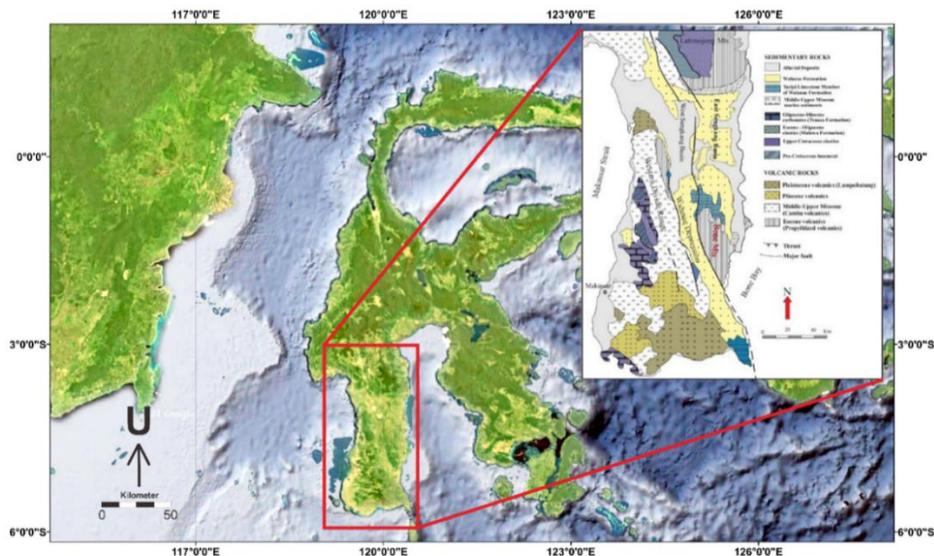


BAB II KAJIAN TEORI

2.1 Geologi Regional

Secara regional wilayah *geothermal* bittuang terletak dijalur pertemuan tiga lempeng, yaitu Lempeng Pasifik, Indo – Australia, serta lempeng Eurasia sehingga kondisi tektonik wilayah tersebut sangat kompleks. Batuan yang berasal dari Busur Kepulauan seperti, batuan bacuh, ofiolit, serta bongkah dari mikro kontinen terikutkan bersamaan dengan proses penunjaman, tubrukan, maupun proses tektonik lainnya (Van Leeuwen T, 1994). Wilayah penelitian panas bumi bittuang ini termasuk kedalam Mandala Geologi Sulawesi Barat (Sukamto & Simandjuntak, 1973), yang mempunyai ciri adanya batuan terobosan yang berumur Milosen – Pilosen. Daerah survei termasuk ke dalam Mandala Geologi Sulawesi Barat (Sukamto & Simandjuntak, 1973). Berdasarkan hasil survei lapangan oleh Pusat Sumber Daya Geologi Tahun 2009 memperlihatkan adanya batuan terobosan yang berumur Miosen - Pliosen. Pada daerah penelitian formasi Latimojong yang termalihkan secara regional derajat rendah dipengaruhi oleh tektonik berumur Paleosen, selanjutnya tektonik pada Kala tengah Miosen Tengah – awal Miosen. Selanjutnya satuan Gunung Api Talaya terbentuk pada kala tektonik tengah berupa Miosen Tengah – awal Miosen akhir. Tektonik pada kala akhir Miosen Tengah mengalami terobosan Batolit Granit hingga batuan muda menerobos batuan yang lebih tua. Pada daerah ini diperkirakan tektonik akhir pada Kala Pliosen yang membentuk Tuf Barupu dan Formasi Budong-Budong. Struktur yang ada di daerah penyelidikan sering terlihat berarah baratlaut–tenggara dan timurlaut–baratdaya.



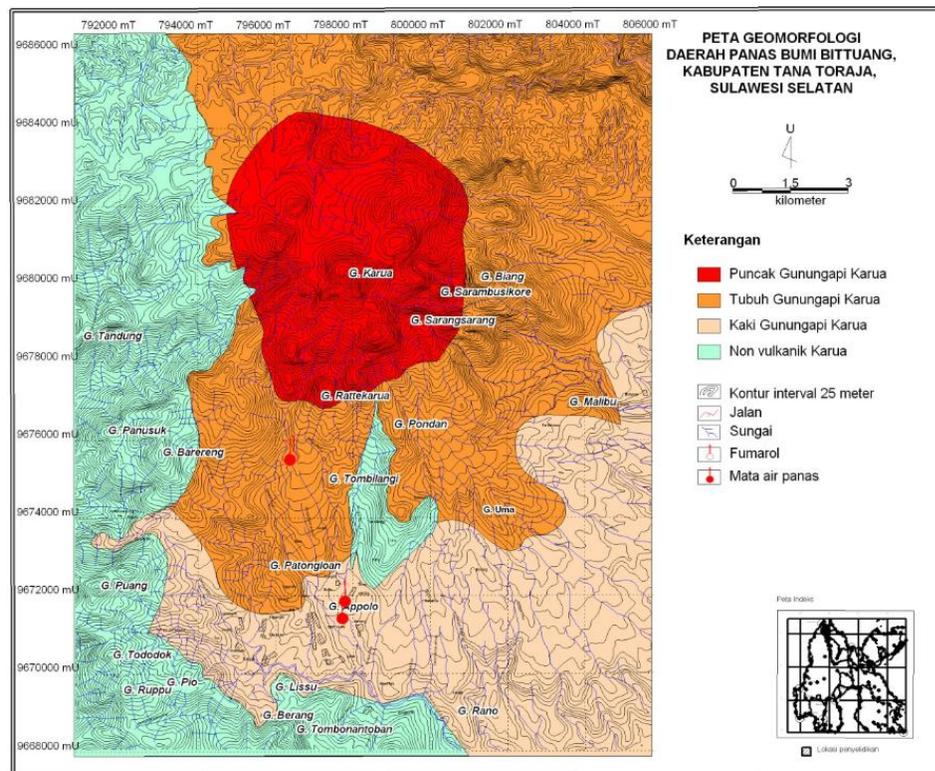
Gambar 2.1 Peta Geologi Regional Mandala bagian barat (Suyono, 2010)

Perluasan yang terjadi pada saat awal Tersier mengakibatkan bagian timur wilayah Kalimantan bergerak menuju Pulau Sulawesi, yang mana pemekaran lantai samudera pada Selat Makassar terjadi pada masa paleogen sehingga menciptakan ruang dalam pengendapan lastrik dari Kalimantan.

Pada dasarnya geologi regional di daerah timur serta barat Sulawesi Selatan berbeda, dimana geologi tersebut dipisahkan oleh pergerakan dari sesar Walanae. Pada masa *Mesozoikum*, batuan metamorf, sedimen serta ultramafik merupakan batuan *basement* yang terletak di daerah barat Sulawesi Selatan dekat Batimala dan daerah baru. Keberadaan batuan metamorf pada daerah Sulawesi memiliki kesamaan dengan batuan metamorf yang berada di pulau Jawa, pegunungan meratus di Kalimantan Tenggara. Ini menandakan kompleks batuan di Sulawesi Tengah mungkin berasal dari pecahan fragmen yang disebabkan oleh akresi kompleks pada masa awal *cretaceous* (Parkinson, 1991).

2.2 Geologi Daerah Penelitian

2.2.1 Morfologi



Gambar 2.2 Peta Geomorfologi daerah panas bumi bittuang (Soetoyo, dkk, 2015)

Geologi daerah penyelidikan dapat dibagi dalam empat bagian geomorfologi, yakni: puncak Gunung Api Karua, kaki Gunung Api Karua, serta satuan geomorfologi non-vulkanik Karua.

