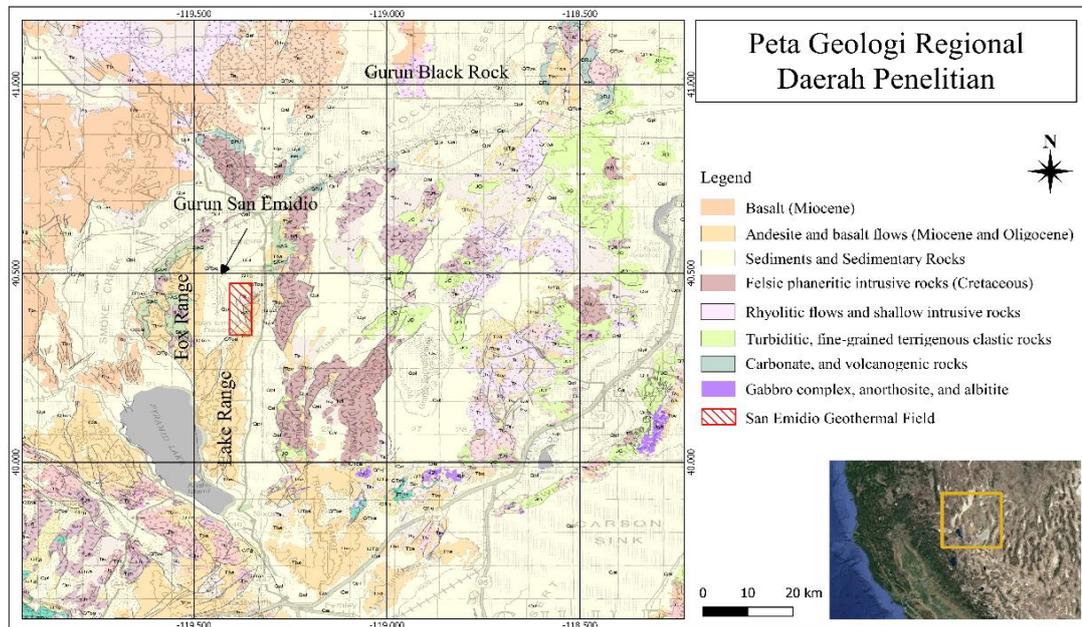


## BAB II

### LANDASAN TEORI

#### 2.1 Geologi Regional

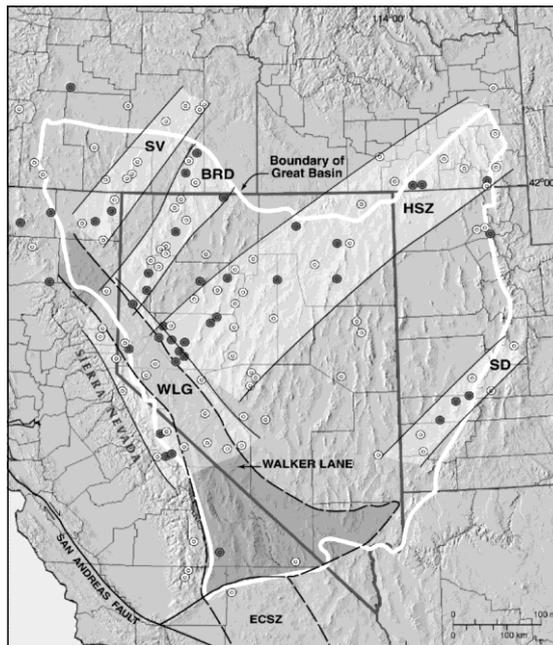
Lapangan panas bumi Gurun San Emidio terletak di bagian barat Lake Range, di selatan Gurun Black Rock, Nevada, USA. Gurun San Emidio terletak diantara dua dataran tinggi yaitu Lake Range pada bagian timur dan Fox Range pada bagian barat, daerah lapangan panas bumi San Emidio dapat dilihat pada Gambar 2.1.



Gambar 2.1 Peta geologi regional daerah penelitian (modifikasi dari Crafford, 2007).

Secara umum, lapangan panas bumi San Emidio termasuk dalam jajaran wilayah *Basin and Range Province* dan *Great Basin Area* yang memiliki geologi yang kompleks sehingga memiliki banyak potensi mineral, emas, perak, dan panas bumi. Wilayah Nevada terdiri dari banyak jajaran pegunungan dan lembah yang dikontrol oleh struktur geologi yaitu patahan/*fault*. Jenis patahan normal yang mendominasi dan terdapat beberapa patahan *strike slip*. Hampir setiap pegunungan dibatasi oleh satu patahan aktif yang menjadi penyebab gempa bumi sejak 1,6 miliar tahun yang lalu. Patahan-patahan tersebut membentuk suatu pegunungan dan cekungan yang masuk dalam wilayah *Great Basin*. *Great Basin* adalah kawasan dataran tinggi di

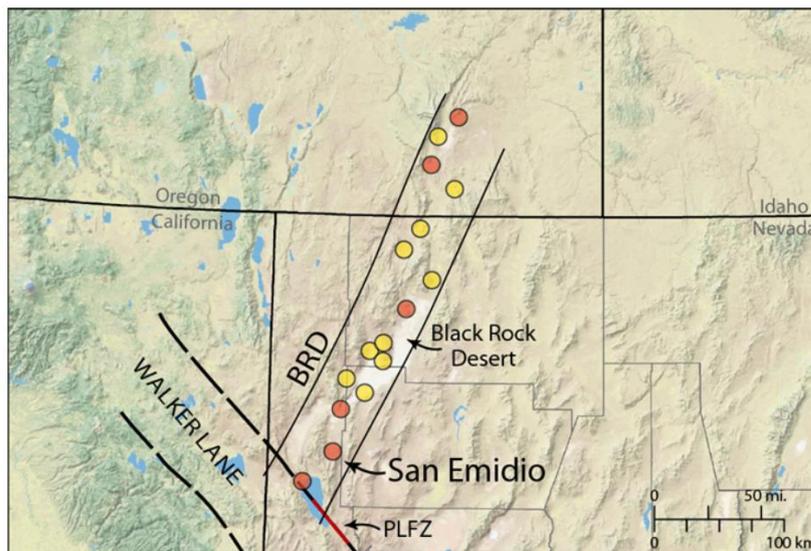
USA, meliputi sebagian besar daerah Nevada, bagian barat Utah dan sebagian daerah Oregon serta California. Secara regional, kawasan dataran tinggi Great Basin merupakan daerah yang memiliki potensi terdapatnya lapangan-lapangan panas bumi terutama pada bagian barat laut yang kemudian digolongkan ke dalam beberapa *cluster* panas bumi. *Cluster* panas bumi tersebut yaitu *Sevier Desert* (SD), *Humboldt Structural Zone* (HSZ), *Black Rock Desert* (BRD), *Surprise Valley 17* (SV), dan *Walker Lane Belt* (WLG) (Faulds, dkk, 2005). San Emidio merupakan bagian dari *cluster Black Rock Desert* (BRD) yang memiliki 18 titik potensi panas bumi di area tersebut. Tektonik kawasan Great Basin dipengaruhi dari aktivitas pergerakan sesar mendatar dekstral yang juga menyebabkan terbentuknya sesar San Andreas di California, USA. Persebaran *cluster* pada kawasan *Great Basin* dapat dilihat pada Gambar 2.2.



