

# EKSPLORASI GAYA BERAT



GRAHA ILMU

# EKSPLORASI GAYA BERAT

Muh Sarkowi

Perpustakaan Nasional RI





GRAHA ILMU

# EKSPLORASI GAYA BERAT

Muh Sarkowi

**EKSPLORASI GAYA BERAT**, oleh Muh Sarkowi

Hak Cipta © 2014 pada penulis



GRAHA ILMU

Ruko Jambusari 7A Yogyakarta 55283

Telp: 0274-889398; Fax: 0274-889057; E-mail: [info@grahailmu.co.id](mailto:info@grahailmu.co.id)

Hak Cipta dilindungi undang-undang. Dilarang memperbanyak atau memindahkan sebagian atau seluruh isi buku ini dalam bentuk apa pun, secara elektronis maupun mekanis, termasuk memfotokopi, merekam, atau dengan teknik perekaman lainnya, tanpa izin tertulis dari penerbit.

ISBN: 978-602-262-308-3

Cetakan ke I, tahun 2014



---

# KATA PENGANTAR

Metode gayaberat merupakan metode geofisika pertama yang digunakan untuk eksplorasi minyak dan gas. Metode ini telah sukses untuk menemukan lokasi lapangan minyak dan gas di daerah Gbely, Slovakia pada tahun 1916, dan pada tahun 1924 metode ini juga telah sukses mengidentifikasi struktur antiklin dan Salt Dome lapangan minyak dan gas di daerah Brazoria, Texas (La Fehr, 1980).

Sejarah eksplorasi gayaberat didasarkan pada studi yang dilakukan oleh Galileo, Kepler dan Newton (abad 16 – 17). Galileo pada tahun 1589 menemukan benda jatuh bebas yang memiliki percepatan yang tidak bergantung pada massa bendanya. Kepler menghasilkan 3 buah hukum tentang pergerakan planet (1609 dan 1619). Sir Isaac Newton menemukan konstanta universal gravitasi dan hukum Newton (1685-1687). Bouguer menyelidiki adanya perubahan gayaberat terhadap ketinggian dan lintang serta density bumi (1735-1745).

Metode gayaberat untuk eksplorasi telah mulai dikembangkan sejak awal 1900-an dan terus berkembang sampai sekarang seiring dengan peningkatan atau perkembangan dibidang elektronika dan instrumentasi sehingga perubahan gayaberat dalam orde  $\mu\text{Gal}$  dapat terukur dengan baik. Pada awal abad 20, instrumentasi yang digunakan untuk pengukuran gayaberat adalah Torsion Balance yang di kembangkan oleh Eotvos Lorand pada tahun 1916. Setelah tahun 1932 gravimeter jenis stable mulai digunakan. Konsep zero-length spring mulai dikembangkan oleh LaCoste (1934) dan mulai diterapkan dan dipakai dilapangan pada tahun 1939. Pada tahun 1950 Gravimeter jenis ini juga mulai dikembangkan untuk digunakan pada pengukuran menggunakan kapal laut maupun pesawat. Seiring dengan perkembangan dibidang elektronika dan instrumentasi digital, pada tahun 1980 an sensor zero-length spring pada gravimeter mulai dilengkapi dengan teknologi elektronik feedback sistem sehingga bacaan pengukuran dapat ditampilkan secara digital. Pada dekade tahun 1990 terjadi peningkatan yang sangat significant dalam teknologi pengukuran gayaberat. Pada gravimeter absolut mempunyai ketelitian yang sangat teliti ( $0.1 \mu\text{Gal}$ ) dengan dimensi peralatan yang semakin kecil sehingga dapat digunakan untuk pengukuran di lapangan ( Superconducting Gravimeter, A10 Absolut Gravimeter dan FG 5 Absolut Gravimeter). Begitu juga perkembangan pada gravimeter tipe relatif terus terjadi peningkatan ketelitian dan accuracy dari pembacaan serta metode pengukuran yang relatif mudah ( Scintrex Autograv CG-3, Scintrex Autograv CG-5 dan Graviton). Pada saat ini instrumentasi gravimeter dapat mengamati perubahan 1 cm variasi muka air sungai Danube pada jarak 100 meter.

Semakin tingginya akurasi dan ketelitian alat ukur gayaberat mendorong para ilmuwan untuk dapat mengukur atau mengamati perubahan gayaberat yang sangat kecil ( $< 1 \mu\text{Gal}$ ). Aplikasi metode gayaberat terus berkembang dan diaplikasikan dalam berbagai bidang tidak hanya untuk eksplorasi tetapi sudah digunakan juga untuk pemantauan perubahan densitas dan jarak yang terjadi di permukaan dan di bawah permukaan.

Pada tahapan eksplorasi metode ini telah digunakan untuk : eksplorasi minyak dan gas, eksplorasi geothermal, penentuan basement, identifikasi struktur bawah permukaan, eksplorasi eksplorasi bahan tambang dan mineral, dll).

Disamping itu pada dekade tahun 1990 telah mulai dikembangkan metode gravitasi untuk pemantauan yang dikenal dengan metode gravitasi 4D atau *time-lapse microgravity*. Metode ini telah sukses diaplikasikan untuk: Pemantauan fluida pada produksi minyak dan gas, Pemantauan dinamika fluida pada lapangan panasbumi, Pemantauan dinamika air tanah, Pemantauan amblesan tanah, pemantauan aktifitas gunung api, pemantauan atau percusore gempabumi, Pemantauan geodinamika pergerakan lempeng, dan lain-lain.

Bandar Lampung, Juni 2014

Penulis

---

# DAFTAR ISI

<b>KATA PENGANTAR</b>	<b>v</b>
<b>DAFTAR ISI</b>	<b>vii</b>
<b>DAFTAR TABEL</b>	<b>xi</b>
<b>DAFTAR GAMBAR</b>	<b>xiii</b>
<b>BAB I PENDAHULUAN</b>	<b>1</b>
<b>BAB II DASAR TEORI</b>	<b>7</b>
2.1 Hukum Gayaberat Universal	7
2.2 Konstanta Gravitasi Universal (G)	8
2.3 Pengukuran Konstanta Gravitasi Universal (G)	9
2.4. Massa Bumi dan Momen Inersia Bumi	13
2.5 Percepatan Gayaberat Bumi	<b>14</b>
<b>BAB III PENGUKURAN GAYABERAT</b>	<b>19</b>
3.1 Pengukuran Gayaberat Absolut	19
3.2 Pengukuran Gayaberat Relatif	30
3.3 Alat Ukur Gayaberat Relatif	32
3.4 Jaringan Titik Gayaberat Internasional	38
3.5 Jaringan Gaya Berat di Indonesia	39
3.6 Survey Gayaberat	41
<b>BAB IV KOREKSI GAYABERAT</b>	<b>43</b>
4.1. Koreksi Pengukuran Gayaberat	43
4.2 Koreksi gayaberat akibat perbedaan posisi lintang bumi	49
4.3. Koreksi Udara Bebas ( <i>Free Air Correction</i> )	50
4.4 Koreksi Bouguer	51
4.5. Koreksi Terrain	53
4.6 Penentuan Densitas Permukaan	59
4.7 Anomali Bouguer (Anomali Gayaberat)	62

<b>BAB V</b>	<b>PENGOLAHAN ANOMALI GAYABERAT</b>	<b>65</b>
5.1	Anomali Gayaberat	65
5.2	Pemisahan Anomali Regional dan Residual	66
5.3	Second Vertical Derivative	71
5.4	Penentuan Kedalaman Anomali Regional dan Anomali Residual	74
5.5	Analisis Spektrum	76
5.6	Proyeksi Data Anomali Gayaberat ke Bidang Datar	80
<b>BAB VI</b>	<b>INTERPRETASI ANOMALI GAYA BERAT</b>	<b>87</b>
6.1	Interpretasi Kualitatif.	89
6.2	Metode Interpretasi Semi Kuantitatif	93
6.3	Interpretasi Kuantitatif	103
6.4	Ketidak-unikan Solusi Pemodelan Geofisika	105
6.5	Aspek-aspek Pemodlan	106
6.6	Pemodelan 2D	107
6.7	Pemodelan 3D	109
6.8	Contoh Pemodelan Kedapan ( <i>Forward Modelling</i> )	110
6.9	Contoh Pemodelan Inversi 2D dan 3D	112
<b>DAFTAR PUSTAKA</b>		<b>119</b>
<b>GLOSARIUM</b>		<b>125</b>
<b>INDEKS</b>		<b>131</b>
<b>TENTANG PENULIS</b>		<b>135</b>