1. Geomorfologi Puncak Gunungapi Karua

Satuan geomorfologi ini beradapada bagian tengah daerah penyelidikan yang diantaranya sekitar 13% luas daerah penyelidikan. Satuan ini disusun oleh puncak – puncak G. Rattekarua, G. Sarangsang, G. Sarambusikore dan G. Biang. Daerah ini memiliki ketinggian lebih dari 1850 meter. Pola aliran sungai memancar (radial) berasal dari puncak gunung, dengan tingkat kerapatan sungai sedang hingga tinggi. Batuan yang disusun pada satuan ini merupakan lava dan aliran piroklastik.

2. Geomorfologi Tubuh Gunungapi Karua

Satuan geomorfologi ini berada pada bagian utara, timurlaut dan tengah daerah penyelidikan yang meliputi sekitar 37% luas dari daerah penyelidikan. Daerah ini terdapat pada ketinggian 1250 – 2250 meter dengan pola aliran sungai dendritik hingga sub-dendritik. Pada satuan ini adalah bentuk morfologi tubuh penyusun puncak –puncak gunung yang membentuk kompleks Gunungapi Karua. Batuan yang menyusun pada satuan ini merupakan lava dan aliran piroklastik.

3. Geomorfologi Kaki Gunungapi Karua

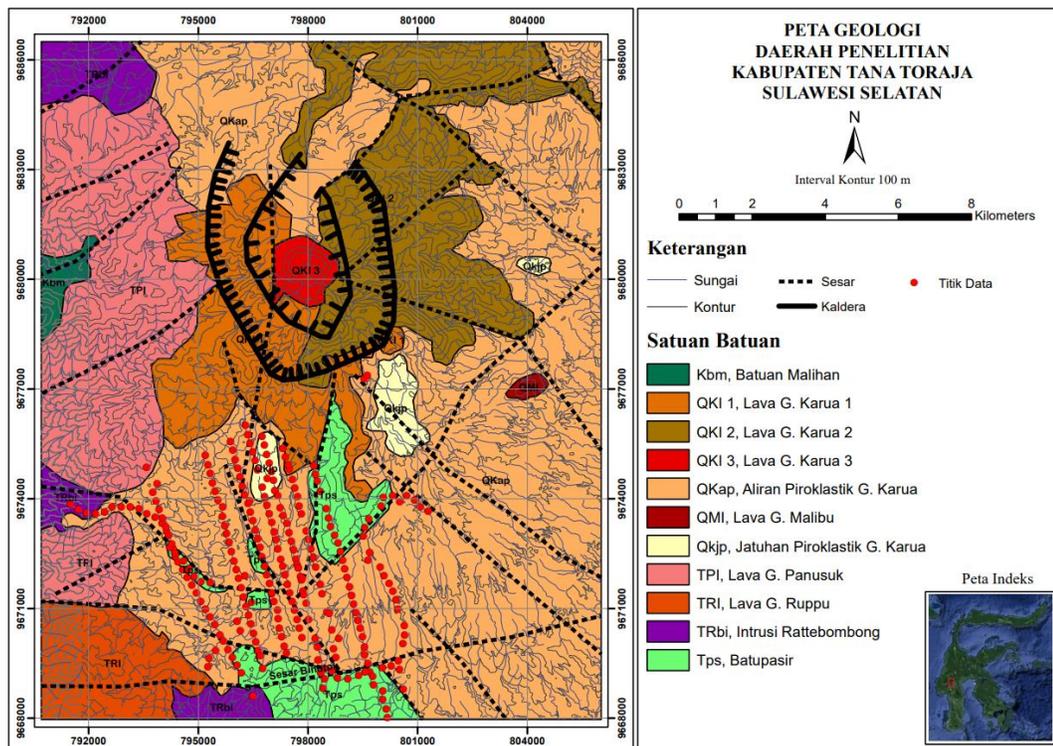
Pada daerah bagian timur, tenggara memanjang sampai bagian tengah daerah penyelidikan yang meliputi sekitar 24% luas daerah penyelidikan merupakan satuan geomorfologi dominan kaki gunung api karua. Dengan daerah terdapat diketinggian antara 900-1600 meter dengan pola aliran sungai sub - dendritik sampai sub – paralel. Satuan kaki gunung api karua adalah bentuk dari morfologi bagian bawah (kaki) dari kompleks Gunungapi Karua. Batuan ini tersusun atas batuan aliran piroklastik.

4. Geomorfologi Non-vulkanik Karua

Pada bagian selatan, barat, serta sedikit ketengah daerah penelitian yakni 26% dari luas daerah penelitian merupakan bagian dari satuan geomorfologi non-vulkanik Karua. Daerah terdapat diketinggian antara 1075 – 2350 meter dimana bentuk pola aliran sungai su – dendritik sampai sub – paralel. Satuan non – vulkanik karua ini adalah bentuk morfologi yang dibuat oleh batuan yang bukan merupakan produk Gunungapi Karua. Batuan ini disusun atas batuan malihan, batupasir, granit, dan lava.

2.2.2 Stratigrafi

Hubungan yang relatif antara masing – masing satuan batuan akan menyusun statigrafi daerah daerah bittuang. Penamaan yang diberikan didasari oleh pusat erupsi, mekanisme, hingga genesa dari pembentukan batuan. Dari penelitian tim PSDG dilokasi survei, batuan pada daerah yang diteliti dapat dikelompokkan menjadi 11 jenis batuan, yaitu satuan batuan, sedimen, satuanbatuan terobosan, satuan batuan malihan, serta delapan satuan batuan vulkanik. Urutan stratigrafi ditentukan berdasarkan usia batuan tertua hingga termuda (**Gambar 2.3**) yaitu batupasir (Tps), Lava gunung ruppu (TRI), batuan malihan (Kbm), lava gunung panuksusk serta lava gunung panuksuk (TPI), intrusi rattebombong (TRbi), lava gunung karua-1 (QK-1), aliran piroklastik gunung karua (Qkap), gunung karua-2 (QKI-2), jatuhan piroklastik gunungkarua (QKjp), lava gunugn karua-3 (QKi-3), serta lava gunung Malibu (QMI).



Gambar 2.3 Peta Geologi Daerah Penelitian (Soetoyo, dkk, 2015)

1. Satuan Batuan Malihan

Satuan atuan malihan ini adalah satuan paling tua di darah survei yang tersingkap di sebelah utara Gunung Tandung tersebar luas sekitar 1% dari batu sabak dan filit berupa batuan malihan derajat lemah – sedang. Menurut kecocokan pada peta regional batuan ini merupakan batuan malihan dari formasi Latimojong yang berumur kapur.

2. Satuan Batu pasir

Satuan batu pasir (Tps) terbesar di bagian selatan dan tengah daerah survei yang memiliki luas 4% dari luas keseluruhan daerah penelitian. Satuan batuan tersusun atas batupasir, batulempung, breksi serta tuff. Satuan batuan ini diprediksi dari endapan endapan sedimen bawah laut yang tersusun ketika daerah penelitian masih berbentuk daratan. Satuan ini telah mengalami kegiatan tektonik yang berulang kali sehingga banyak ditemukan struktur kekar-kekar. Berdasarkan perbandingan dari peta geologi regional, batuan ini ialah batuan sedimen dari formasi skala umur Miosen.

3. Lava Gunung Panusuk

Persebaran satuan lava Gunung Panuksuk (TPI) terdapat dibagian barat daerah penelitian, yang memiliki luas 14% dari luar keseluruhan daerah penelitian. Satuan ini tersusun dari lava dengan komposisi Andesit. Berdasarkan peta geologi regional (Ratman, N, Atmawinata. S, 1993) batuan ini ialah batuan vulkanik dari Formasi Talaya berumur Miosen.