**Gambar 2.2** *Cluster* lapangan panas bumi yang terdapat di Great Basin (Faulds, dkk, 2005).

## 2.2 Geologi Daerah Penelitian

Gurun San Emidio terletak di dalam *Basin and Range Province*, bagian barat laut Nevada, tepat di selatan Gurun Black Rock. San Emidio terletak di bagian barat daya dari rangkaian sistem panas bumi Black Rock Belt (Faulds dkk, 2006) yang di dominasi oleh patahan normal dengan arah utara-timur laut (NNE-*striking*) yang secara lokal dihubungkan oleh sesar normal sinistral dengan arah timur-timur laut (ENE-*striking*). Sistem panas bumi San Emidio dinyatakan sebagai sedimen silisifikasi yang melimpah terutama pada Wind Mountain yang terdapat endapan emas dan perak. Daerah ini kaya akan sulfur, alterasi asam-sulfat dan endapan mata air subaqueous (tufa) di sepanjang lereng patahan Holosen disebelah timur Gurun San Emidio. Gurun San Emidio terletak diantara dua dataran tinggi Fox Range dan Lake Range.



**Gambar 2.3** Gambaran sistem panas bumi Black Rock Belt (Faulds dkk, 2004).

Stratigrafi di sekitar Gurun San Emidio terdiri dari sedimen Mesozoikum, vulkanik, dan intrusi dari vulkanik Miosen dan batuan sedimen yang tidak selaras (Bonham and Papke, 1969; Drakos, 2007; Vice, 2008). Daerah penelitian lapangan panas bumi fokus pada bagian timur Gurun San Emidio dan sebelah utara Lake Range. Lake Range memiliki tren ke arah utara-timur laut dari dataran tinggi lainnya di bagian utara zona patahan Danau Pyramid. Zona patahan pada Danau Pyramid merupakan patahan mendatar menganan (*right-lateral fault*) dengan ke arah barat

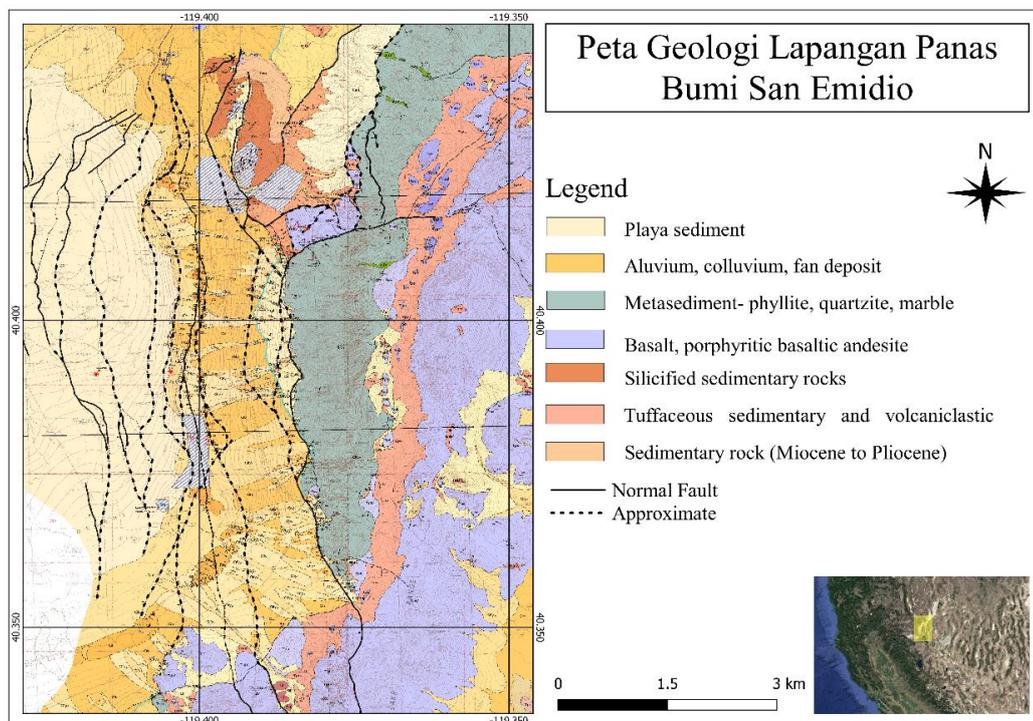
laut di bagian utara Walker Lane (Briggs dan Wesnousky, 2004). Menurut Brigg dan Wesnousky (2004), zona sesar Danau Piramid mengakomodasi sebagian besar sesar mendatar di bagian utara Walker Lane.

Pada bagian timur Gurun San Emidio dan bagian utara Lake Range tersusun oleh basement metasedimen Mesozoikum, batuan vulkanik dan sedimen tersier, aluvium kuarter, sedimen lakustrin, dan endapan mata air. Pada bagian *basement* Lake Range terdiri dari batuan metasedimen Mesozoikum yang menyebabkan terangkatnya pelapisan batuan Triassic-Jurassic Nightingale. Pelapisan batuan tersebut dapat terlihat di sepanjang sisi barat Lake Range yang terdiri dari lapisan tebal metamorf dan lipatan tingkat rendah, batuan fillit, sekis dan batu slate, campuran kuarsit dan karbonat, dan intrusi dari batuan felsik (Wood, 1990)