---

# DAFTAR TABEL

<b>Tabel 2.1.</b>	Nilai konstanta hasil pengukuran	11
<b>Tabel 2.2</b>	Daftar nilai pengukuran $G$ dan $\rho_m$	13
<b>Tabel 3.1</b>	Spesifikasi FG5 Absolut Gravimeter	26
<b>Tabel 3.2</b>	Karakteristik dan spesifikasi A10 Absolut gravimeter ( <a href="http://www.microgallacoste.com">www.microgallacoste.com</a> )	28
<b>Tabel 3.3</b>	Spesifikasi SG Absolut Gravimeter (Hinderer J.D, dkk. 2007)	28
<b>Tabel 3.4</b>	Spesifikasi Gravimeter Lacoste & Romberg tipe G	34
<b>Tabel 3.5</b>	Spesifikasi Graviton Gravimeter	36
<b>Tabel 3.6</b>	Spesifikasi Scintrex Autograv CG-3	36
<b>Tabel 3.7</b>	Spesifikasi Teknis Gravimeter Scintrex Autograv CG-5	38
<b>Tabel 3.8</b>	Perbaikan Nilai DG.0 sampai DG VI (Adkins dkk, 1978)	41
<b>Tabel 4.1</b>	Perhitungan gayaberat observasi mulai dari koreksi pasang surut gayaberat, koreksi drfit dan pengikatan gayaberat	49
<b>Tabel 4.2</b>	Zona koreksi terrain	57
<b>Tabel 4.3</b>	Tabel Nilai koreksi terrain	57
<b>Tabel 4.4</b>	Nilai densitas batuan	59



---

## DAFTAR TABEL

Tabel 2.1.	Nilai konstanta hasil pengukuran	11
Tabel 2.2	Daftar nilai pengukuran $G$ dan $\rho_m$	13
Tabel 3.1	Spesifikasi FG5 Absolut Gravimeter	26
Tabel 3.2	Karakteristik dan spesifikasi A10 Absolut gravimeter ( <a href="http://www.microgallacoste.com">www.microgallacoste.com</a> )	28
Tabel 3.3	Spesifikasi SG Absolut Gravimeter (Hinderer J.D, dkk, 2007)	28
Tabel 3.4	Spesifikasi Gravimeter Lacoste & Romberg tipe G	34
Tabel 3.5	Spesifikasi Graviton Gravimeter	36
Tabel 3.6	Spesifikasi Scintrex Autograv CG-3	36
Tabel 3.7	Spesifikasi Teknis Gravimeter Scintrex Autograv CG-5	38
Tabel 3.8	Perbaikan Nilai DG.0 sampai DG VI (Adkins dkk, 1978)	41
Tabel 4.1	Perhitungan gayaberat observasi mulai dari koreksi pasang surut gayaberat, koreksi drfit dan pengikatan gayaberat	49
Tabel 4.2	Zona koreksi terrain	57
Tabel 4.3	Tabel Nilai koreksi terrain	57
Tabel 4.4	Nilai densitas batuan	59

---

# DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1	Peta gradient horisontal gayaberat hasil pengukuran antara tahun 1901 – 1903 di daerah danau Frozen Balaton (Szabo, 1988)	2
Gambar 1.2	Peta horisontal gradeint gayaberat daerah Gbely, Slovakia, contoh dari sejarah sukses penemuan lapangan minyak dan gas pada tahun 1916 menggunakan Eatvoz Torsion Balance (Szabo, 1988)	2
Gambar 1.3	Pengukuran percepatan gravitasi dengan menggunakan Eotvos Torsion Balance pada tahun 1891 di Sag Hill Hongaria (Szabo, 1988)	3
Gambar 1.4	Foto Ilustrasi alat ukur gravitasi double torsion (Szabo, 1988)	3
Gambar 1.5	Model sederhana prinsip alat ukur gayaberat dengan pegas	4
Gambar 1.6	Ilustrasi pergerakan benda jatuh bebas yang mengalami percepatan gayaberat yang tidak bergantung pada massa benda yang dijatuhkan.	5
Gambar 1.7.	Satuan gayaberat	5
Gambar 1.8.	Variasi gayaberat di permukaan bumi	5
Gambar 2.1	Kecepatan orbit bulan mengelilingi bumi pada tiap waktu akan menempuh luasan yang sama. Pada saat bulan jauh dari bumi kecepatan orbitnya lambat sedangkan pada saat dekat dengan bumi kecepatan orbit semakin cepat.	8
Gambar 2-2.	Percobaan Cavendish untuk menentukan rapat massa bumi dengan $\phi m_1 = 5$ cm dan $\phi m_2 = 30$ cm (terbuat dari timah hitam).	9
Gambar 2-3.	Torsion balance yang digetarkan.	10
Gambar 2-4	Perbandingan Harga G dari massa ke massa	12
Gambar 2.5.	(a) Deviasi tinggi geoid terhadap oblate spheroid. (b) Perbandingan antara bentuk bumi rata-rata (garis tegas) dengan bentuk oblate spheroid (garis putus-putus) (King-Hele, 1969 op cit. Fowler, 1990)	15
Gambar 3.1	Skematik model pendulum (ayunan matematis)	20
Gambar 3-2.	Grafik hubungan antara Amplitudo dan Waktu getar pendulum	20
Gambar 3.3	Skematik model Pendulum Fisika	23
Gambar 3-4.	Pengukuran gaya berat dengan teknik benda jatuh	24
Gambar 3.5 a.	Detail alat FG5 Absolut gravimeter b. Foto FG5 Absolut gravimeter	26



<b>Gambar 6.26.</b>	Model Bawah Permukaan Lintasan NW-TNG hasil forward modeling dari anomali gayaberat sisa	112
<b>Gambar 6.27</b>	Peta anomali gayaberat daerah gunung Merapi	113
<b>Gambar 6.28</b>	Model distribusi densitas bawah permukaan lintasan Barat-Timur hasil pemodelan inversi 2D anomali gayaberat dengan metode Inversi Kompak	114
<b>Gambar 6.29.</b>	Model distribusi densitas bawah permukaan lintasan Selatan - Utara hasil pemodelan inversi 2D anomali gayaberat dengan metode Inversi Kompak	114
<b>Gambar 6.30.</b>	Peta anomali Bouguer daerah Gunung Merapi dan Gunung Merbabu.	115
<b>Gambar 6.31.</b>	Model 3D inversi anomali Bouguer daerah Gunung Merapi dan Gunung Merbabu.	115
<b>Gambar 6.32</b>	Peta anomali gayaberat daerah Ulubelu	116
<b>Gambar 6.33.</b>	Model distribusi densitas bawah permukaan hasil 3D inversi anomali gayaberat daerah panasbumi Ulubelu	117
<b>Gambar 6.34.</b>	Model distribusi densitas pada kedalaman 1000 (msl) hasil inversi 3D. Model menunjukkan adanya daerah dengan densitas rendah di bagian utara daerah penelitian yang kemungkinan dapat berperilaku sebagai reservoir panasbumi di daerah tersebut	117

# BAB I

---

## PENDAHULUAN

Metode Gayaberat merupakan metode geofisika yang didasarkan pada pengukuran variasi medan gayaberat bumi. Variasi medan gayaberat dipermukaan bumi tersebut dapat disebabkan oleh adanya: variasi densitas batuan di bawah permukaan, jenis batuan di bawah permukaan, perbedaan jarak permukaan bumi ke pusat bumi dan adanya perbedaan topografi di permukaan bumi (lembah atau bukit).

Metode gayaberat merupakan metode geofisika pertama yang digunakan untuk eksplorasi minyak dan gas. Metode ini telah sukses untuk menemukan lokasi lapangan minyak dan gas di daerah Gbely, Slovakia pada tahun 1916, dan pada tahun 1924 metode ini juga telah sukses mengidentifikasi struktur antiklin dan Salt Dome di lapangan minyak dan gas di daerah Brazoria, Texas (La Fehr, 1980).

Metode gayaberat adalah metode geofisika yang sensitive terhadap perubahan vertikal, oleh karena itu metode ini disukai untuk mempelajari kontak intrusi, batuan dasar, struktur geologi, endapan sungai purba, lubang di dalam masa batuan dan lain-lain. Metode ini umumnya digunakan dalam eksplorasi minyak untuk menemukan struktur yang merupakan jebakan minyak (oil trap), dan dikenal sebagai metode awal saat akan melakukan eksplorasi daerah yang berpotensi hidrokarbon. Meskipun dapat dioperasikan dalam berbagai macam hal tetapi pada prinsipnya metode ini dipilih karena kemampuannya dalam membedakan rapat massa suatu material terhadap lingkungan sekitarnya. Dengan demikian struktur bawah permukaan dapat diketahui. Pengetahuan tentang struktur bawah permukaan ini penting untuk perencanaan langkah-langkah eksplorasi.



