberat, yaitu ke bawah sepanjang bidang patahan seperti pada **Gambar 2.7**.



Gambar 2.7 *Normal fault* (Ramsay-Huber, 1987)

2.7.2 Reverse Fault

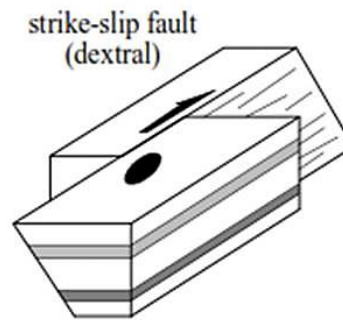
Reverse Fault merupakan patahan yang arah gerak blok batuanannya berlawanan dengan arah gerak normal fault, yaitu mengarah ke atas seperti pada **Gambar 2.8**.



Gambar 2.8 *Reverse fault* (Ramsay-Huber, 1987)

2.7.3 *Strike-slip Fault*

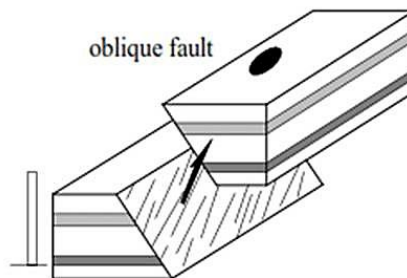
Strike-slip Fault merupakan patahan yang arah gerak blok batuan mendatar sepanjang bidang patahan seperti pada **Gambar 2.9**.



Gambar 2.9 *Strike-slip Fault* (Ramsay-Huber, 1987)

2.7.4 *Oblique-slip Fault*

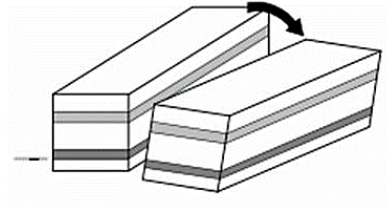
Oblique-slip Fault merupakan patahan yang arah gerak blok batuan saling menjauhi dalam arah mendatar atau arah lain, sehingga membentuk jurang yang lebar seperti pada **Gambar 2.10**.



Gambar 2.10 *Oblique-slip Fault* (Ramsay-Huber, 1987)

2.7.5 *Rotation Fault*

Rotation Fault merupakan patahan yang arah gerak blok batuan nya memutar bidang patahan seperti pada **Gambar 2.11**.



Gambar 2.11 *Rotation Fault* (Ramsay-Huber, 1987)

2.8 *Petroleum System Cekungan Sumatera Selatan*

Cekungan Sumatera Selatan merupakan cekungan yang produktif sebagai penghasil minyak dan gas. Hal itu dibuktikan dengan banyaknya rembesan minyak dan gas yang dihubungkan oleh adanya antiklin. Letak rembesan ini berada di kaki bukit Gumai dan pegunungan Barisan. Sehingga dengan adanya peristiwa rembesan tersebut, dapat digunakan sebagai indikasi awal untuk eksplorasi adanya hidrokarbon yang berada di bawah permukaan berdasarkan *petroleum system* (Ariyanto, 2011).

2.8.1 *Batuan Induk (Source Rock)*

Hidrokarbon pada cekungan Sumatera Selatan diperoleh dari batuan induk lacustrine formasi Lahat dan batuan induk *terrestrial coal* dan *coaly shale* pada formasi Talang Akar. Batuan induk *lacustrine* diendapkan pada kompleks *half-graben*, sedangkan *terrestrial coal* dan *coaly shale* secara luas pada batas *half-graben*. Selain itu pada batu gamping formasi Batu Raja dan *shale* dari Formasi Gumai memungkinkan juga untuk dapat menghasilkan hidrokarbon pada area lokalnya (Bishop, 2000). Gradien temperatur di cekungan Sumatera Selatan berkisar 49°C/Km. Gradien ini lebih kecil jika dibandingkan dengan cekungan Sumatera Tengah, sehingga minyak akan cenderung berada pada tempat yang dalam. Formasi Batu Raja dan formasi Gumai berada dalam keadaan matang hingga awal matang pada generasi gas termal di

beberapa bagian yang dalam dari cekungan, oleh karena itu dimungkinkan untuk menghasilkan gas pada *petroleum system* (Bishop, 2000).