4. Lava Gunung Rupp

Satuan lava Gunung Rupp (TRI) tersebar di bagian baratdaya daerah penyelidikan, dengan luas sekitar 4% dari luas daerah penyelidikan. Satuan ini terdiri dari komposisi basalt. Menurut kesebandingan dengan peta geologi regional (Ratman, N dan Atmawinata. S, 1993), batuan ini merupakan batuan vulkanik dari Formasi Walimbong yang berumur *Miosen*.

5. Satuan Intrusi Rattebombong

Satuan intrusi rattebombong (Trbi) terdapat di daerah selatan, barat, serta baratlaut daerah penelitian. Formasi ini terdiri dari batuan terobosan berjenis granit yang menerobos formasi batuan yang lebih tua. Menurut informasi dari formasi batuan yang lainnya, formasi ini diperkirakan berumur pilosen.

6. Lava Gunung Karua-1

Formasi Gunung Karua-1 (QKI-1) terdapat di bagian tengah daerah penyelidikan lereng sebelah timur Gunung Karua, memiliki luas daerah 8.5% dari total luas daerah penelitian. Formasi ini tersusun dari lava yang berkomposisi andesit. Formasi ini merupakan satuan lava pertama yang membentuk Gunung Karua. Berdasarkan hubungan *relative* formasi batuan lainnya formasi ini diperkirakan berumur *plistosen*.

7. Lava Gunung Karua-2

Formasi ini lava Gunung Karua, memiliki luas daerah 13.5% dari total luas daerah penelitian. Formasi ini berkomposisi lava dasit. Formasi batuan ini merupakan penyusun kedua dari pembentukan Gunung Karua. Berdasarkan informasi hubungan relatif antara formasi batuan, dapat diketahui umur formasi ini ialah berumur *plistosen*.

8. Aliran Piroklastik Gunung Karua

Formasi aliran piroklastik Gunung Karua (QKap) ialah formasi yang memiliki persebaran paling luas, tersingkap di sebelah utara, timur, serta tengah dari penelitian. Luas formasi ini yaitu 49% dari total luas daerah penelitian. Komposisi dari batuanannya ialah tuff dengan ukuran debu (*ash*)-lapili, riolit-dasitik, serta memiliki fragmen batuapung (*Pumice*), Sticky, serta singkapan batuan breksi. Formasi ini berasal dari hasil erupsi Gunung Api Karua sehingga menutupi sebagian besar daerah penelitian dengan ketebalan yang tersingkap yaitu 30 meter. Berdasarkan informasi hubungan relatif batuan daerah penelitian dapat diketahui formasi ini berumur Plistosen.

9. Satuan Jatuhan Piroklastik Gunung Karua

Satuan jatuhan Piroklastik Gunung Karua (QKjp) tersingkap di bagian tengah serta timur dari daerah penelitian dengan luas 1.5% dari total daerah penelitian. Komposisi dari batuanannya ialah Tuff dengan ukuran debu (*ash*)-lapili, riolit-dasitik, serta adanya fragmen batuapung (*pumice*), *Sticky*. Berdasarkan informasi dari hubungan relatif batuan, dapat diperkirakan formasi ini berumur plistosen yang terbentuk sesudah pembentukan dari satuan aliran piroklastik.

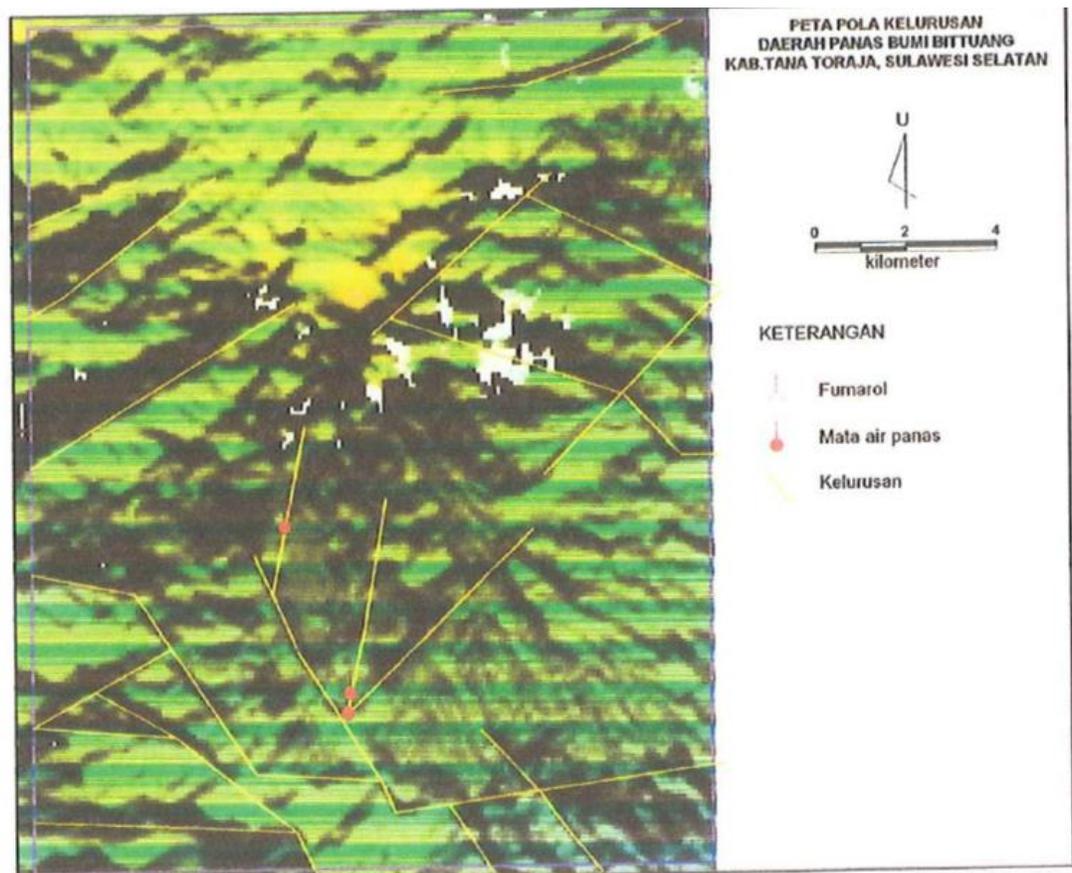
10. Satuan Lava Gunung Malibu

Satuan lava Gunung Malibu (QMI) terdapat pada bagian timur daerah daerah penelitian dan memiliki luas 0.5% dari total luas daerah penelitian. Formasi ini diperkirakan kubah lava sebagai prasit dari Gunung Karua. Berdasarkan informasi dari hubungan relatif antar batuan, dapat dapat diperkirakan bahwa satuan ini berumur plistosen.

11. Satuan Lava Gunung Karua-3

Satuan lava Gunung Karua-3 (QKI-3) tersingkap dibagian puncak kompleks Gunung Karua pada tengah daerah survei dengan perkiraan luas yaitu 1% dari total daerah penelitian. Formasi ini tersusun dari lava yang berkomposisi basalt. Satuan ini merupakan formasi vulkanik termuda pada daerah penelitian yang terbentuk dalam struktur rim kaldera. Satuan ini diprediksi memiliki hubungan yang kuat dengan pembentukan system panas bumi daerah Bittuang.