Pierre Bouguer  
(1733-1803)

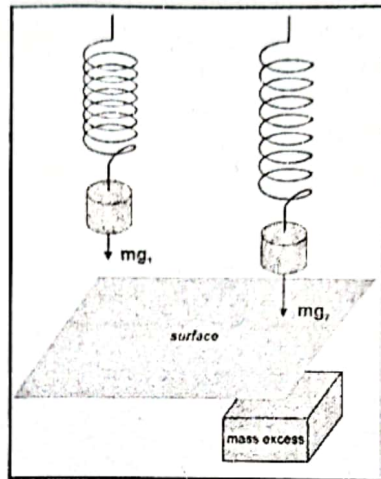


Loránd Eötvös  
(1848-1919)



Carlo Somigliana  
(1860-1955)

Pada tahun 1980 sensor zero-length spring pada gravimeter mulai dilengkapi dengan teknologi elektronik feedback sistem sehingga bacaan pengukuran gravimeter dapat ditampilkan secara digital. Dengan sistem gravimeter semi-digital maupun digital penuh, kendala pembacaan yang berhubungan dengan alat untuk mengamati perubahan gayaberat dalam orde  $\mu\text{Gal}$  dapat dihilangkan.



**Gambar 1.5** Model sederhana prinsip alat ukur gayaberat dengan pegas

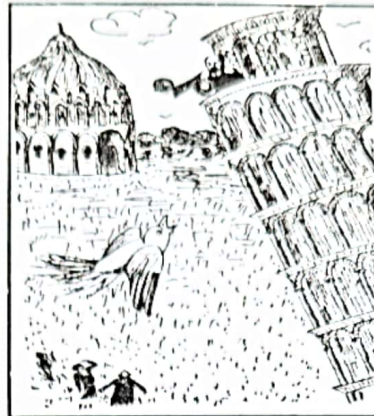
Pada dekade tahun 1990 terjadi peningkatan yang sangat signifikan dalam teknologi pengukuran gayaberat. Gravimeter absolut mempunyai ketelitian yang sangat teliti ( $0.1 \mu\text{Gal}$ ) dengan dimensi peralatan yang semakin kecil sehingga dapat digunakan untuk pengukuran di lapangan (Superconducting Gravimeter, A10 Absolut Gravimeter dan FG 5 Absolut Gravimeter). Begitu juga perkembangan pada gravimeter tipe relatif terus terjadi peningkatan ketelitian dari pembacaan dengan metode pengukuran lebih mudah (Scintrex Autograv CG-3, Scintrex Autograv CG-5 dan Graviton).

Dengan adanya peningkatan akurasi gravimeter dan pengembangan sistem digital, penerapan metode gayaberat untuk sumber anomali dekat permukaan dan yang berhubungan dengan lingkungan serta untuk tujuan pemantauan semakin banyak digunakan. Metode gayaberat-mikro antar waktu merupakan pengembangan dari metode gayaberat yang dicirikan oleh pengukuran secara teliti dan berulang.

Metode gayaberat-mikro antar waktu telah banyak digunakan, diantaranya untuk : pemantauan proses produksi uap dan injeksi air pada reservoir panas bumi (Allis dan Hunt, 1986; Galderen dkk., 1999; Kamah dkk., 2001; Eiken dkk., 2000; Akasaka dan Nakanishi, 2000; Andres dan Pedersen, 1993; Apuada dan Olivar, 2005; Nishijima dkk., 2005), pemantauan produksi gas (Galderen dkk., 1999; Bate, 2005), pemantauan produksi minyak yang diinjeksi dengan air atau uap (Hare dkk., 1999; Eiken dkk., 2000; Brady dkk., 2004; Kadir dkk., 2004; Santoso dkk., 2004), pemantauan aktifitas gunung api berupa pergerakan magma dan deformasi permukaan (Rundle, 1982; Johnsen dkk., 1980; Rymer dkk., 1988; Jousset dkk., 2000).

Penerapan metode gayaberat-mikro yang berhubungan dengan lingkungan telah dimulai oleh Lambert dan Beamoont (1977) yang mengamati adanya perubahan gayaberat secara musiman akibat perubahan hidrologi di Cap Pele yang mencapai  $10 \mu\text{Gal}$ . Goodkind (1986) menunjukkan adanya korelasi yang baik antara perubahan harga gayaberat dengan data curah hujan. Akasaka dan Nakanishi, (2000), melakukan pengukuran curah hujan, perubahan kedalaman muka air tanah dan gayaberat di daerah panas bumi Oguni Jepang yang mendapatkan hubungan antara perubahan curah hujan dengan perubahan kedalaman muka air tanah di daerah tersebut. Branston dan Style (2003) melakukan pemantauan amblesan tanah di daerah pertambangan.





Gambar 1.6 Ilustrasi pergerakan benda jatuh bebas yang mengalami percepatan gayaberat yang tidak bergantung pada massa benda yang dijatuhkan.

Unit percepatan gravitasi atau kuat medan gravitasi dinyatakan dalam gal (untuk menghormati Galelei Galelio, orang yang mula mengusulkan adanya gaya gravitasi dari percobaan menjatuhkan benda di Menara Pisa Italia (Gambar 1.6 dan Gambar 1.7).

**SATUAN GAYABERAT**  
 Gayaberat = percepatan dalam SI adalah  $ms^{-2}$   
 $1 ms^{-2} = 10^6 \mu ms^{-2}$   
 $= 10^9 nms^{-2}$   
 $1 Gal = 1 cms^{-2}$   
 $= 10^{-2} ms^{-2} (SI)$   
 $1 mGal = 10^{-3} Gal$   
 $1 \mu Gal = 10^{-6} Gal$   
 $= 10^{-8} ms^{-2} (SI)$

Gambar 1.7. Satuan gayaberat

**Gayaberat Total Bumi ~ 983.000.000  $\mu$ Gal**  
 Radius equator Bumi > 21 km dari pada radius kutub  
 memberikan perbedaan ~ 5.000.000  $\mu$ Gal  
 Perbedaan tinggi antara gunung tertinggi dari laut terdalam  
 memberikan perbedaan ~ 3.000.000  $\mu$ Gal  
 Struktur Geology Regional memberikan  
 perbedaan ~ 100.000  $\mu$ Gal  
 Efek Pasang Surut Bulan dan  
 Matahari ~ 300  $\mu$ Gal  
 Microgravity map contour  
 is 10  $\mu$ Gal  
 Akurasi Gravimeter  
 1  $\mu$ Gal

Gambar 1.8. Variasi gayaberat di permukaan bumi



# BAB II

---

## DASAR TEORI

### 2.1 Hukum Gayaberat Universal

Pada saat ini semua orang tahu bahwa benda jatuh ke bumi diakibatkan oleh gaya tarik-menarik antara benda tersebut dengan bumi. Gaya tarik-menarik tersebut, secara teori gayaberat ditemukan oleh seorang ahli ilmu pengetahuan dari abad 17, yaitu Sir Isaac Newton (1642 - 1727), yang dituangkan dalam bukunya "Principia Mathematica".

Sudah menjadi dongeng selama ini, seolah Newton menemukan hukum gravitasi pada saat berjalan-jalan di taman lalu tertimpa buah apel.

Sesungguhnya penemuan hukum Newton ini dilakukan melalui banyak sekali tahapan dari hasil pengamatan tentang pergerakan Bumi dan Matahari.

Teori gayaberat Newton didasarkan atas hasil penelitian Kepler tentang pergerakan planet. Dari hasil pengamatan Kepler (1753) membuat hukum pergerakan planet yang berbentuk ellips.

**Hukum Kepler I :**

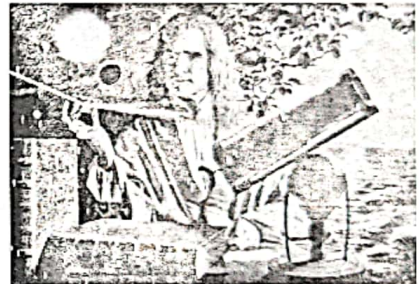
$$\frac{(x + a\epsilon)^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1 \quad (2-1)$$

dimana a, b adalah jarak terpanjang dan terpendek dari revolusi bumi terhadap Matahari

**Hukum kepler II** adalah :

$$\frac{dS}{dt} = C \quad (2-2)$$

dimana S adalah luas waktu daerah sapuan persatuan.