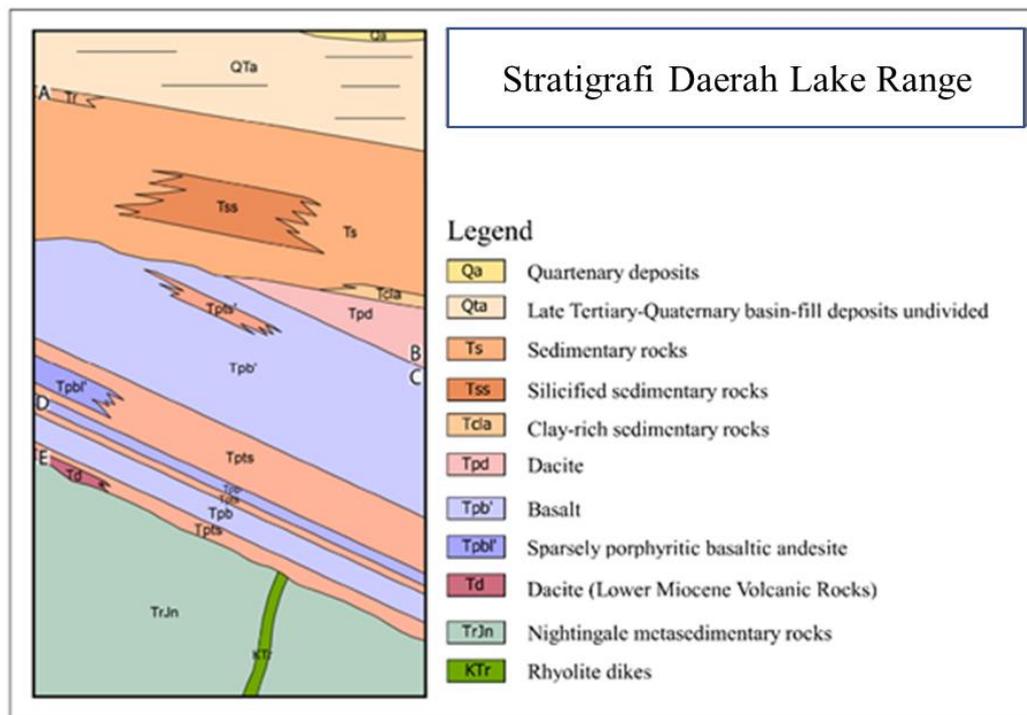
Pada batuan sedimen dan vulkanik Tersier memiliki lapisan yang tidak selaras terhadap lapisan *basement* Mesozoikum yang dipisahkan oleh aliran dasit Oligosen Akhir, urutan Piramida Miosen Tengah (Bonham dan Papke, 1969), dan batuan sedimen Miosen Akhir berkorelasi dengan Formasi Truckee dan Coal Valley (Moore, 1979). Pada pelapisan Piramida mendominasi di bagian utara Lake Range yang terdiri dari aliran andesit basaltik, aliran breksi, tuff *non-welded*, dan batuan tufan sedimen. Pada bagian bawah pelapisan Piramida terdiri dari komponen vulkanik (seperti batupasir tuf, *non-welded pumiceous ash-flow tuff*, dan konglomerat) yang terbagi menjadi tiga yaitu semi-kontinu, sebagian besar terdiri dari afanitik, basaltik, dan andesit, serta terletak di bagian atas dari *basement* Mesozoikum. Pada bagian atas lapisan sedimen, pelapisan Piramida terdiri dari porfiritik, olivin basalt dan lava andesit basaltik yang tercampur dengan unit sedimen.

Pada bagian paling utara Lake Range, pelapisan Piramida tertutup oleh lapisan sedimen muda yang diperkirakan berkorelasi dengan Formasi Truckee Miosen Awal (Bonham dan Papke, 1969; Moore, 1979; Wood, 1990). Pada pelapisan ini terdiri dari konglomerat, batupasir, batulanau, dan aliran abu riolitik. Sedimen Kuarter berada pada lapisan yang lebih tua pada tepi barat Lake Range, dimana

pada lapisan tersebut terdapat endapan kipas alluvial dari berbagai usia, sedimen playa, dan lumpur, pasir dan tufa Pleistosen Danau Lahontan. Tumpukan tuf yang terisolasi, melimpahnya batuan yang teralterasi hidrotermal, dan adanya batuan cinnabar dan endapan sulfur asli (*native sulfur*) yang terdapat pada sepanjang batas timur Gurun San Emidio tersebut menandai adanya potensi aktivitas panas bumi di bawah permukaan gurun. Zona alterasi tersebut telah terlelehkan oleh fluida asam sulfat yang termasuk kaolinit, gipsum, sinter yang mengandung silika, dan opal. Peta geologi dari daerah lapangan panas San Emidio, Nevada, USA dapat dilihat pada Gambar 2.4.



**Gambar 2.4** Peta geologi lapangan panas bumi San Emidio (Rhodes dkk, 2011).



**Gambar 2.5** Stratigrafi pada Lake Range yang menunjukkan pelapisan batuan (Rhodes dkk, 2011).

**Tabel 2.1** Nilai densitas daerah lapangan panas bumi San Emidio (Tilden, dkk, 2006).

No	Jenis Batuan	Nilai Densitas Batuan (gr/cc)
1	<i>Triassic metasediments (basement)</i> , Trjn	2.67
2	<i>Tuffaceous sedimentary and volcanoclastic rocks</i> , Tvu	2.6
3	<i>Basalt, phorphyritic basaltic andesite</i> , Tpb	2.8
4	<i>Playa Sediment, alluvium fan deposit (&lt;100 m)</i> , Qal	2.02
5	<i>Alluvium, fan deposit (&gt;100 m)</i> , Qal	2.12

## 2.3 Teori Mengenai Metode

### 2.3.1 Teori Umum Mengenai Metode Gayaberat

Metode gayaberat merupakan salah satu metode eksplorasi geofisika yang mengukur variasi medan gravitasi bumi yang disebabkan oleh perbedaan densitas batuan bawah permukaan. Perbedaan nilai medan gravitasi akibat distribusi massa jenis yang tidak homogen pada batuan penyusun bumi yang disebabkan oleh adanya struktur geologi bawah permukaan. Medan gravitasi merupakan medan konservatif, dimana usaha untuk memindahkan suatu massa pada medan gravitasi tidak bergantung terhadap lintasan pengukuran tetapi bergantung pada posisi awal dan

posisi akhir (Telford, 1990). Konsep dasar dari metode gayaberat adalah Hukum Gravitasi Newton yang menyatakan bahwa besar gaya gravitasi antara dua partikel dengan massa  $m_1$  dan  $m_2$  berbanding lurus dengan hasil kali kedua massanya dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara kedua pusat massanya. Berdasarkan hukum tersebut, gaya gravitasi dapat dinyatakan dalam persamaan berikut (Telford, 1990):

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



**Gambar 2.6** Gaya tarik menarik antara dua benda.

Pada Hukum Newton II menyatakan bahwa gerak gaya ( $F$ ) adalah besarnya hasil perkalian antara massa suatu benda ( $m_1$ ) dengan percepatan ( $a$ ) benda tersebut. Hal tersebut dapat dinyatakan oleh persamaan berikut:

$$F = m_1 a, \quad (2.2)$$

apabila percepatan memiliki arah yang vertikal maka percepatan yang berlaku adalah percepatan gravitasi ( $g$ ), maka dapat dinyatakan oleh persamaan berikut:

$$F = m_1 g, \quad (2.3)$$

jika kedua persamaan tersebut disubstitusikan akan menghasilkan sebuah persamaan sebagai berikut:

$$g = G \frac{m_2}{r^2} \hat{r}, \quad (2.4)$$

Keterangan:

- $F$  = gaya (Newton atau  $\text{kg.m/s}^2$ );
- $G$  = konstanta gravitasi ( $6,672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kg}^2$ );
- $m_1$  = massa benda 1 (kg);
- $m_2$  = massa benda 2 (kg);
- $\hat{r}$  = vektor satuan berarah ke  $m_1$  dan  $m_2$
- $r$  = jarak antara dua partikel/benda (m);
- $g$  = percepatan gravitasi ( $\text{m/s}^2$ ).

Berdasarkan persamaan (2.4) dapat dilihat bahwa besar nilai gravitasi berbanding lurus dengan massa penyebabnya, sedangkan massa berbanding lurus dengan rapat massa ( $\rho$ ) dan volume benda. Besarnya nilai gravitasi yang terukur akan menunjukkan kedua besaran tersebut.