2.8.2 Reservoir

Dalam cekungan Sumatera Selatan, beberapa formasi dapat menjadi reservoir yang efektif untuk menyimpan hidrokarbon, antara lain adalah pada *basement*, formasi Lahat, formasi Talang Akar, formasi Batu Raja, dan formasi Gumai. Sedangkan untuk sub cekungan Palembang Selatan produksi hidrokarbon terbesar berasal dari formasi Talang Akar dan formasi Batu Raja. *Basement* yang berpotensi sebagai reservoir terletak pada daerah *uplifted* dan *paleohigh* yang didalamnya mengalami rekahan dan pelapukan. Batuan pada *basement* ini terdiri dari granit dan kuarsit yang memiliki porositas efektif sebesar 7 %. Untuk formasi Talang Akar secara umum terdiri dari *quartzzone sandstone*, *siltstone*, dan pengendapan *shale*. Sehingga pada sandstone sangat baik untuk menjadi reservoir. Porositas yang dimiliki pada formasi talang Akar berkisar antara 15-30 % dan permeabilitasnya sebesar 5 Darcy. Formasi Talang Akar diperkirakan mengandung 75% produksi minyak dari seluruh cekungan Sumatera Selatan (Bishop, 2000). Pada reservoir karbonat formasi Batu Raja, pada bagian atas merupakan zona yang *porous* dibandingkan dengan bagian dasarnya yang relatif ketat. Porositas yang terdapat pada formasi Baturaja berkisar antara 10-30 % dan permeabilitasnya sekitar 1 Darcy (Ariyanto, 2011).

2.8.3 Batuan Penutup (*Seal*)

Batuan penutup cekungan Sumatera Selatan secara umum berupa lapisan *shale* cukup tebal yang berada di atas reservoir formasi Talang Akar dan Gumai itu sendiri (*intraformational seal rock*). *Seal* pada reservoir batu gamping formasi Batu Raja juga berupa lapisan *shale* yang berasal dari formasi Gumai. Pada reservoir batupasir formasi Air Benakat dan Muara Enim, *shale* yang bersifat *intraformational* juga menjadi *seal rock* yang baik untuk menjebak hidrokarbon (Ariyanto, 2011).

2.8.4 Jebakan (*Trap*)

Jebakan hidrokarbon utama diakibatkan oleh adanya antiklin dari arah Barat Laut ke Tenggara dan menjadi jebakan yang pertama dieksplorasi. Antiklin ini dibentuk akibat adanya kompresi yang dimulai saat awal miosen dan berkisar pada 2-3 juta tahun yang lalu (Bishop, 2000). Selain itu jebakan hidrokarbon pada cekungan Sumatera Selatan juga diakibatkan karena struktur. Tipe jebakan struktur pada cekungan Sumatera Selatan secara umum dikontrol oleh struktur-struktur tua dan struktur lebih muda. Jebakan struktur tua ini berkombinasi dengan sesar naik sistem *wrench fault* yang lebih muda. Jebakan struktur tua juga berupa sesar normal regional yang menjebak hidrokarbon. Sedangkan jebakan struktur yang lebih muda terbentuk bersamaan dengan pengangkatan akhir Pegunungan Barisan (pliosen sampai pleistosen) (Ariyanto, 2011).

2.8.5 Migrasi

Migrasi hidrokarbon ini terjadi secara horizontal dan vertikal dari *source rock* serpih dan batubara pada formasi Lahat dan Talang Akar. Migrasi horizontal terjadi di sepanjang kemiringan *slope*, yang membawa hidrokarbon dari *source rock* dalam kepada batuan reservoir dari formasi Lahat dan Talang Akar sendiri. Migrasi vertikal dapat terjadi melalui rekahan-rekahan dan daerah sesar turun mayor. Terdapatnya resapan hidrokarbon di dalam Formasi Muara Enim dan Air Benakat adalah sebagai bukti yang mengindikasikan adanya migrasi vertikal melalui daerah sesar kala Pliosen sampai Pleistosen (Ariyanto, 2011).