Beberapa persamaan tersebut diadopsi pada pertemuan Geofisika Internasional dan disebut "International Gravity Formula (IGF) yang umum digunakan didalam ilmu Geofisika Eksplorasi adalah IGF 1930, 1967 dan 1980. Peta-peta gayaberat di Indonesia sebelum 1967 menggunakan IGF 1930. Hampir semua data gayaberat sekarang menggunakan IGF 1967. Data gayaberat pada tulisan ini menggunakan IGF 1980, karena data-data gayaberat yang ada sekarang pun berangsur-angsur ditingkatkan menggunakan IGF 1980.

Perbaikan data gayaberat menggunakan IGF pada tahun yang berbeda dapat diperbaiki dengan koreksi penggunaan IGF 1930; untuk memperoleh IGF 1967 menggunakan persamaan sebagai berikut :

$$\delta g_{corr} = +(17,2 - 13,6 \sin^2 \phi) mgal \quad (2-41)$$

untuk titik-titik yang diikat kepada Sistem Potsdam

$$\delta g_{corr} = +(3,2 - 13,6 \sin^2 \phi) mgal \quad (2-42)$$

untuk titik-titik yang menggunakan titik ikat IGSN71 (b)

Sedangkan koreksi untuk mengubah data menggunakan IGF 1967 menjadi IGF1980 pada titik-titik IGSN71 dapat dilakukan melalui persamaan (Moritz, 1980) :

$$\Delta g_{corr} = (0.8316 + 0.0782 \sin^2 \phi - 0.0007 \sin^4 \phi) mgal \quad (2-43)$$

# BAB III

---

## PENGUKURAN GAYABERAT

Pengukuran nilai gayaberat di permukaan bumi dapat dilakukan dengan dua metode, yaitu: metode pengukuran secara absolut, dan metode pengukuran secara relatif. Metode pengukuran gayaberat absolut akan langsung mendapatkan nilai gayaberat observasi pada titik tersebut, sedangkan metode pengukuran gayaberat relatif dilakukan dengan mengukur selisih nilai gayaberat dari titik yang sudah diketahui nilai gayaberatnya ke titik yang akan diukur nilai gayaberatnya. Titik yang sudah diketahui nilai gayaberatnya ini disebut dengan titik ikat gravity.

### 3.1 Pengukuran Gayaberat Absolut

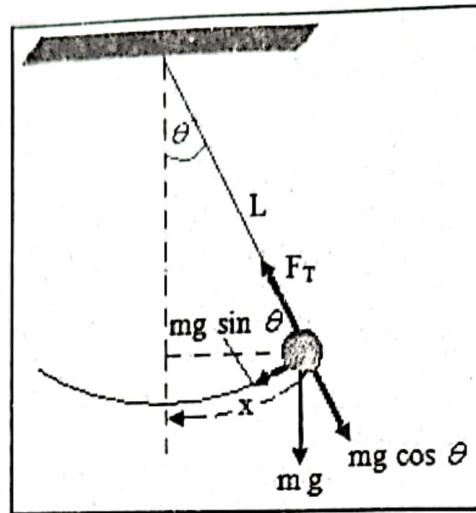
Pengukuran gayaberat absolut sangat sulit dilakukan dilapangan, sehingga pada umumnya hanya dilakukan di laboratorium karena sangat besarnya peralatan yang harus digunakan. Namun seiring dengan perkembangan bidang teknologi instrumentasi dan elektronika pengukuran gayaberat absolut pada saat ini alat ukur gayaberat absolut relatif kecil dan dapat digunakan untuk pengukuran gayaberat di lapangan karena bentuknya relatif kecil dan dapat memberikan hasil yang teliti. Pengukuran gayaberat absolut dapat dilakukan dengan teknik pendulum (ayunan matematis) dan teknik benda jatuh bebas.

#### 3.1.1 Pengukuran Gayaberat Absolut Teknik Pendulum.

Pengukuran gayaberat absolut dengan teknik pendulum dibagi menjadi dua, yaitu: Pendulum Matematis dan Pendulum Fisis

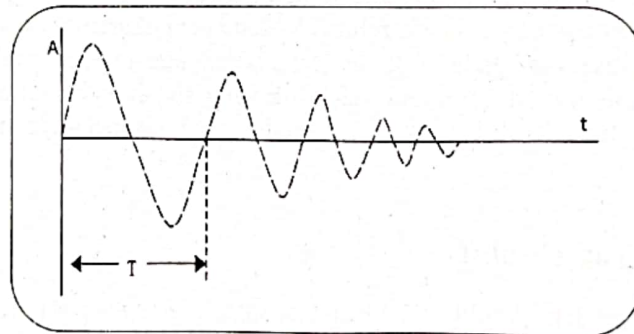
##### a. Pendulum Matematis

Pendulum matematis ini sering juga disebut dengan ayunan matematis. Pada ayunan matematis ini diasumsikan massa benda berupa titik dengan tali dapat bergerak secara lurus (Gambar 3.1).



Gambar 3.1 Skematik model pendulum (ayunan matematis)

Bila pada suatu pendulum diberikan suatu simpangan  $\theta$  dan dilepaskan, maka pendulum tersebut akan berayun terus menerus sampai  $\theta \approx 0$ . Secara teoritis, waktu getar pendulum tersebut akan selalu tetap.



Gambar 3-2. Grafik hubungan antara Amplitudo dan Waktu getar pendulum

Waktu getar dapat dihitung dari moment torsi yang mengakibatkan pendulum tadi berhenti. Pada saat berhenti moment total adalah  $= 0$ , atau pada saat berhenti berlaku bahwa moment yang diakibatkan oleh ayunan  $Mg \cdot \sin \theta \cdot L$  ditahan oleh moment torsi sehingga :

$$\begin{aligned} Mg \cdot \sin \theta \cdot L &= \text{moment torsi} \\ &= I \alpha^2 \end{aligned} \quad (3-1)$$

dimana:  $\alpha$  : percepatan sudut,  
I : moment inersia

untuk sudut kecil berlaku  $\sin \theta = \theta$ , maka persamaan dapat ditulis :

$$-MgL \cdot \theta = I \alpha \quad (3-2)$$

sehingga analog dengan persamaan dinamika mekanika :

$$a = \frac{dv}{dt} = \frac{d^2x}{dt^2} \quad (3-3)$$

maka :

$$\alpha = \frac{d\omega}{dt} = \frac{d^2\theta}{dt^2} \quad (3-4)$$

sehingga persamaan tersebut dapat ditulis :

$$-MgL \cdot \theta = \frac{d^2\theta}{dt^2} I \quad (3-5)$$

atau

$$MgL \cdot \theta + I \frac{d^2\theta}{dt^2} = 0 \quad (3-6)$$

atau

$$I \frac{d^2\theta}{dt^2} + MgL \cdot \theta = 0$$

$$\frac{d^2\theta}{dt^2} + \frac{MgL \cdot \theta}{I} = 0 \quad (3-7)$$

Persamaan ini dapat diselesaikan dengan diferensial linier orde 2 :

$$(D^2 + \frac{Mg \cdot L}{I}) \theta = 0, D_{1,2} = \pm \sqrt{-\left(\frac{Mg \cdot L}{I}\right)}, \quad (3-8)$$

bila  $\alpha = \frac{Mg \cdot L}{I}$ , maka  $D_{1,2} = \pm \alpha j$

Hasilnya selalu :

$$\theta = c_1 e^{D_1 t} + c_2 e^{D_2 t}$$

$$\theta = c_1 e^{\alpha j t} + c_2 e^{-\alpha j t} \quad (3-9)$$

Pemecahan persamaan ini dengan substitusi Euler, yaitu :

$$e^{+i\alpha t} = \cos \alpha t + i \sin \alpha t \quad (3-10)$$

$$e^{-i\alpha t} = \cos \alpha t - i \sin \alpha t \quad (3-11)$$

sehingga persamaan (3-9) akan menjadi :

$$\theta = c \cos \left(\frac{Mg \cdot L}{I}\right)^{1/2} t + i \sin \left(\frac{Mg \cdot L}{I}\right)^{1/2} t$$

$$+ c \cos \left(\frac{Mg \cdot L}{I}\right)^{1/2} t - i \sin \left(\frac{Mg \cdot L}{I}\right)^{1/2} t \quad (3-12)$$

$$\theta = c_2 \cos \left(\frac{Mg \cdot L}{I}\right)^{1/2} t \quad (3-13)$$



dimana  $c_2$  : amplitudo maksimum, atau dapat ditulis :

$$\theta = \theta_0 \cos \left( \frac{Mg \cdot L}{I} \right)^{1/2} t \quad (3-14)$$

Ini adalah persamaan getaran harmonis  $\theta = \theta_0 \cos \omega t$  , dengan :

$$\omega = \left( \frac{Mg \cdot L}{I} \right)^{1/2} \quad (3-15)$$

dapat disimpulkan bahwa :

$$\omega = \frac{2\pi}{T} = \sqrt{\frac{Mg \cdot L}{I}} \quad (3-16)$$

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{I}{Mg \cdot L}} \quad (3-17)$$