### 2.3.1.1 Koreksi Data Gayaberat

Pada pengukuran gayaberat di permukaan bumi masih dipengaruhi oleh beberapa faktor yaitu elevasi, topografi daerah pengukuran, pengaruh pasang surut, posisi lintang, dan variasi densitas bawah permukaan (Telford, 1990). Faktor-faktor tersebut mempengaruhi nilai percepatan gravitasi dalam pengukuran gaya berat. Proses mendapatkan nilai yang dipengaruhi oleh variasi densitas bawah permukaan saja harus dilakukan beberapa koreksi yaitu koreksi pasang surut (*tide correction*), koreksi apungan (*drift correction*), koreksi lintang (*latitude correction*), koreksi udara bebas (*free air correction*), koreksi Bouguer (*Bouguer correction*), dan koreksi medan (*terrain correction*). Setelah dilakukan koreksi tersebut didapatkan nilai anomali Bouguer lengkap (*Complete Bouguer Anomali/CBA*) dengan persamaan berikut:

$$CBA = g_{obs} - g_{teoritis}, \quad (2.5)$$

$$CBA = g_{obs} - g_{\phi} + FAC - BC + TC, \quad (2.6)$$

Keterangan:

CBA = anomali Bouguer lengkap (mGal);

$g_{obs}$  = nilai bacaan pengukuran (mGal);

$g_{\phi}$  = koreksi lintang (mGal);

BC = koreksi Bouguer (mGal);

TC = koreksi medan (mGal);

FAC = koreksi udara bebas (mGal).

#### a. Koreksi Pasang Surut (*Tide Correction*)

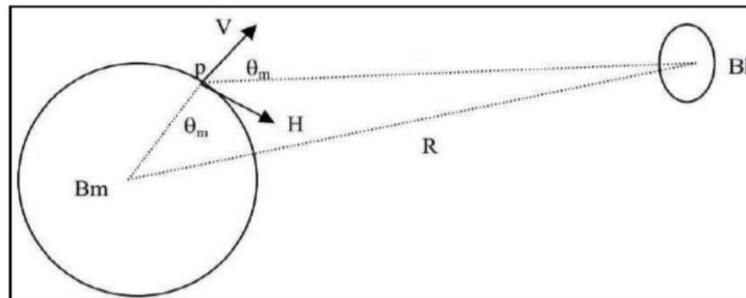
Koreksi pasang surut dilakukan untuk menghilangkan gaya tarik yang dialami bumi akibat pengaruh dari benda luar bumi seperti bulan dan matahari. Harga koreksi ini bergantung pada posisi lintang dan waktu pengambilan data gayaberat. Jika

pengukuran gravitasi dilakukan pada titik yang sama pada interval per jam selama beberapa hari, hal itu akan menunjukkan perubahan gravitasi  $\pm 0.2$  mGal oleh variasi sinusoidal selama periode sekitar 13 jam. Hal ini disebabkan oleh pasang surut bumi yang disebabkan oleh tarikan gravitasi bulan karena berputar mengelilingi bumi setiap 25 jam, efek ini juga menyebabkan pasang surut laut (Fairhead, J., 2016.). Nilai koreksi pasang surut dapat dinyatakan pada persamaan berikut (Longman, 1959):

$$U_M = G_{(r)} \left(\frac{C}{R}\right)^3 \left[ 3 \left( \frac{1}{3} - \sin^2 \delta \right) \left[ \frac{1}{3} - \sin^2 \phi \right] - \sin 2\phi \sin \delta \cos t + \cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2t \right], \quad (2.7)$$

Keterangan:

- $\phi$  = posisi lintang;
- $\delta$  = deklinasi;
- $t$  = sudut waktu bulan;
- $C$  = jarak rata-rata ke bulan (m).



Gambar 2.7 Pengaruh gravitasi bulan terhadap titik P (Kadir, 2000).

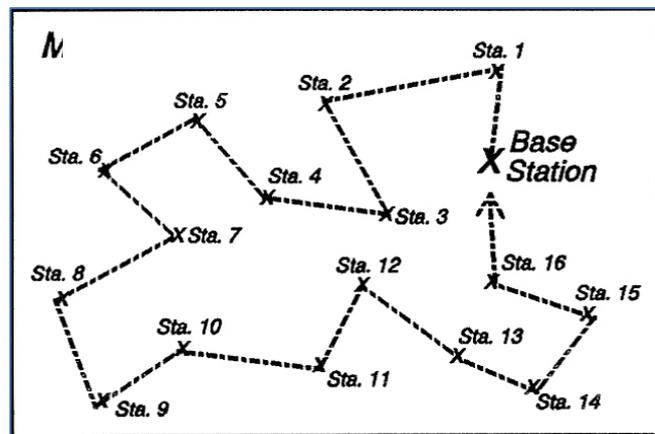
b. Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Koreksi apungan dilakukan untuk menghilangkan pengaruh perubahan kondisi alat terhadap nilai bacaan pengukuran. Hal ini disebabkan adanya guncangan pegas pada alat gravimeter selama proses transportasi dari stasiun satu ke stasiun lainnya selama proses pengukuran. Koreksi ini dilakukan dengan cara melakukan pengukuran dengan metode *looping* yaitu dengan membuat desain akuisisi dalam suatu rangkaian tertutup, sehingga nilai penyimpangannya diketahui. Nilai koreksi apungan dapat dinyatakan oleh persamaan:

$$g_{drift} = \frac{g_{Nakhir} - g_{Nawal}}{t_{akhir} - t_{awal}} (t_{stasiun} - t_{awal}). \quad (2.8)$$

Keterangan:

- $g_{drift}$  = koreksi *drift* (mGal);
- $g_N$  = nilai gravitasi terkoreksi tidal (mGal);
- $g_{Nawal}$  = harga  $g_N$  pada pengukuran stasiun awal (mGal);
- $g_{Nakhir}$  = harga  $g_N$  pada pengukuran stasiun terakhir (mGal);
- $t_{stasiun}$  = waktu pengukuran stasiun ke-  $n$  dengan  $n= 1, 2, 3, 4, \dots$  dst (s);
- $t_{akhir}$  = waktu pengukuran stasiun akhir dalam satu *loop* (s);
- $t_{awal}$  = waktu pengukuran stasiun awal dalam satu *loop* (s).