2.2.3 Struktur Geologi

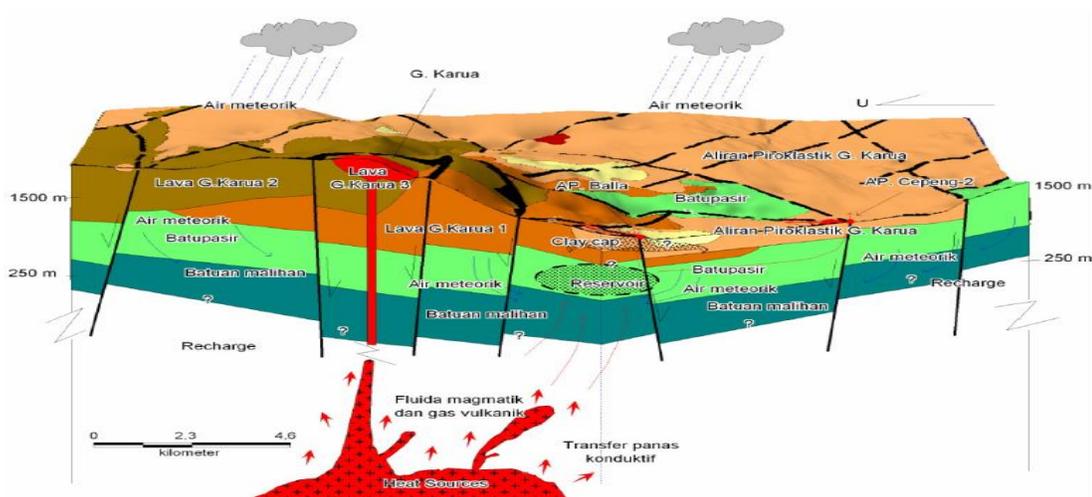


Gambar 2.4 Peta pola kelurusan daerah panas bumi Bittuang (Tim PSDG, 2009)

Dari hasil analisis peta pola kelurusan pada (**Gambar 2.4**) dan pengamatan di lapangan yang dilakukan oleh Tim Survei Geologi PSDG (2009), struktur geologi yang terlihat di daerah penyelidikan didominasi oleh struktur sesar normal dan sesar-sesar geser. Struktur-struktur sesar ini pada umumnya berarah baratlaut – tenggara dan timur laut - baratdaya. Sesar-sesar normal diperkirakan sebagai jalur keluarnya sejumlah mata air panas di lokasi penyelidikan. Adapun dinataranya struktur sesar pada hasil penyelidikan terpadu tim survei geologi PSDG, yaitu:

- 1) Rim kaldera merupakan bidang kolaps atau yang diakibatkan oleh kosongnya perut bumi setelah terjadi erupsi Gunung Karua.
- 2) Kemunculan manifestasi dari geothermal Balla dan Cepeng dikontrol oleh sesar - sesar yang ada didaerah penelitian. Sesar ini berupa sesar normal yang berarah baratlaut – tenggara, baratdaya – timurlaut, serta berarah hamper ke utara – selatan (sesar Balla dan sesar Tombillangi).
- 3) Pergeseran dan pergerakan batuan serta struktur yang sudah terbentuk disebabkan oleh sesar mendatar yang memiliki arah baratdaya - timurlaut.

2.2.4 Sistem Panas Bumi



Gambar 2.5 Model Geologi Sistem Panas Bumi Bittuang (Soetoyo, dkk., 2009)

Sumber panas bumi daerah penelitian diinterpretasikan berasal dari Gunung Api Karua atau Buttu Karua. Sumber panas (*heat – sources*) dalam system panas bumi ini diperkirakan berkaitan erat dengan aktivitas vulkanik termuda Gunung Api Karua yang masih menyimpan sisa panas dari dapur magm. Pada **Gambar 2.5** dapat dilihat bahwa zona upflow berada di baratdaya dari sumber panasnya yaitu Gunungapi Karua. Pada daerah penelitian air panas mengalir ke arah baratdaya dari Gunungapi Karua, kemudian masuk ke zona *upflow*-nya dimana pada zona ini memiliki permeabilitas dan gradien suhu bawah permukaan yang paling tinggi. Air panas dari zona *upflow* kemudian mengalir lateral ke baratdaya - selatan ke zona *outflow*. Pada zona lateral flow ditemukan manifestasi berupa air panas kelompok Balla, sedangkan pada zona outflow ditemukan manifestasi berupa air panas kelompok Cepeng. Adapun komponen sistem panas bumi pada daerah panas bumi bittuang terdiri dari *fumarole*, *caprock*, *reservoir*, dan bekas lapangan – lapangan solfatara.

2.3 Metode Gayaberat

Metode gayaberat merupakan metode geofisika yang bersifat pasif untuk eksplorasi geofisika berdasarkan pengukuran medan gravitasi. Prinsip metode ini memiliki kemampuan untuk membedakan rapat massa suatu benda terhadap lingkungan sekitarnya. Perbedaan nilai massa kedua benda dipengaruhi oleh gaya Tarik menarik antara suatu benda dengan benda yang lain. Tujuan diketahuinya struktur dari bawah permukaan ialah untuk perancangan langkah – langkah dalam eksplorasi geofisika. Hukum newton serta teori medan potensial merupakan prinsip dasar dari metode gayaberat.

Dalam hal ini dapat disajikan dalam rumus hukum newton gayaberat sebagai berikut :

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

Dimana :

F = besar gaya gravitasi antara dua titik massa yang ada (N)

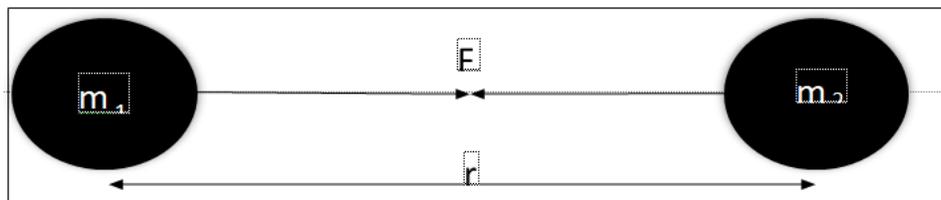
G = besar konstanta gravitasi Newton ($6,673 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$)

m_1 = massa benda pertama (kg)

m_2 = massa benda kedua (kg)

r = jarak antara benda pertama dan benda kedua (m)

\hat{r} = vektor arah satuan dari benda m_1 ke m_2



Gambar 2.6 Ilustrasi Hukum Newton gayaberat antar dua benda saling tarik menarik

Hukum II Newton mengenai gerak Newton, yaitu:

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

dikorelasikan dengan Hukum Newton pada gaya berat dengan persamaan rumus dibawah ini:

$$G \frac{m_1 m_2}{r^2} = m * g \quad (2.2)$$

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

Adapun besaran nilai percepatan gravitasi berbanding lurus terhadap massa (m), yaitu hasil kali antara densitas (ρ) dengan volume benda. Dengan nilai percepatan gravitasi g dipermukaan bumi sebesar 9.8 m/s^2 .