Untuk pendulum matematis dimana massa dianggap terkonsentrasi di pusat massa M; serta l tidak mengalami deviasi, maka :

$$I = M L^2 \quad (3-18)$$

lalu disubstitusikan menjadi :

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{M \cdot L^2}{Mg \cdot L}} = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}} \quad (3-19)$$

Pengukuran gaya berat dengan pendulum sangat tergantung dari faktor koreksi. Koreksi tersebut adalah :

- Koreksi hambatan udara (barometrik)
- Koreksi dari kelurusan penggantung (L)
- Temperatur
- Waktu pengukur T
- Sudut simpangan

*Maximum relative* kesalahan yang dari pendulum :

$$|\delta^x u| = [\Delta^x \ln |f|] \quad (3-20)$$

Untuk persamaan :  $T = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}}$

maka diperoleh :

$$|\delta^x u| = [\Delta^x \ln |T|] \quad (3-21)$$

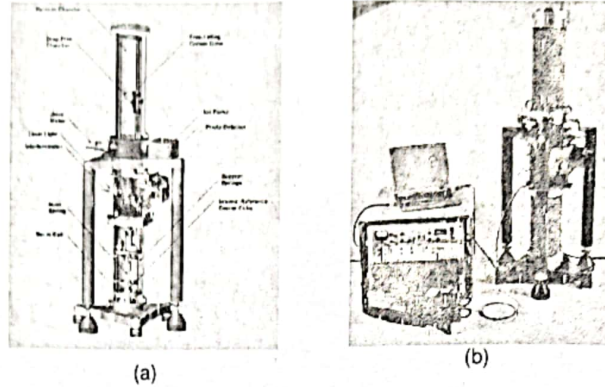
$$\begin{aligned} \ln T &= \ln(2\pi \sqrt{l/g}) \\ &= \ln 2 + \ln \pi + \frac{\ln 2}{2} - \frac{\ln g}{2} \end{aligned} \quad (3-22)$$

bila

$$\pi \approx 3.14; \quad \Delta^x \pi = 0.005; \quad l = 1 \text{ m}; \quad \Delta^x l = 0.01 \text{ m};$$

a. FG5 Absolut Gravimeter

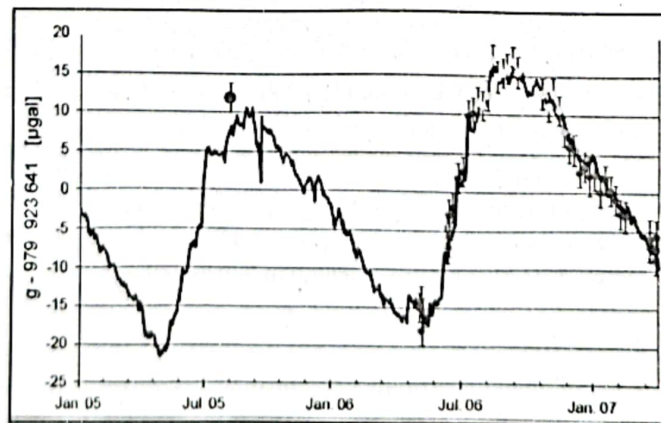
Gravimeter ini menggunakan prinsip benda jatuh bebas dengan pengukuran waktu sensor dengan ketelitian yang tinggi dan pengukuran jarak menggunakan laser. Kelemahan dari alat ini diantaranya dimensinya relatif besar dan membutuhkan arus yang relatif besar sehingga jarang digunakan di lapangan. Sedangkan spesifikasi teknis FG5 Absolut gravimeter ditunjukkan pada Tabel 3.1. Prinsip alat FG5 Absolut gravimeter ditunjukkan Gambar 3.5, sedangkan contoh hasil pengukuran perubahan gayaberat dengan menggunakan alat FG5 Absolut gravimeter ditunjukkan pada Gambar 3.6.



Gambar 3.5 a. Detail alat FG5 Absolut gravimeter b. Foto FG5 Absolut gravimeter

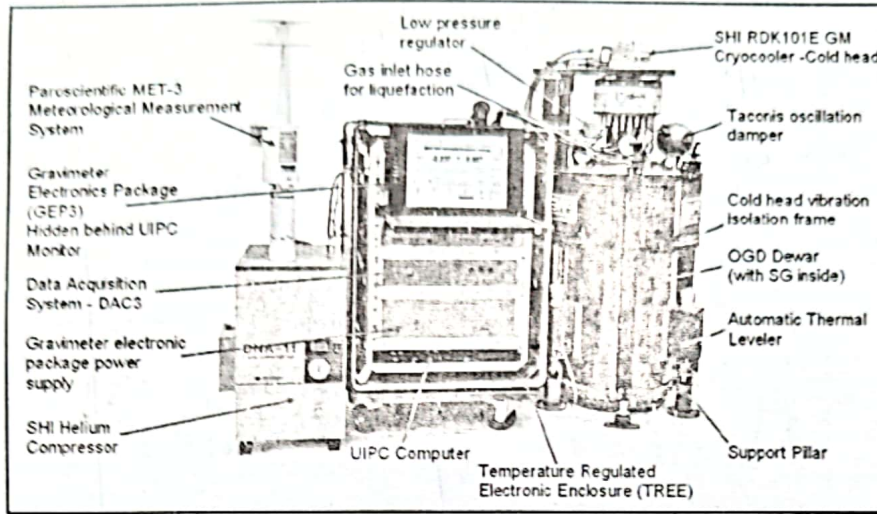
Tabel 3.1 Spesifikasi FG5 Absolut Gravimeter

Accuracy	2 $\mu$ Gal
Precision	15 $\mu$ Gal/sqrt(Hz)
Repeatability	1 $\mu$ Gal
Operating Temperatur Range	*10 <sup>o</sup> – 30 <sup>o</sup> C
Weight	320 Kg
Power Requirements	500 W

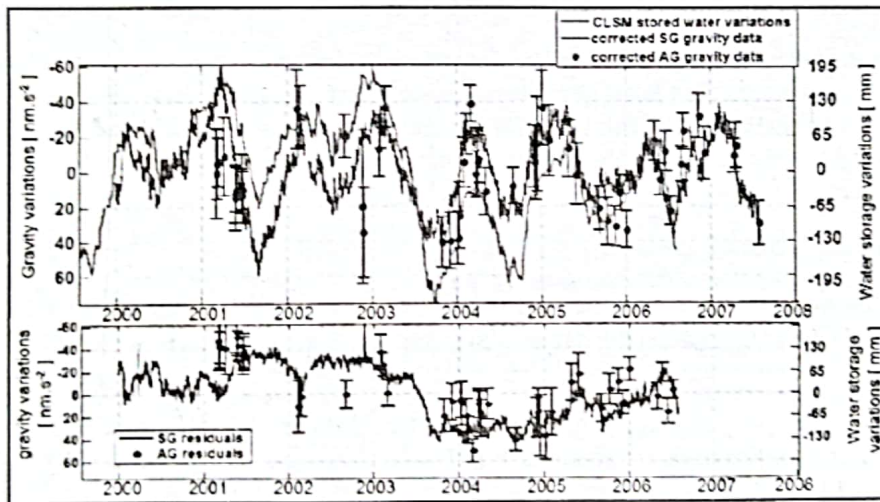


Gambar 3.6. Perbandingan pengukuran gayaberat absolut dengan menggunakan SG Gravimeter dan FG Gravimeter.