Gambar 2.8 Skema pengambilan data *looping* pada metode gayaberat.

c. Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Koreksi lintang dilakukan karena adanya pengaruh dari rotasi yang menyebabkan bentuk bumi berubah pada ekuator dan kutub sehingga jari-jari di ekuator lebih besar dari jari-jari kutub karena bentuk bumi yang tidak bulat sempurna (sferoid). Hasil dari rotasi bumi tersebut akan menyebabkan perbedaan nilai percepatan gravitasi di seluruh permukaan bumi, yaitu bervariasi dari ekuator ke kutub atau bervariasi terhadap lintang. Proses untuk menghilangkan efek rotasi bumi yang mempengaruhi nilai gravitasi, dapat dinyatakan dalam persamaan *Geodetic Reference System 1980 (GRS80)* yaitu:

$$g_{\phi} = 978032,7 (1 + 0,0053024 \sin^2 \phi - 0,0000058 \sin^2 2\phi), \quad (2.9)$$

Keterangan:

- $g_{\phi}$  = gayaberat normal (mGal);
- $\phi$  = sudut lintang (rad).

d. Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Koreksi udara bebas adalah koreksi yang disebabkan oleh pengaruh perbedaan ketinggian terhadap medan gravitasi bumi. Koreksi ini dilakukan untuk menarik titik pengukuran ke bidang datum (geoid). Nilai koreksi udara bebas dapat dinyatakan dengan persamaan berikut (Reynold, 1997):

$$FAC = g_0 - g_h = \frac{2g_0h}{R} = 0.3082h \frac{\text{mGal}}{\text{m}}, \quad (2.10)$$

Keterangan:

$FAC$  = koreksi udara bebas (mGal);

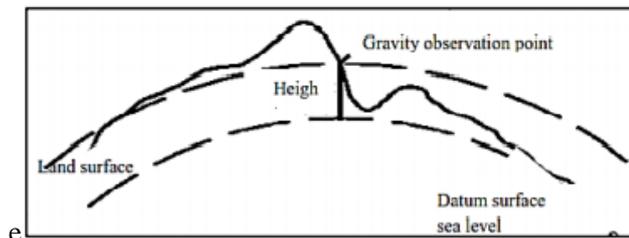
$g_0$  = nilai gravitasi di *mean sea level* (geoid) (981785,5 mGal);

$R$  = jari-jari bumi (6.371.000 m);

$h$  = elevasi (m).

Setelah mendapatkan nilai koreksi udara bebas, maka nilai anomali udara bebas (FAA) dapat dinyatakan pada persamaan berikut:

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



**Gambar 2.9** Koreksi udara bebas pada data gayaberat (Zhou, 1990).

e. Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

Koreksi Bouguer dilakukan untuk memperhitungkan massa batuan yang terdapat di antara stasiun pengukuran dengan bidang datum (geoid). Koreksi ini dilakukan dengan menghitung tarikan gravitasi yang disebabkan oleh batuan berupa slab dengan ketebalan  $H$  dan densitas rata-rata  $\rho$ . Koreksi bouguer dapat dinyatakan dalam persamaan berikut (Telford, 1990):

$$BC = 2\pi G\rho h = 0.04192\rho h \text{ mGal}, \quad (2.12)$$

Keterangan:

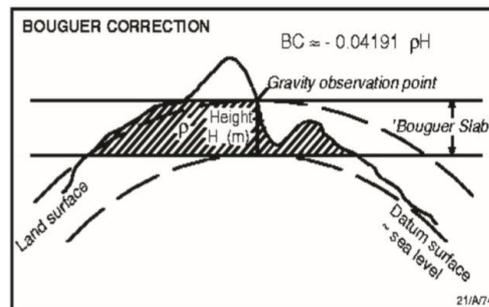
$BC$  = koreksi Bouguer (mGal);

$\rho$  = densitas batuan ( $\text{g/cm}^3$ );

$h$  = ketebalan/tinggi *slab* (m).

Anomali medan gravitasi yang telah dilakukan koreksi Bouguer disebut dan koreksi udara bebas disebut *Simple Bouguer Anomaly* (SBA) yang dinyatakan dalam persamaan berikut:

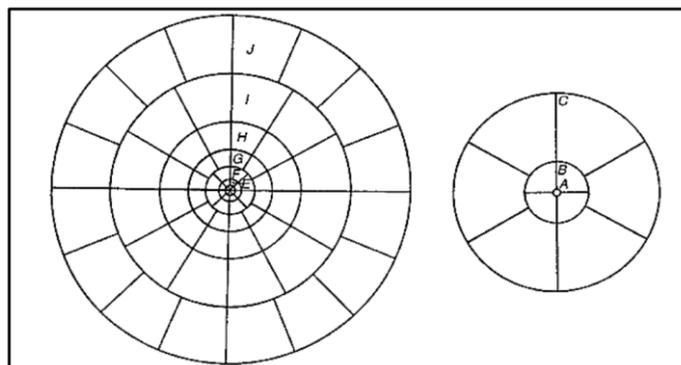
$$SBA = FAA - BC \quad (2.13)$$



**Gambar 2.10** Koreksi Bouguer pada data gayaberas (Zhou, 1990).

f. Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Koreksi medan dilakukan karena pengaruh penyebaran massa yang tidak teratur di sekitar titik pengukuran. Pada koreksi Bouguer diasumsikan bahwa titik pengukuran di lapangan berada pada suatu bidang datar. Namun, kenyataannya di lapangan pengukuran memiliki topografi yang tidak merata atau cenderung berundulasi seperti adanya bukit dan lembah. Cara perhitungan koreksi topografi dapat dilakukan dengan menggunakan *Hammer Chart* yang dikembangkan oleh Sigmund Hammer pada tahun 1982. *Hammer Chart* membagi area ke dalam beberapa zona dan kompartemen (segmen). Sigmund Hammer melakukan pendekatan pengaruh topografi dengan suatu cincin yang terlihat pada Gambar 2.11.



**Gambar 2.11** *Hammer Chart* (Reynolds, 1997).

Koreksi medan dapat dihitung dengan menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$TC = \left( \frac{0.04191\rho}{N} \left[ r_L - r_D + \sqrt{r_L^2 - z^2} - \sqrt{r_D^2 - z^2} \right] \right), \quad (2.14)$$

Keterangan:

- $TC$  = koreksi medan;  
 $N$  = jumlah segmen dalam zona;  
 $r_L, r_D$  = radius luar dan dalam kompartemen (m);  
 $z$  = perbedaan elevasi rata-rata kompartemen dan titik pengukuran;  
 $\rho$  = densitas batuan rata-rata ( $\text{g/cm}^3$ ).

## 2.3.2 Teori Khusus Mengenai Pengolahan dan Pemodelan Data

### 2.3.2.1 Analisis Spektral

Analisis spektral bertujuan untuk mendapatkan estimasi kedalaman dan lebar jendela pada data anomali gayaberat. Analisis spektral menggunakan Transformasi Fourier untuk mengubah fungsi jarak atau waktu menjadi fungsi dalam bilangan gelombang atau frekuensi (Blakely, 1995). Analisis spektral yang diturunkan dari potensial gayaberat yang teramati pada satu bidang horizontal yaitu sebagai berikut:

$$F(U) = \gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right), \quad (2.15)$$

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

Keterangan:

- $U$  = potensial gayaberat (Joule);  
 $\gamma$  = konstanta gayaberat ( $\text{Nm}^2/\text{Kg}^2$ );  
 $\mu$  = anomali rapat massa ( $\text{gr/cc}$ );  
 $r$  = jarak (m);  
 $k$  = bilangan gelombang ( $\text{rad/m}$ );

persamaan (2.15) menjadi:

$$F(U) = 2\gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right). \quad (2.17)$$

Berdasarkan persamaan (2.16), apabila lintasan yang dipilih dilakukan Transformasi Fourier pada bidang horizontal maka didapatkan persamaan berikut:

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

Keterangan:

- $g_z$  = anomali gayaberat (mGal);  
 $z_0$  = ketinggian titik amat (m);  
 $k$  = bilangan gelombang (rad/m);  
 $z$  = kedalaman benda anomali (m);

Jika persebaran densitas yang acak dan tidak memiliki korelasi antara masing-masing nilai, sehingga  $\mu = 1$ , menghasilkan Transformasi Fourier anomali gayaberat menjadi (Blakely, R. J., 1995):

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

Keterangan:

- $A$  = amplitudo (m);  
 $C$  = konstanta.