2.3.1 Koreksi – koreksi pada metode gayaberat

Pada setiap hasil pengukuran dengan metode gayaberat diperoleh nilai percepatan gravitasi g yang bervariasi dipermukaan. Adanya faktor dari bentuk bumi yang *elipsoidal*, serta beberapa dari faktor lain, seperti adalah koordinat lintang, ketinggian, topografi, pasang surut dan variasi rapat massa atau densitas batuan di bawah permukaan. Maka, dilakukanlah koreksi pada metode gayaberat untuk mereduksi gangguan (*noise*) dari faktor – faktor sebelumnya. Koreksi - koreksi yang dilakukan adalah seperti berikut:

2.3.1.1 Koreksi Apungan (*Drift Corection*)

Koreksi apungan ini dilakukan agar dapat menghilangkan efek dari pengaruh mekanisme alat terhadap kelelahan alat pada saat dilakukannya pengukuran. Pengaruh mekanisme alat diakibatkan pengaruh guncangan ketika mobilisasi serta kemungkinan perubahan elastisitas pada pegas yang terdapat pada alat terhadap suhu disekitar lokasi pengukuran. Efek ini dapat dihilangkan dengan dilakukannya pengukuran ulang dibase stasiun (titik ikat tiap *loop*) dalam satu rangkaian *loop*. Maka dari itu koreksi apungan ini, dirumuskan sebagai berikut:

$$D_n = \frac{g_b - g_a}{t_b - t_a} (t_n - t_a) \quad (2.4)$$

Dimana:

D_n = koreksi *drift* pada waktu pembacaan titik ikat

g_a = pembacaan harga gravitasi di titik awal

g_b = pembacaan harga gravitasi di titik akhir

t_a = waktu pembacaan dititik awal

t_b = waktu pembacaan di titik akhir

t_n = waktu pembacaan di titik pengamatan ke-n

2.3.1.2 Koreksi Lintang (*Latitude Corection*)

Adanya perbedaan nilai percepatan gravitasi equator terhadap percepatan gravitasi dikutub. Percepatan diequator lebih kecil dibandingkan dikutub sehingga ini mempengaruhi posisi lintang dibumi. Dengan menghiraukan efek pengaruh benda-benda langit, dilakukan pendekatan untuk muka laut rata – rata (*geoid*). Untuk menghitung koreksi lintang sesuai dengan (Blakely, 1996), secara teoritis *spheroid* referensi pada persamaan GRS (*Geodetic Reference System*) 1989 dirumuskan sebagai berikut:

$$g(\varphi) = 978032,7 (1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,0000058 \sin^2 \varphi) \quad (2.5)$$

Dimana:

φ = sudut lintang

$g(\varphi)$ = gaya berat normal pada lintang (mGal)

2.3.1.3 Koreksi Pasang Surut (*Tide Correction*)

Pengaruh benda - benda diluar bumi menyebabkan gaya tarik menarik pada bumi sehingga mempengaruhi percepatan gravitasi. Matahari dan bulan merupakan benda langit yang mempengaruhi gaya tarik menarik tersebut, akibatnya terjadi kenaikan gelombang muka air laut ataupun pasang surut air laut. Untuk mengatasi hal ini dilakukan koreksi pasang surut dengan rumus sebagai, berikut:

$$Tdc = \frac{3\gamma r}{2} \left\{ \begin{array}{l} \frac{2M}{3d^2} (\sin^2 p - 1) + \frac{Mr}{d^4} (5\cos^3 p - 1\cos p) \\ + \frac{2s}{3D^3} (3\cos^2 q - 1) \end{array} \right\} \quad (2.6)$$

Dimana:

p = sudut zenith bulan

q = sudut zenith matahari

M = massa bulan

S = massa matahari

d = jarak antara pusat bumi dan bulan

D = jarak antara pusat bumi dan matahari

γ = konstanta gravitasi Newton

r = jarak pengukuran dari pusat bumi

2.3.1.4 Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Nilai percepatan gravitasi akan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak kedua benda, hal ini mengakibatkan perbedaan nilai kedalaman maupun ketinggian di titik penelitian terhadap bidang datum akan mempengaruhi magnitudo pada data percepatan gayaberat yang tercatat pada stasiun pengukuran. Perhitungan koreksi udara bebas ini dilakukan agar menghilangkan perbedaan percepatan gravitasi bumi akibat perbedaan ketinggian (elevasi) di setiap lokasi titik pengukuran.

Bumi dianggap sebagai *ellipsoid* dengan massa terkonsentrasi pada pusatnya, maka nilai gayaberat pada bidang datum adalah:

$$g_0 = G \frac{M}{R^2} \quad (2.7)$$

Untuk nilai gayaberat pada stasiun dengan ketinggian h (meter) di atas bidang datum, sebagai berikut:

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

Sehingga beda antara nilai gayaberat yang terletak di bidang datum dengan yang terletak dengan elevasi h (meter) merupakan koreksi udara bebas yang dituliskan pada persamaan (Reynolds, J.M, 1997):

$$\partial g_f = g_0 - g_h = \left(\frac{2g_0 h}{R} \right) \quad (2.9)$$

Dimana:

$$R = 6,37 \times 10^6 \text{ m}$$

$$g = 9817854,5 \text{ mGal}$$

Besarnya koreksi udara bebas jika ketinggian bertambah 1 meter adalah:

$$\frac{\partial g}{\partial R} = -0,3086 \text{ mGal/meter} \quad (2.10)$$

Koreksi udara bebas di darat dengan asumsi bahwa bumi adalah *ellipsoid* diberikan oleh persamaan:

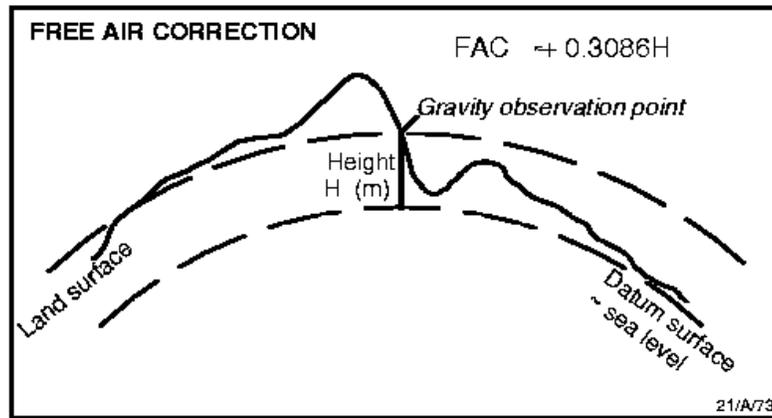
$$FAC = 0,3086 \cdot h \quad (2.11)$$

Dimana:

$$h = \text{ketinggian stasiun pengukuran (m)}$$

Persamaan didasarkan atas penyesuaian kedalaman sehingga terjadi peningkatan nilai Δg karena pergerakan turun gravimeter ke dasar laut dengan jarak yang sama dengan kedalaman laut. Dengan $g_0 = 9,81785 \times 10^5 \text{ mGal}$ dan $R = 6,371 \times 10^6 \text{ m}$, sehingga besarnya anomali pada posisi tersebut menjadi:

$$FAA = g_{obs} - g_{\varphi} + FAC \quad (2.12)$$



Gambar 2.7 Koreksi udara bebas terhadap gaya berat (Reynolds, J.M, 1997)

2.3.1.5 Koreksi Bouger (*Bouger Correction*)

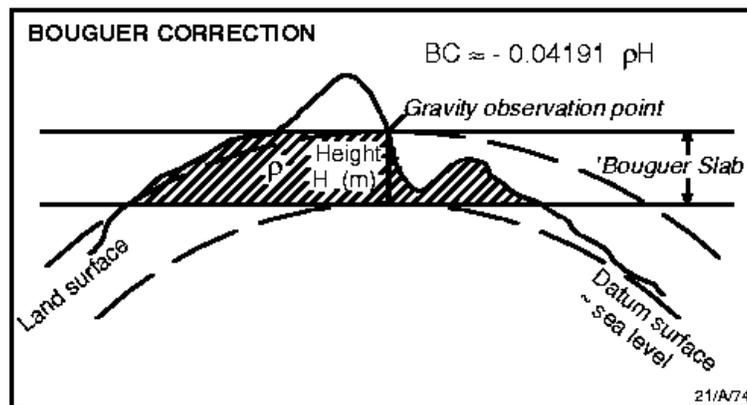
Koreksi bouger digunakan untuk menghilangkan pengaruh massa batuan terdapat antara stasiun pengukuran dan (*mean sea level*). Koreksi ini dituliskan sebagai berikut:

$$BC = 0,04192 * \rho * h \text{ (mGal)} \quad (2.13)$$

dimana:

h = ketinggian stasiun pengukuran (meter)