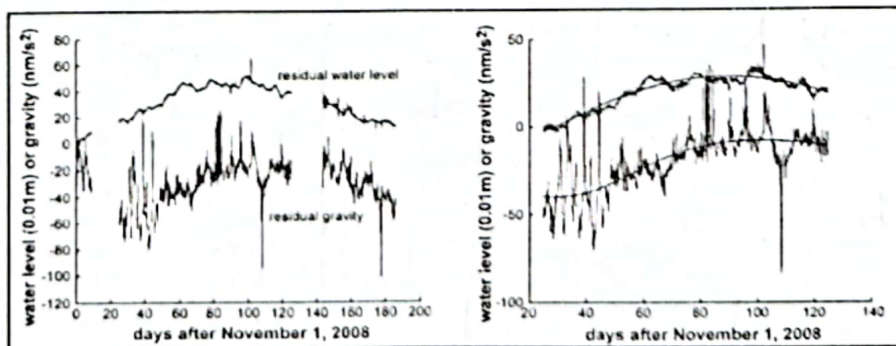




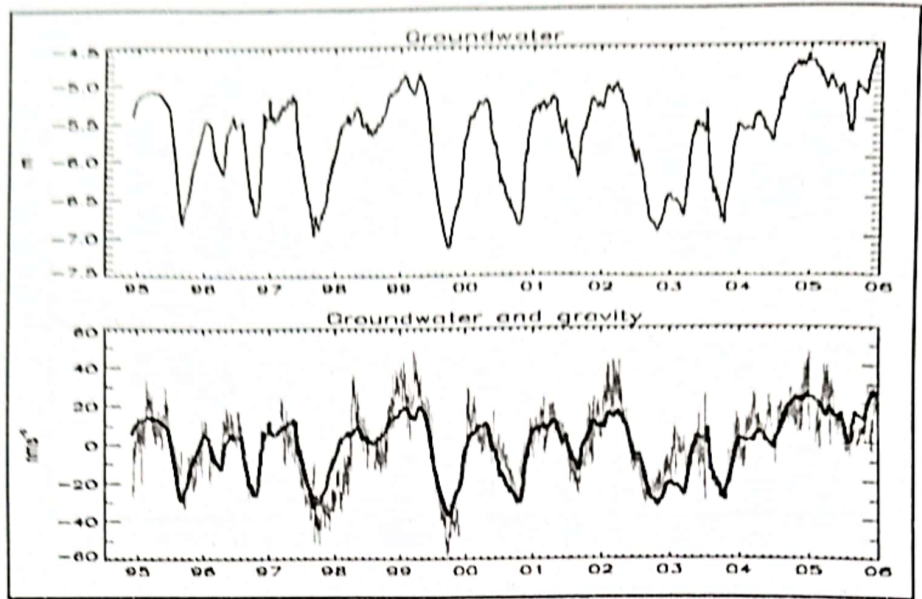
Gambar 3.10 Sistem dan peralatan Superconducting Gravimeter (Hinderer J.D, dkk. 2007)



Gambar 3.11 Perbanding model perubahan kedalaman muka air tanah dan variasi gayaberat (Longuevergne L., et al. 2009)



Gambar 3.12 Contoh hasil pengukuran perubahan gravity dengan menggunakan Superconducting Gravimeter dan korelasinya dengan perubahan air tanah tanggal 1 November 2008 (Wilson C.R et al, 2012)



Gambar 3.13 Perbandingan hasil pengukuran kedalaman muka air tanah di daerah Metsahovi dan perubahan nilai gayaberatnya. Atas menunjukkan hasil pengukuran kedalaman muka air tanah di daerah Metsahovi periode 1 Desember 1994 - 31 Desember 2005. Bawah Nilai gayaberat hasil pengukuran untuk periode yang sama dan hubungannya dengan perubahan kedalaman muka air tanah (Virtanen, H., 2001)

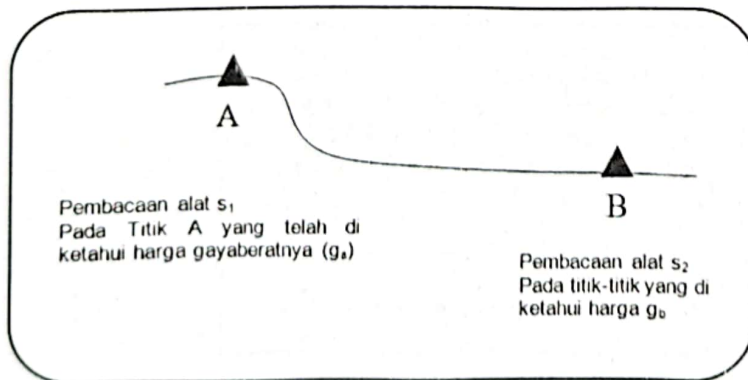
### 3.2 Pengukuran Gayaberat Relatif

Pengukuran gayaberat relatif dilakukan dengan membandingkan hasil pengukuran titik yang belum diketahui nilai gayaberatnya dengan titik yang sudah diketahui nilai gayaberatnya, misalnya; titik DG-0, titik TTG, BM Gravity dari BMKG dan lain-lain).

Gambar 3.14, menunjukkan pengukuran gayaberat secara relatif dari titik A ke titik B. Bila nilai gayaberat titik A sudah diketahui sebesar  $g_A$ , maka nilai gayaberat di titik B adalah :

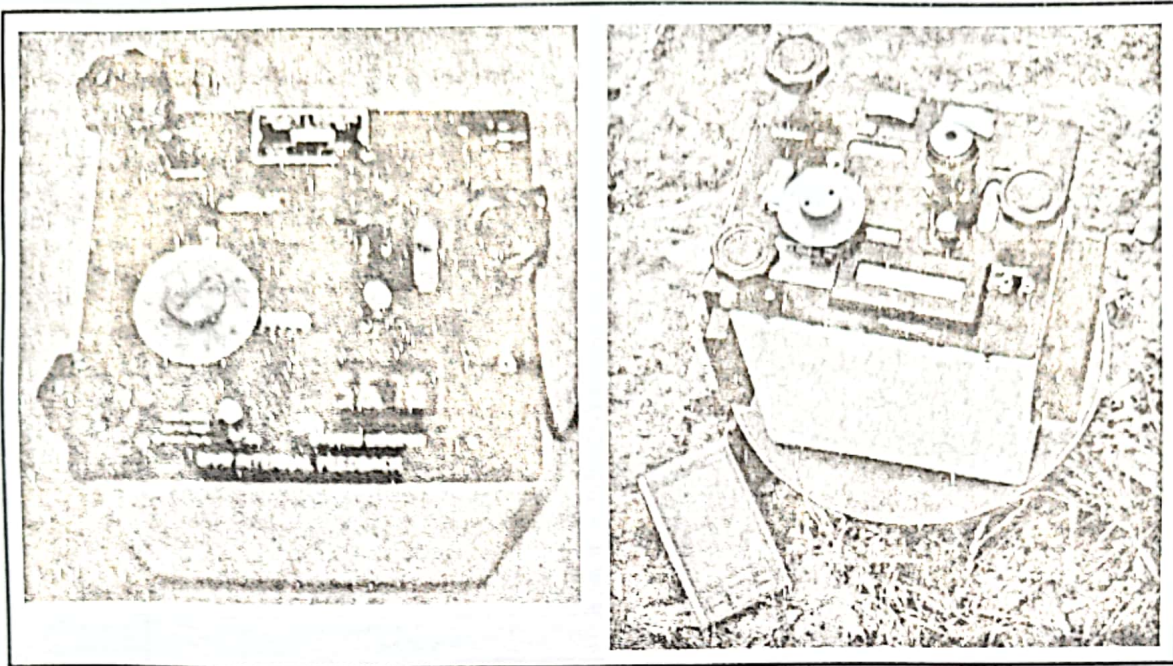
$$g_B = g_A + \Delta S = g_A + (S_2 - S_1)k \tag{3-45}$$

s harga pembacaan skala, k adalah skala alat



Gambar 3-14. Pengukuran gayaberat secara relatif

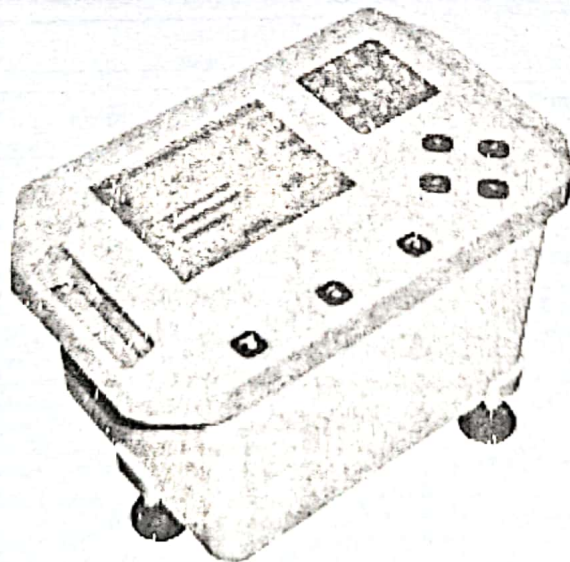




Gambar 3.21 Gravimeter Lacoste & Romberg tipe D (<http://www.LaCosteRomberg.com>)

d. Gravimeter Graviton

Graviton gravimeter merupakan pengembangan dari gravimeter Lacoste & Romberg tipe G dan D, dan mulai diperkenalkan tahun 2002. Graviton gravimeter akan melakukan levelling secara otomatis dan akan membaca nilai gayaberatnya setelah alat tersebut level.