Hubungan antara Amplitudo dengan bilangan gelombang dan  $(z_0 - z')$  dapat diketahui dengan melogaritmakan spektral amplitudo yang dihasilkan oleh Transformasi Fourier dengan menghasilkan persamaan linear, dimana bilangan gelombang ( $K$ ) berbanding lurus dengan spektral amplitude (Blakely, R.J., 1995).

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

Persamaan (2.19) dapat dianggap sebagai persamaan garis lurus, dimana  $|k|$  sebagai sumbu x,  $\ln A$  sebagai sumbu y, dan  $(z_0 - z')$  sebagai gradien. Nilai gradien dapat menunjukkan estimasi kedalaman bidang regional dan residual pada suatu lintasan, sedangkan untuk batas antara anomali regional dan residual diperoleh dari nilai *cut-off* ( $k_c$ ). Hubungan antara panjang gelombang ( $\lambda$ ) dengan bilangan gelombang ( $k$ ) dapat dinyatakan dengan persamaan berikut (Blakely, R.J., 1995):

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

Untuk mencari nilai lebar jendela menjadi:

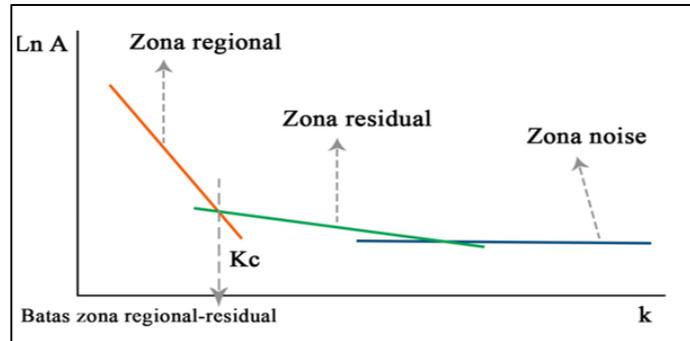
$$\lambda = N \cdot \Delta x, \quad (2.22)$$

$$N = \frac{2\pi}{k_c \Delta x}, \quad (2.23)$$

Keterangan:

- $N$  = lebar jendela;  
 $k$  = bilangan gelombang (rad/m);  
 $\lambda$  = panjang gelombang (m);

$k_c$  = bilangan gelombang *cut off* (rad/m);  
 $\Delta x$  = spasi grid (m).



Gambar 2.12 Kurva pemisahan zona regional, residual dan noise.

### 2.3.2.2 Pemisahan Anomali Gayaberat Regional dan Residual

Anomali Bouguer merupakan suatu nilai anomali gayaberat yang disebabkan oleh perbedaan densitas batuan pada daerah dangkal dan daerah yang lebih dalam di bawah permukaan. Pengaruh yang berasal batuan daerah yang lebih dalam disebut anomali regional, sedangkan pengaruh yang berasal dari daerah dangkal disebut anomali residual (Telford dkk, 1990). Pada penelitian ini dilakukan pemisahan anomali regional dan residual sebagai bahan untuk interpretasi kualitatif mengenai kondisi bawah permukaan. Pemisahan anomali regional dan residual dapat dilakukan dengan berbagai cara yaitu dengan metode *moving average*, metode *second vertical derivative (SVD)*, dan metode *spectral-base filtering*.

### 2.3.2.3 Moving Average

*Moving average* merupakan metode pemisahan anomali dengan cara meratakan suatu nilai pada anomali untuk memperkirakan nilai regional dan hasil dari metode ini berupa anomali regional. Anomali residual didapatkan dari selisih antara anomali regional terhadap anomali Bouguer (Abdelrahman, 1996). Persamaan *moving average* dalam kasus 1D dinyatakan pada persamaan berikut:

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

$$\Delta g_{res} = \Delta g - \Delta g_{reg}, \quad (2.25)$$

Keterangan:

$i$  = nomor stasiun;

- $N$  = lebar jendela;  
 $\Delta g$  = nilai anomali Bouguer (mGal);  
 $\Delta g_{reg}$  = nilai anomali regional (mGal);  
 $\Delta g_{res}$  = nilai anomali residual (mGal).

Pada kasus 2D, nilai anomali regional pada suatu titik dapat dihitung dengan merata-ratakan semua nilai anomali Bouguer ( $\Delta g$ ) di dalam sebuah kotak persegi dengan titik pusat adalah titik yang akan dihitung nilai anomali regional ( $\Delta g_{reg}$ ).

Berikut ini *moving average* untuk lebar jendela 5x5 yaitu:

$$\Delta g_{reg}33 = \frac{1}{25}(\Delta g_{11} + \Delta g_{12} + \Delta g_{13} + \Delta g_{14} + \Delta g_{15} + \dots + \Delta g_{55}), \quad (2.26)$$

•	$g_{11}$	•	$g_{12}$	•	$g_{13}$	•	$g_{14}$	•	$g_{15}$
•	$g_{21}$	•	$g_{22}$	•	$g_{23}$	•	$g_{24}$	•	$g_{25}$
•	$g_{31}$	•	$g_{32}$	•	$g_{33}$	•	$g_{34}$	•	$g_{35}$
•	$g_{41}$	•	$g_{42}$	•	$g_{43}$	•	$g_{44}$	•	$g_{45}$
•	$g_{51}$	•	$g_{52}$	•	$g_{53}$	•	$g_{44}$	•	$g_{55}$

Gambar 2.13 *Moving average* dengan lebar jendela 5x5.

### 2.3.2.4 First Horizontal Derivative

*First Horizontal Derivative* (FHD) atau Turunan Mendatar Pertama mempunyai nama lain yaitu *Horizontal Gradient*. FHD pada data anomali gayaberat adalah perubahan nilai anomali gayaberat dari satu titik ke titik lainnya dengan jarak tertentu. FHD dari anomali gayaberat yang disebabkan oleh suatu *body* cenderung untuk menunjukkan tepian dari *body*-nya tersebut (Zaenudin dkk, 2013). Kelebihan dari metode FHD adalah metode ini tidak rentan terhadap *noise* karena hanya memerlukan perhitungan turunan horizontal pertama yang dikuadratkan dari data (Salem, A., 2005), untuk menghitung persamaan nilai *first horizontal derivative* dapat dilakukan dengan persamaan (Cordell, L., Grauch, V. J. S., 1985):

$$FHD = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}, \quad (2.27)$$

Keterangan:

FHD = *First Horizontal Derivative* (mGal/m);

$\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right) \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)$  = turunan horizontal gayaberat pada arah x dan y.