ρ = densitas batuan rata-rata (gr/cc)

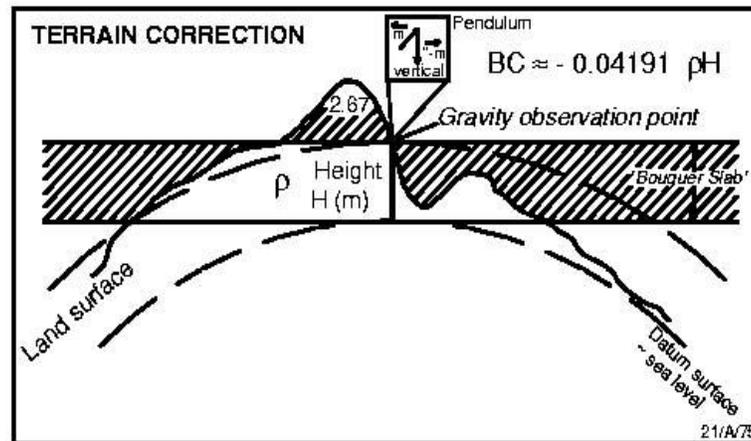


Gambar 2.8 Koreksi Bouger terhadap data gaya berat (Zhou X, 1990)

2.3.1.6 Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Koreksi medan digunakan untuk mengoreksi ketidakaturan pada topografi daerah pengukuran. Pada saat pengukuran, elevasi daerah pengukuran biasanya berbeda – beda sehingga koreksi ini

bertujuan untuk memperbaiki topografi yang berundulasi. Hammer chart dilakukan untuk menghitung koreksi medan.



Gambar 2.9 Koreksi medan (*terrain correction*) terhadap data gaya berat (Zhou X, 1990)

Piringan melingkar (*circular disk*) pada **Gambar 2.5** dan sebuah persamaan untuk digunakan menyatakan daya tarik gaya berat yang terjadi di titik tengah piringan tersebut, yaitu:

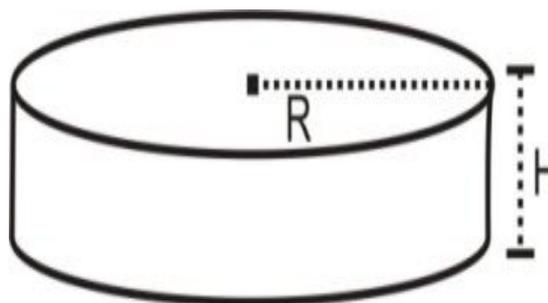
$$g = 2\pi G\rho(H + R - \sqrt{H^2 + R^2}) \quad (2.14)$$

dimana:

R = radius piringan

ρ = densitas piringan

H = ketebalan piringan



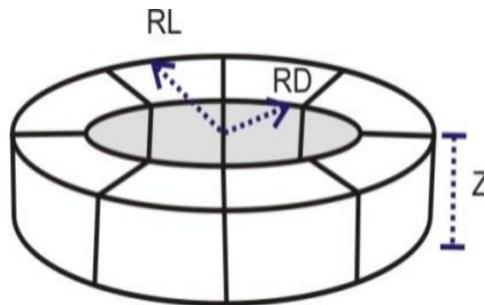
Gambar 2.10 Piringan melingkar dalam perhitungan koreksi medan (Robinson, E. S., 1988)

Kemudian **persamaan 2.15** digunakan untuk menentukan nilai gaya berat yang terjadi pada cincin silindris melingkar seperti yang ditunjukkan pada **Gambar 2.6**. Efek gravitasi dari setiap kompartemen diperoleh dengan menggunakan persamaan (dalam satuan meter), sehingga koreksi ini dapat ditulis sebagai berikut:

$$TC = \frac{2\pi G_p}{n} (r_L - r_D) \left(\sqrt{r_L^2 - z^2} \right) - \left(\sqrt{r_D^2 - z^2} \right) \quad (2.15)$$

dimana:

- n = jumlah kompartemen dalam zona tersebut
- z = elevasi rata-rata kompartemen dan titik pengukuran (m)
- r_L = radius luar
- r_D = radius dalam
- ρ = densitas batuan rata-rata (gr/cc)



Gambar 2.11 Cincin silindris melingkar 8 Segmen (Robinson, E. S., 1988)

2.3.1.7 Anomali Bouger (*Bouger Anomaly*)

Anomali bouger merupakan sebutan yang diberikan oleh *Pierre Bouger* pada benda beranomali yang berada dipermukaan maupun di bawah permukaan bumi. Selisih antara g observasi (g_{obs}) dengan hasil dari perhitungan g teoritis (g_n) yang merupakan hasil koreksi – koreksi tanpa dilakukan koreksi terrain pada metode gayaberat. Adapun *Complete Anomaly Bouger* (CBA) hasil dari selisih antara *Simple Bouger Anomaly* (SBA) dengan *Terrain Corection* (TC). Pada percepatan hasil gayaberat setelah dilakukan keseluruhan koreksi didapatkan dengan persamaan berikut:

Anomali Bouger Sederhana atau *Simple Bouger Anomaly* (SBA)

$$SBA = g_{obs} - g(\emptyset) + FAC - BC \quad (2.16)$$

Anomali Bouger Lengkap atau *Complete Bouger Anomaly* (CBA)

$$CBA = SBA + TC \quad (2.17)$$

dengan:

SBA = *simple bouger anomaly* (mgal)

CBA = *complete bouger anomaly* (mgal)

g_{obs} = harga gravitasi pengamatan (m/s^2)

g_n = harga gravitasi teoritis (m/s^2)

FAC = koreksi udara bebas (mgal)

BC = koreksi bouger

TC = koreksi medan

2.3.2 Analisis Spektrum (Spektrum Analysis)

Proses Transformasi Fourier dalam mengubah fungsi dalam jarak atau waktu menjadi bilangan gelombang atau frekuensi merupakan tahap pada analisis *spectrum* (Blakely, R.J., 1996). Analisis *spectrum* bertujuan untuk mengestimasi lebar jendela (*windows*) dan kedalaman hasil anomali gayaberat pada lintasan yang di slicing pada peta *Complete Anomaly Bouger* (CBA). Hasil yang didapat berupa spektrum *amplitude* dan spectrum fasa dalam memperkirakan kedalaman hasil pengukuran gayaberat. Selanjutnya, dilakukan proses *filtering* untuk memisahkan anomali regional dan residual. (Blakely, R.J., 1996) menurunkan *spectrum* dari potensial gayaberat yang terlihat pada bidang horizontal.