Gambar 3.22 Graviton EG Gravimeter

# BAB IV

---

## KOREKSI GAYABERAT

Metode gayaberat pada saat ini telah digunakan pada berbagai macam bidang, seperti : studi geodinamika, eksplorasi sumber daya alam, pemantauan eksploitasi sumber daya alam (panasbumi dan hidrokarbon), pemantauan lingkungan (amblesan tanah, hidrologi), studi geoteknik dan lain-lain. Pada prinsipnya metode ini menerapkan konsep Anomali gayaberat (Bouguer Anomali) yaitu perbedaan nilai gayaberat terukur dengan nilai gaya berat acuan, yaitu nilai gaya berat teoritis untuk suatu model teoritis Bumi ( Spheroid, Geoid). Perbedaan tersebut merefleksikan variasi rapat massa yang terdapat pada suatu daerah dengan daerah sekelilingnya kearah lateral, maupun kearah vertikal. Tujuan akhir penerapan metoda gayaberat pada eksplorasi sumber daya alam maupun studi keilmuan (geologi regional, tektonik, dsb) adalah mendapatkan gambaran struktur bawah permukaan.

Nilai gayaberat terukur dipermukaan bumi merupakan total gayaberat yang diderita oleh suatu titik akibat bermacam sumber. Beberapa sumber yang mempengaruhi hasil pengukuran gayaberat adalah :

1. Posisi bumi pada pergerakan di tata surya (efek tidal)
2. Perbedaan gaya berat akibat perbedaan derajat lintang di Bumi.
3. Perubahan akibat perbedaan ketinggian permukaan (elevasi).
4. Efek dari topografi sekelilingnya.
5. Perubahan daerah sekeliling, gedung, banjir, hujan dll. akan mempengaruhi hasil pengukuran.
6. Variasi atau perubahan rapat massa di setiap tempat, secara lateral maupun vertikal.

karena itu anomali gayaberat akan digunakan mengamati keadaan bawah permukaan, maka anomali harus dihitung sedemikian rupa secara teliti untuk menghindari efek gaya berat dari komponen yang tidak dikehendaki dengan menerapkan Koreksi dan Reduksi. Intinya adalah anomali yang akan dibuat model bawah permukaan merupakan anomali yang diakibatkan oleh anomali rapat massa dibawah permukaan.

### 4.1. Koreksi Pengukuran Gayaberat

#### 4.1.1 Koreksi Pasang Surut Gayaberat

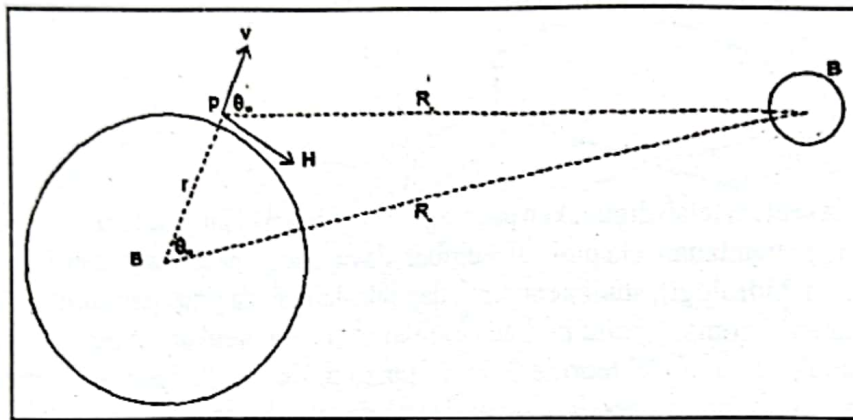
Koreksi pasang surut gayaberat (*tidal correction*) muncul karena efek tarikan massa yang disebabkan oleh benda-benda langit, terutama bulan dan matahari. Nilai koreksi ini berubah-ubah setiap waktu secara periodik tergantung dari kedudukan/ posisi benda-benda langit tersebut terhadap bumi. Nilai koreksi pasang surut gayaberat (*tidal correction*) secara teoritis dapat dihitung berdasarkan posisi bulan dan matahari terhadap titik pengukuran di permukaan bumi.



Pada saat ini nilai koreksi pasang surut gayaberat (*tidal correction*) dapat diperoleh dari program perangkat lunak, dengan memasukkan hari, tanggal, jam pengamatan dan posisi pengamatan (lintang dan bujur). Koreksi ini adalah koreksi yang dilakukan untuk menghilangkan efek gayaberat benda-benda diluar Bumi, misalnya efek Bulan dan Matahari. Nilai potensial gayaberat di titik P pada permukaan bumi akibat adanya bulan diberikan oleh persamaan (Gambar 4.1) :

$$U_m = G(r) \left( \frac{c}{R} \right)^3 \left[ 3 \left( \frac{1}{3} - \sin^2 \delta \right) \left( \frac{1}{3} - \sin^2 \phi \right) - \sin 2\phi \sin 2\delta \cos t + \cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2t \right] \tag{4.1}$$

- dimana :  $\phi$  = lintang
- $\delta$  = deklinasi
- $t$  = 'moon hour angel'
- $c$  = jarak rata-rata ke bulan.

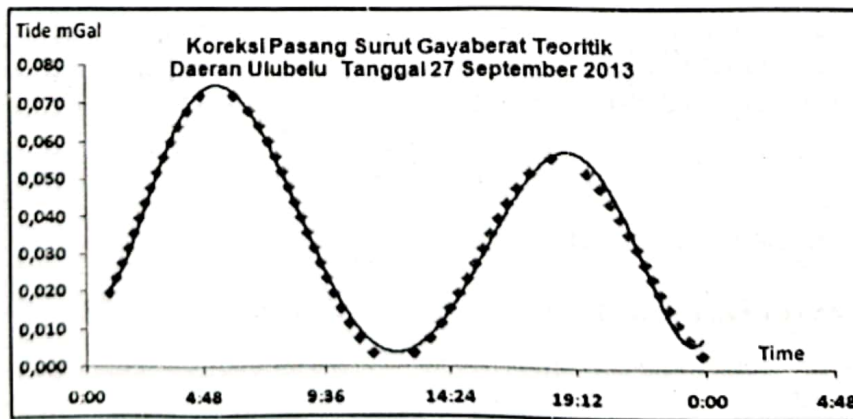


Gambar 4.1 Posisi bulan dan matahari pada perhitungan pasang surut gayaberat di permukaan bumi.

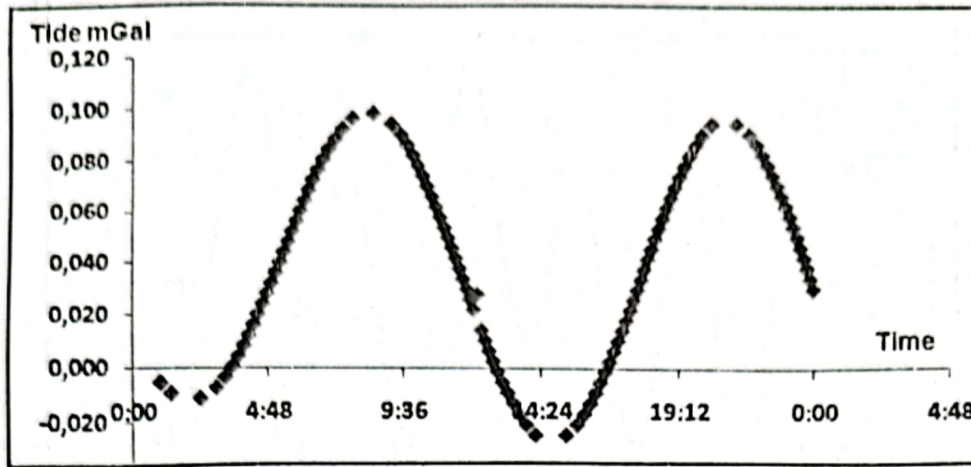
Pers. (4.1) dapat dituliskan kembali sebagai berikut :

$$U_m = G(r) \left[ \left( \frac{c}{R} \right)^3 \left( \cos 2\theta_m + \frac{1}{3} \right) + \frac{1}{6} \frac{r}{c} \left( \frac{c}{R} \right)^4 (5 \cos 3\theta_m + 3 \cos \theta_m) \right] \tag{4.2}$$

Dalam praktek, perhitungan nilai pasang surut gayaberat ini sebagian besar menggunakan persamaan yang dikembangkan oleh Longman (1959). Contoh koreksi pasang surut teoritis ditunjukkan pada Gambar 4.2 dan Gambar 4.3.