### 2.3.2.5 Second Vertical Derivative

Metode *Second Vertical Derivative* (SVD) digunakan untuk memunculkan sumber anomali yang bersifat dangkal. Metode SVD memiliki sifat *high pass filter*, dimana dapat menggambarkan anomali lokal yang berasosiasi dengan struktur dangkal. SVD dapat dilakukan untuk mengidentifikasi jenis patahan yang berada pada daerah penelitian baik itu patahan naik atau patahan turun (Hartati, 2012). Metode ini dapat diturunkan dari persamaan Laplace, dimana anomali gayaberat dipermukaan dapat dinyatakan dengan persamaan berikut:

$$\nabla^2 \Delta g = 0, \quad (2.28)$$

$$\nabla^2 \Delta g = \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}, \quad (2.29)$$

sehingga, diperoleh persamaan SVD sebagai berikut:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = 0, \quad (2.30)$$

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = - \left( \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} \right), \quad (2.31)$$

Pada kasus data penampang atau satu dimensi, dapat disimplifikasi besarnya nilai  $y$  akan tetap atau  $dy = 0$  sehingga persamaannya menjadi:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = - \left( \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \right), \quad (2.32)$$

Persamaan (2.31) dapat menunjukkan bahwa nilai SVD dari suatu anomali gayaberat memiliki nilai sama dengan negatif dari *derivative* orde dua horizontalnya. Terdapat beberapa operator filter SVD yang dapat digunakan untuk melakukan analisis SVD yaitu Elkins (1951), Henderson dan Zietz (1949), dan Rosenbach (1953) yang ditunjukkan pada Tabel 2.2:

**Tabel 2.2** Operator filter SVD.

Elkins (1951)				
0	-0.0833	0	-0.0833	0
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0	-0.0334	1.0668	-0.0334	0
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0	-0.0833	0	-0.0833	0

Henderson & Zietz (1949)				
0	0	-0.0838	0	0
0	1	-2.6667	1	0
-0.0838	-2.6667	17	-2.6667	-0.0838
0	1	-2.6667	1	0
0	0	-0.0838	0	0
Rosenbach (1953)				
0	0.0416	0	0.0416	0
0.0416	-0.3332	-0.75	-0.3332	0.0416
0	-0.75	4	-0.75	0
0.0416	-0.3332	-0.75	-0.3332	0.0416
0	0.0416	0	0.0416	0

### 2.3.2.6 Forward Modelling 2,5D

*Forward modelling* atau pemodelan ke depan pada data gayaberat merupakan proses perhitungan data dari hasil teori yang akan teramati di permukaan bumi jika parameter model diketahui. Pemodelan ke depan dilakukan untuk interpretasi kuantitatif dengan memperkirakan densitas batuan, kedalaman, serta geometri geologi yang menyebabkan adanya anomali bawah permukaan sehingga dapat merepresentasikan hubungan matematis atau teoritis antara parameter model dengan respon model. Pemodelan ke depan untuk menghitung efek gayaberat model benda di bawah permukaan dengan penampang berbentuk sembarang yang dapat diwakili oleh suatu poligon bersisi  $n$  dinyatakan sebagai integral garis sepanjang sisi-sisi poligon (Talwani, Worzel, & Landsman, 1959):

$$g_z = 2G\rho \oint z d\theta, \quad (2.33)$$

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

$$g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n g_i, \quad (2.34)$$

Model benda anomali sembarang oleh Talwani didekati dengan poligon-poligon dimana sistem koordinat kartesian. Sedangkan untuk benda poligon yang sederhana dinyatakan dengan persamaan berikut:

$$g_z = \int_b^c \frac{a_i \tan \theta_i}{\tan \theta_i - \tan \theta} d\theta, \quad (2.35)$$

Sehingga diperoleh:

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

atau

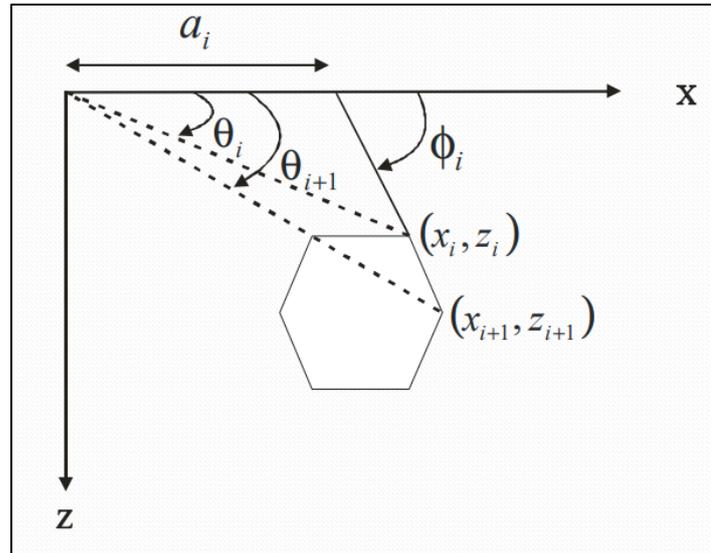
$$Z_i = \frac{a_i c}{c^2 + 1} \left\{ \theta_i - \theta_{i+1} + \frac{1}{2} c \left( \frac{x_{i+1}^2 - z_{i+1}^2}{x_i^2 - z_i^2} \right) \right\}, \quad (2.37)$$

Dimana:

$$a_i = x_{i+1} - z_{i+1} \cot \phi = x_{i+1} - z_{i+1} \left( \frac{x_{i+1} - x_i}{z_{i+1} - z_i} \right), \quad (2.38)$$

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

$$\theta_i = \tan^{-1} \left( \frac{z_i}{x_i} \right). \quad (2.40)$$

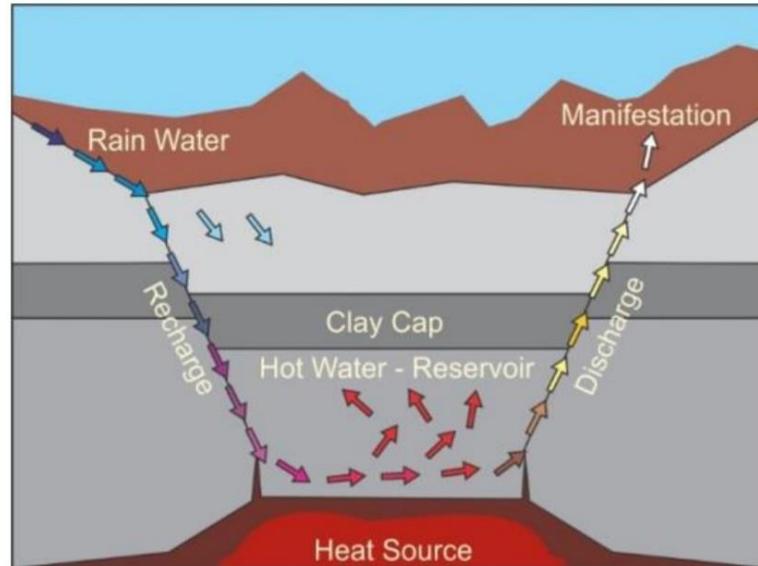


**Gambar 2.14** Efek gayaberat poligon (Talwani, 1959).

### 2.3.2.7 Sistem Panas Bumi

Sistem panas bumi merupakan konveksi air pada bagian atas kerak bumi dalam ruang terbatas yang mengalirkan panas bumi dari sumber panas menuju resapan panas di permukaan (Hochstein dan Browne, 2000). Komponen pada sistem panas bumi terdiri dari tiga komponen utama, yaitu adanya *reservoir* yang *permeable*, adanya air yang membawa panas, dan sumber panas. Komponen tersebut saling berkaitan dan membentuk sistem untuk menghantarkan energi panas bumi dari bawah permukaan menuju permukaan bumi. Komponen lainnya dari sistem panas