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

Dari kedua persamaan sebelumnya, maka dapat ditentukan:

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

Kemudian anomali gayaberat yang dilakukan transformasi *fourier* pada suatu bidang horizontal, diamati seperti berikut:

$$F(g_z) = \gamma\mu F\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) = 2\pi\gamma\mu e^{|k|(z_0-z_1)} \quad (2.20)$$

dimana:

g_z = anomali gayaberat (mgal)

- k = bilangan gelombang
 z_0 = ketinggian titik amat (m)
 z_1 = ketinggian benda anomali (m)

Apabila distribusi densitas bersifat acak dan tidak memiliki korelasi pada setiap nilai gayaberat, maka $\mu = 1$, kemudian hasil hasil dari Transformasi *Fourier* pada anomali gayaberat menjadi:

$$A = C e^{|k|(z_0 - z_1)} \quad (2.21)$$

dimana:

- A = amplitudo
 C = konstanta
 k = bilangan gelombang
 $z_0 - z_1$ = kedalaman (m)

Kemudian dilakukan perhitungan *spectrum amplitude* yang dihasilkan dari transformasi *fourier* untuk memperoleh estimasi lebar jendela yang optimal, hasil berupa persamaan garis lurus antara *spectrum amplitude* ($\ln A$) dan bilangan gelombang (k).

$$\ln A = \ln 2\pi\gamma m e^{|k|(z_0 - z_1)} \quad (2.22)$$

$$\ln A = (z_0 - z_1)|k| + \ln 2\pi\gamma m \quad (2.23)$$

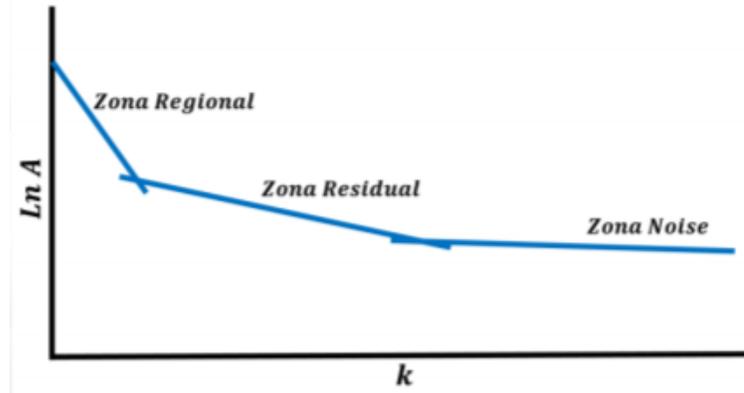
Secara umum persamaan garis lurus $y = mx + c$, maka **persamaan (2.23)** didefinisikan bahwa $\ln A$ sebagai sumbu y , $|k|$ sebagai sumbu x , dan $(z_0 - z_1)$ sebagai *trend line* (gradien). Nilai *trend line* (gradien) sebagai kedalaman benda anomali dari grafik hubungan antara $\ln A$ dan k . $|k|$ sebagai sumbu x didefinisikan sebagai bilangan gelombang sampling yang diperoleh dari persamaan (Blakely, R.J., 1996):

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \text{ atau } \lambda = \frac{2\pi}{k} \quad (2.24)$$

Sehingga diperoleh estimasi lebar jendela (n) dituliskan sebagai berikut:

$$n = \frac{\lambda}{\Delta x} = \frac{2\pi}{\Delta x \cdot k} \quad (2.25)$$

Frekuensi rendah berasal dari benda yang relative dalam atau biasa di sebut anomali regional dan frekuensi tinggi berasal dari benda yang berada di atas anomali regional disebut anomali residual (Blakely, R.J., 1996).



Gambar 2.12 Ilustrasi kurva $\ln A$ terhadap bilangan gelombang (k) analisis spektral

Pada **gambar 2.7** ketika diamati bahwa terdapat kurva yang menampilkan tiga zona dari *trend line* yang muncul, yaitu zona regional, zona residual, dan zona *noise*. Zona regional dan zona residual ini mewakili hasil data perhitungan estimasi kedalaman (m) dari persamaan garis linier ($y = mx + c$).

2.3.3 Filter *Moving Average*

Metode *moving average* merupakan metode pemisahan anomali gayaberat dengan melakukan rata-rata bergerak nilai anomali gayaberat. Sehingga menghasilkan *output* anomali regional dan anomali residual. Selisih antara anomali Bouguer dengan anomali regionalnya berupa anomali residual.

$$\Delta g_{res} = \Delta g - \Delta g_{reg} \quad (2.26)$$

dimana:

Δg_{res} = besar anomali residual (mgal)

Δg_{reg} = besar anomali regional (mgal)

Δg = besar anomali *bouguer* (mgal)

Proses filter *moving average* ini dapat dituliskan dengan persamaan:

$$\Delta g_r(i) = \frac{\Delta g(i-n) + \dots + \Delta g(i) + \dots + \Delta g(i+n)}{N} \quad (2.27)$$

dimana:

Δg_r = anomali regional

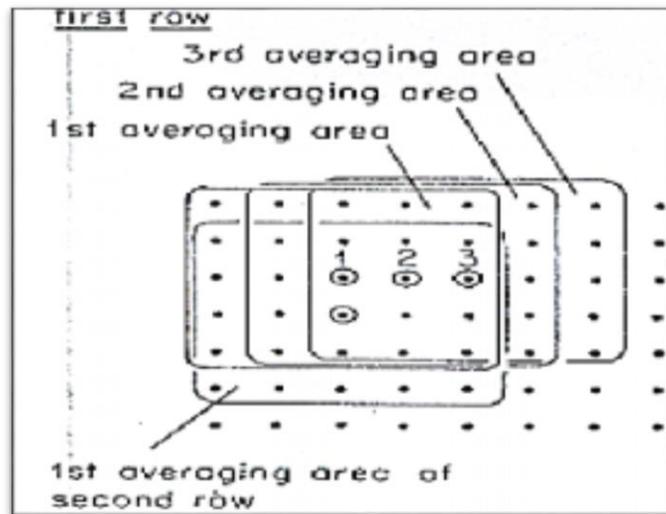
i = nomor stasiun

N = lebar jendela

Pengaplikasian metode *moving average* dapat dicontohkan pada jendela 5x5 data dua dimensi, melalui persamaan:

$$\Delta g_{reg} = \frac{1}{25} [(\Delta g_1) + (\Delta g_2) + \dots + (\Delta g_{25})] \quad (2.28)$$

Pada **Gambar 2.8** nilai Δg_R pada suatu titik dapat dihitung dengan merata-ratakan semua nilai Δg_B di dalam sebuah kotak persegi dengan titik pusat adalah titik yang akan dihitung harga Δg_R .

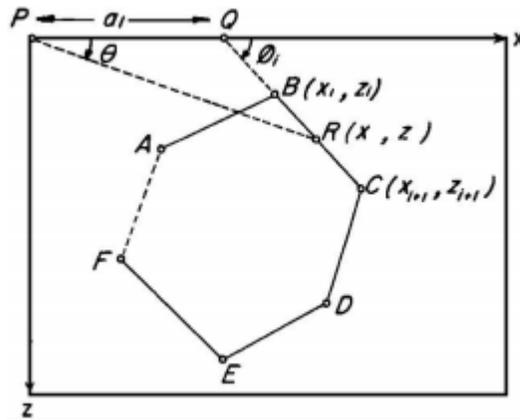


Gambar 2.13 Skema *moving average* 5x5 (Robinson, 1988)

2.3.4 Forward Modelling

Dalam pemodelan gaya berat, model dan parameter model digunakan untuk mengamati kondisi geologi bawah permukaan berdasarkan data yang diamati di permukaan bumi. Pemodelan gaya berat ini dibedakan atas dua, yaitu pemodelan kedepan (*Forward Modelling*) dan pemodelan inversi (*Inverse Modeling*). *Forward modeling* (pemodelan ke depan) adalah metode interpretasi penggambaran bentuk geometri penampang bawah permukaan dengan penentuan densitas di perkiraan melalui model bawah permukaan geologi dilapangan (Talwani, 1959). Prinsip umum

yang dimiliki dari pemodelan kedepan (*Forward Modeling*) adalah menghitung model konsep interpreter pada model di bawah permukaan, dimana dimensi dan densitas dikendalikan oleh hasil “FIT” antara data kalkulasi dan data observasi. *Forward Modelling* melibatkan perhitungan efek yang dihasilkan oleh model matematis dari kondisi bawah permukaan yang diperkirakan dengan merubah parameter model untuk mendapatkan korelasi yang dapat “diterima” dengan peta anomali *bouguer*. Korelasi yang dapat “diterima” antara anomali *bouguer* serta efek dari model bersifat subjektif dan mungkin berbeda – beda karena interpreter, dan kondisi geologi.



Gambar 2.14 Efek gravitasi polygon (Talwani, M. W., 1959)

Pemodelan kedepan dilakukan untuk menghitung efek gravitasi pada model bawah permukaan dengan penampang yang mewakili suatu poligon berisi n dan dinyatakan dalam integral garis sisi - sisi poligon (Talwani, 1959). Komponen vertikalnya dapat dituliskan sebagai persamaan berikut:

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

Garis CB pada **Gambar 2.14** diteruskan hingga bertemu sumbu x yaitu pada titik Q akan membentuk sudut ϕ_i pada sumbu x $PQ = a_i$ maka,

$$z = x \tan \theta \quad (2.35)$$

Untuk titik sembarang sepanjang garis BC persamaannya menjadi:

$$z = (x - a_i) \tan \theta_i \quad (2.36)$$

Sehingga untuk z sebagai berikut:

$$z = \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad (2.37)$$

Atau:

$$\int_{BC} z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta = Z_i \quad (2.38)$$

Pada komponen vertikal persamaan g_z , integral garis tertutup dapat dinyatakan sebagai jumlah integral garis tiap sisinya, persamaan tersebut dapat dituliskan sebagai berikut:

$$g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (2.39)$$

Nilai Z_i di dapatkan dari persamaan berikut:

$$Z_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[(\theta_i + \theta_{i+1}) + \tan \phi_i \cdot \ln \left\{ \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right\} \right] \quad (2.40)$$

Forward modelling sering kali menggunakan proses *trial and error* atau sama dengan proses coba – coba untuk memperoleh kemiripan terhadap data data teoritis dengan data yang ada di lapangan. Sehingga *trial and error* ini diperoleh model yang cocok responnya dengan data (Grandis, D. H, 2009).

2.3.5 Inversion Modelling

Inverse Modeling merupakan keterbalikan dari *forward modelling*. Proses pemodelan inversi berjalan dengan cara menghasilkan bentuk suatu model langsung dari data. Respon model dan data pengamatan diharapkan memiliki kesesuaian yang tinggi, dan memberikan hasil model yang optimum (Supriyanto, 2007). Pemodelan ini disebut juga sebagai data *fitting* atau pencocokan data karena proses di dalamnya dicari parameter model yang menghasilkan respon yang cocok dengan data pengamatan.

Pada software yang digunakan untuk melakukan inversi model 3D menggunakan inversi non-linier dengan pendekatan linier yakni *Singular Value Decomposition* (SVD) dan inversi *occam*. *Singular Value Decomposition* (SVD) merupakan metode pemfaktoran matriks yang berkaitan erat dengan nilai singular pada matriksnya. Metode ini adalah solusi dalam sistem persamaan linier (SPL), yang

diasumsikan sebagai system persamaan linier pada bentuk operasi matriks. Persamaan dapat dituliskan sebagai berikut (Dimri,V, 1992) :

$$Y = Ax \quad (2.41)$$

Dimana:

Y = data observasi dan hasil tebakan awal

A = Kernel akan menghitung untuk tebakan awal

x = model baru dan parameter model awal

solusi dari nilai x pada persamaan diatas, melalui persamaan berikut:

$$x = A^{-1}Y \quad (2.42)$$

Pada matriks yang terbentuk bukanlah matriks persegi akibatnya tidak dapat digunakan. Hal tersebut disebabkan oleh determinan dari matriks koefisien tidak dapat dicari, sehingga inversnya tidak dapat ditentukan, selain itu tidak semua matriks persegi mempunyai invers. Dalam mengatasi kekurangan metode tersebut maka digunakan metode *singular value decomposition* (SVD). Dengan melibatkan pemfaktoran A yakni hasil kali $U S V^T$, (Dimri. V, 1992) dapat dituliskan sebagai berikut:

$$A = U S V^T \quad (2.43)$$

Dimana:

A = matriks awal

U = matriks singular kiri

S = matriks diagonal dari matriks singular

V^T = transpos dari matriks singular kanan

Selanjutnya akan dilakukan proses perhitungan inversi *occam* yakni merupakan salah satu metode inversi yang memanfaatkan tingkat kekerasan model. Inversi *Occam* ini dapat dituliskan melalui persamaan sebagai berikut:

$$U = |\partial m|^2 + \mu^{-1}\{ |Wd - WGm|^2 - X^2 \} \quad (2.44)$$

Dimana:

$|\partial m|^2$ = kekerasan (*roughness*)

μ = Lagrange Multiplier

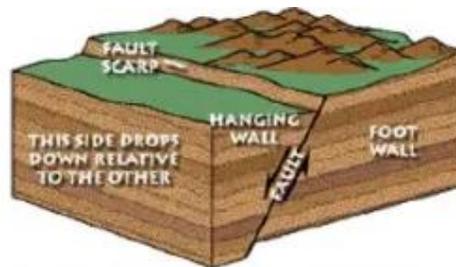
$|Wd - WGm|^2$ = Misfit

X = error

2.3.6 Sesar (Fault)

2.3.6.1 Normal Fault (Sesar Normal)

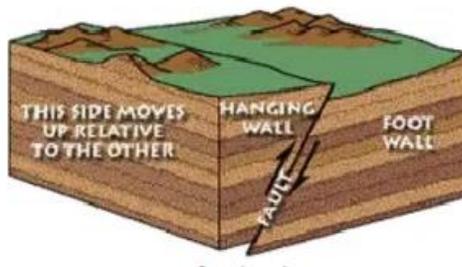
Sesar normal ini muncul diakibatkan oleh gaya gravitasi sebagai faktor utama. Pada pergerakannya yaitu *Hanging wall* relatif turun terhadap *footwall* serta memiliki kemiringan bidang yang besar.



Gambar 2.15 Sesar Normal (Ramsay, G, 1987)

2.3.6.2 Reverse Fault (Sesar Naik)

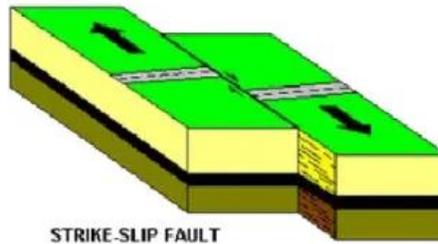
Sesar naik ini bagian *hanging wall* muncul relatif naik terhadap *footwall*. Pada sudut kemiringan sesar naik lebih kecil daripada sesar normal yang mendekati vertikal sudut kemiringannya.



Gambar 2.16 Sesar Naik (Ramsay, G, 1987)

2.3.6.3 *Strike-slip Fault* (Sesar Mendatar)

Sesar mendatar merupakan sesar yang proses pembentukannya dipengaruhi oleh tegasan kompresi. Sesar mendatar terbagi atas dua berdasarkan gerak relatifnya, yaitu sinistial (mengiri) tidak searah jarum jam dan destral (menganan) searah jarum jam.



Gambar 2.17 Sesar Mendatar (Ramsay, G 1987)