bumi terdiri dari daerah resapan dan adanya batuan penutup (*cap rock*) yang memiliki tingkat permeabilitas yang rendah (Dwikorianto, 2006).



Gambar 2.15 Sistem panas bumi (Daud, 2012).

Sistem panas bumi dapat dihasilkan oleh peristiwa *uplift basement rock* yang panas dan juga bisa berasal dari sirkulasi air tanah di bawah permukaan yang mengalami pemanasan akibat pengaruh struktur geologi seperti patahan atau lipatan. Pada zona patahan, fluida berasal dari air meteorik yang mengalami sirkulasi ke bawah permukaan dan terjadi kontak dengan batuan intrusi yang memiliki sumber panas. Fluida akan bergerak naik melewati zona patahan yang memiliki permeabilitas tinggi hingga air mencapai permukaan (Hochstein dan Browne, 2000).

### 2.3.2.8 Struktur Sesar

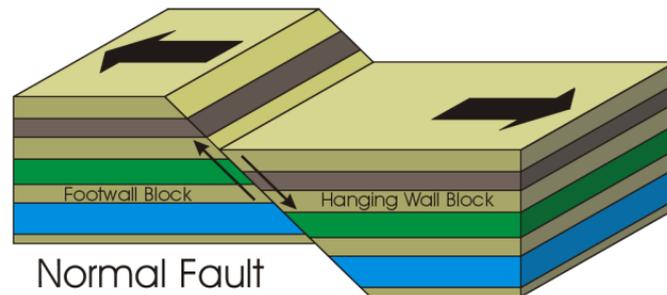
Sesar adalah satu bentuk rekahan pada lapisan batuan bumi yang menyebabkan satu blok batuan bergerak relatif terhadap blok yang lain (Williams, 2004). Sesar terjadi sepanjang retakan pada kerak bumi yang terdapat slip di antara dua sisi yang terdapat sesar tersebut. Pergerakan bisa relatif turun, relatif naik, ataupun bergerak relatif mendatar terhadap blok yang lain. Sesar terjadi ketika suatu batuan mengalami retakan terlebih dahulu dimana pada kejadian ini berkaitan erat dengan tekanan dan kekuatan batuan yang mendapatkan gaya sehingga timbul adanya retakan (*fracture*) (Williams, 2004). Tekanan yang diberikan mampu memberikan

perubahan pada batuan dengan waktu yang sangat lama dan mengalami pergerakan/pergeseran.

Pada sesar, terdapat istilah *hanging wall* dan *foot wall* yang menunjukkan bagian blok badan sesar. *Hanging wall* merupakan bagian tubuh batuan yang relative berada di atas bidang sesar sedangkan *foot wall* merupakan bagian batuan yang relatif berada di bawah bidang sesar. Berdasarkan gerak relatif pada batas bidang sesar dapat dibagi menjadi tiga jenis yaitu:

a. Sesar Normal (*Normal fault*)

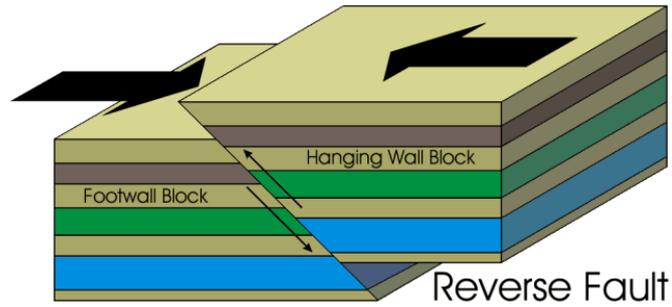
Sesar normal atau *normal fault* ditandai dengan bagian *hanging wall* yang relatif bergerak turun terhadap bagian *foot wall* dan pada bidang sesarnya memiliki kemiringan yang besar. Sesar normal dapat terjadi karena pergeseran blok batuan akibat pengaruh gaya gravitasi. Secara umum, sesar normal terjadi sebagai akibat dari hilangnya pengaruh gaya sehingga batuan menuju ke posisi seimbang.



**Gambar 2.16** Arah pergerakan sesar normal.

b. Sesar Naik (*Reverse fault*)

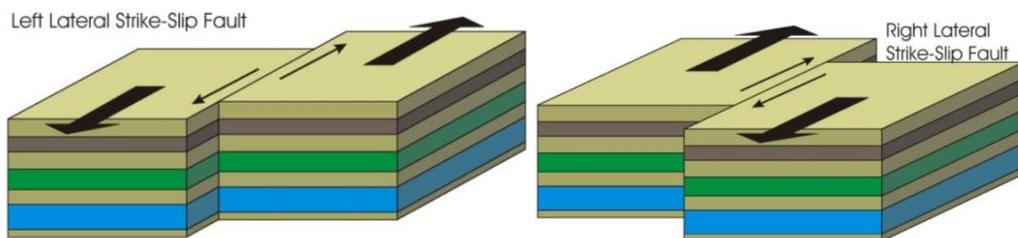
Sesar naik atau *reverse fault* ditandai dengan bagian *hanging wall* yang relatif bergerak naik terhadap bagian *foot wall*. Pada umumnya jenis sesar ini memiliki sudut kemiringan bidang lebih kecil yaitu kurang dari  $45^\circ$ .



Gambar 2.17 Arah pergerakan sesar naik.

c. Sesar Mendatar (*Strike-slip fault*)

Sesar mendatar atau *strike-slip fault* adalah sesar yang pergerakannya sejajar, dimana pada blok bagian kanan relatif bergeser ke arah yang berlawanan dengan blok bagian kiri. Pergeseran pada sesar mendatar dapat sejajar dengan permukaan sesar atau pergeseran sesarnya dapat membentuk sudut (*dip-slip/oblique*). Sedangkan bidang sesarnya dapat tegak lurus maupun menyudut dengan bidang horizontal. Berdasarkan arah pergerakan sesar mendatar dapat dibagi menjadi dua jenis yaitu dekstral (arah pergerakan searah jarum jam) dan sinistral (arah pergerakan berlawanan arah jarum jam).



Gambar 2.18 Arah pergerakan sesar mendatar.