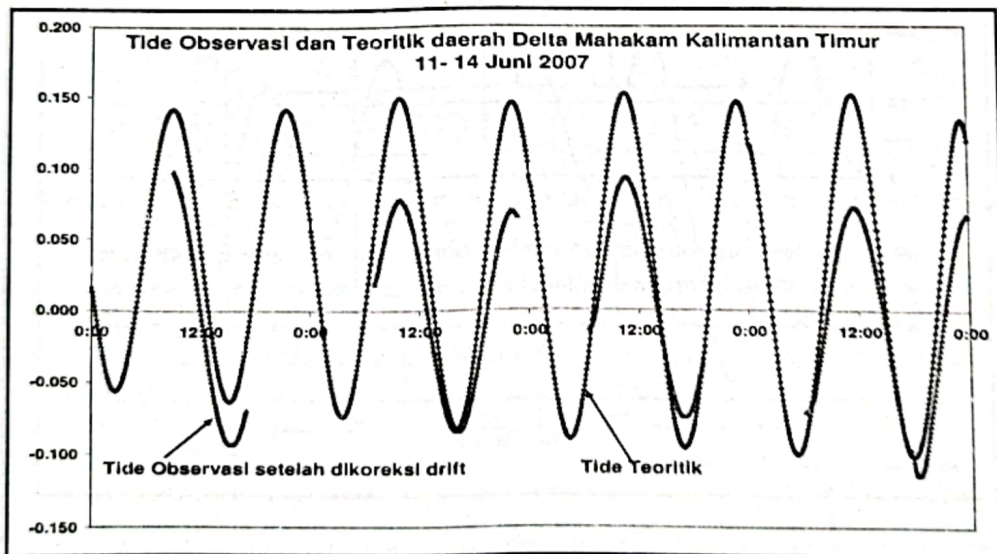


Gambar 4-2. Pasang surut gayaberat teoritis daerah Ulubelu tanggal 27 September 2013

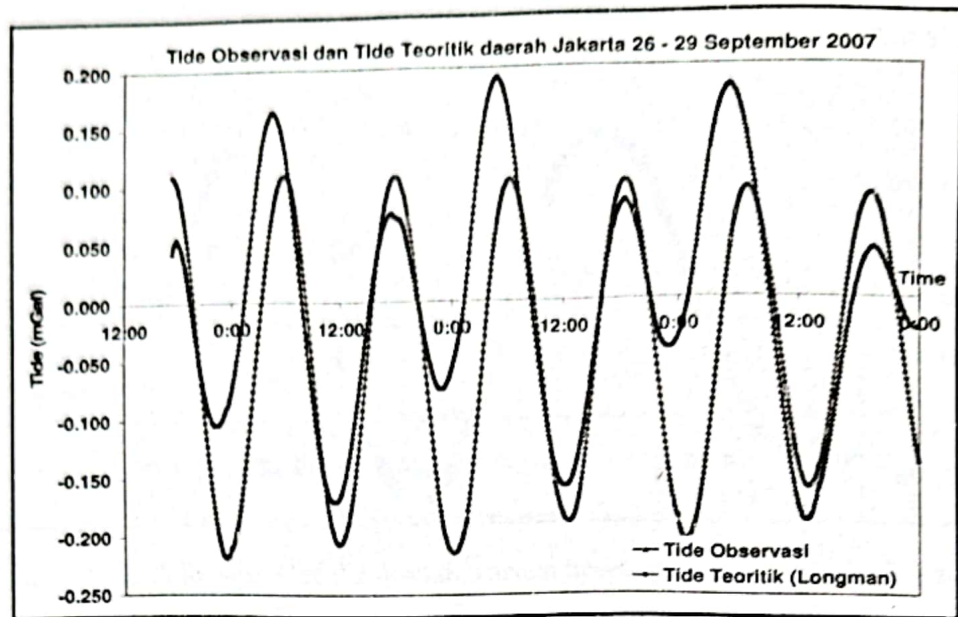


Gambar 4-3. Pasang surut gayaberat teoritis daerah Ulubelu tanggal 29 September 2013

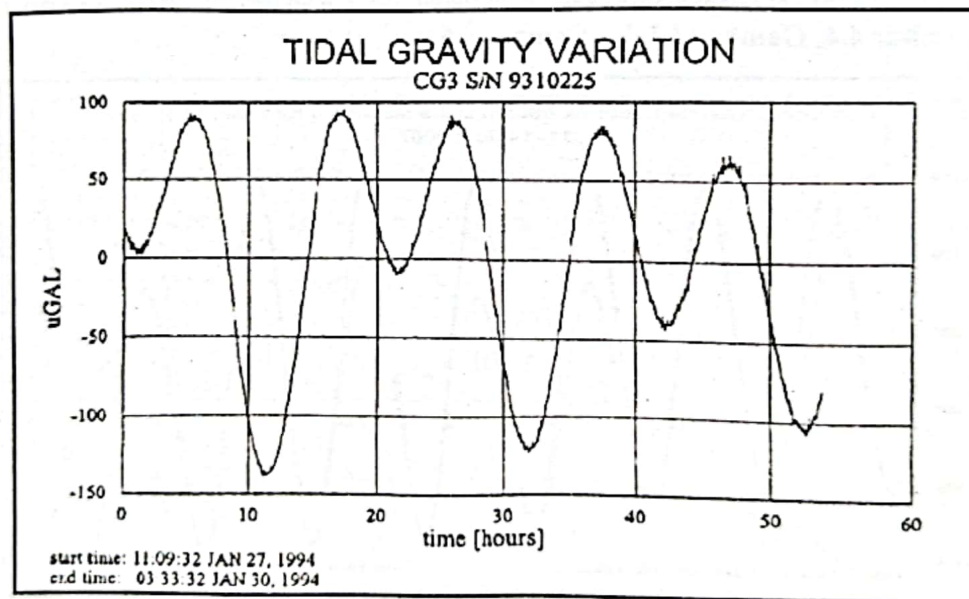
Nilai koreksi pasang surut gayaberat (tidal correction) dapat ditentukan dengan melakukan pengukuran langsung menggunakan gravimeter yang teliti. Pada survey microgravity yang membutuhkan hasil pengukuran gayaberat yang teliti, nilai koreksi pasang surut gayaberat ditentukan dari pengukuran langsung menggunakan gravimeter yang teliti dan otomatis. Contoh nilai koreksi pasang surut gayaberat dapat ditentukan dengan melakukan pengukuran langsung ditunjukkan pada Gambar 4.4, Gambar 4.5 dan Gambar 4.6.



Gambar 4-4. Pasang surut gayaberat hasil pengukuran menggunakan gravimeter Lacoste&Romberg tipe G setelah dikoreksi drift dan pasang surut gayaberat teoritik hasil perhitungan didaerah Delta Mahakam Kalimantan Timur (Sarkowi, 2008)



Gambar 4-5. Pasang surut gayaberat hasil pengukuran menggunakan gravimeter Scintrex Autograv CG-5 setelah dikoreksi drift dan pasang surut gayaberat teori daerah Jakarta (Sarkowi, 2008)

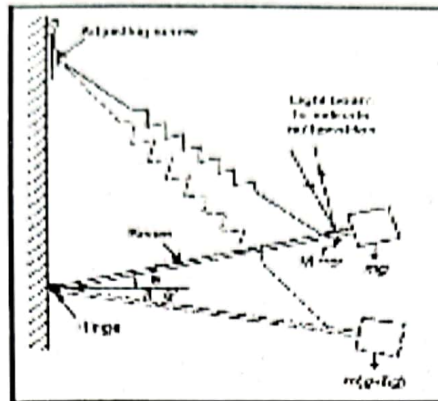


Gambar 4-6. Pasang surut gayaberat observasi hasil pengukuran menggunakan Scintrex Autograv CG-3M

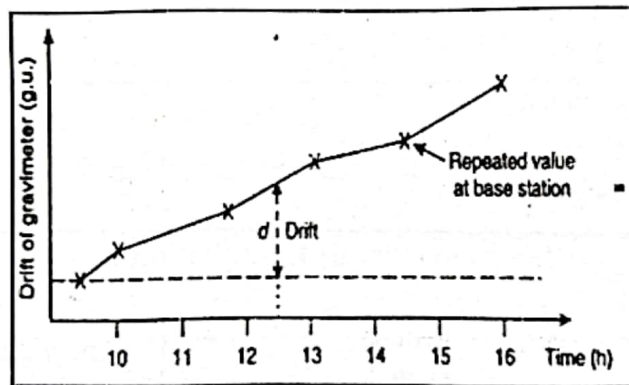
#### 4.1.2. Koreksi Drift

Gravimeter tipe relatif yang menggunakan sensor pegas (zero length spring) mempunyai karakteristik yang unik, yaitu sistem pegas akan mengalami kelelahan atau perubahan nilai konstanta pegas dari waktu ke waktu meskipun sangat kecil akibat guncangan atau kelelahan alat (Gambar 4.7). Hal ini mengakibatkan nilai bacaan gayaberat pada titik yang sama setelah dikoreksi pasang surut gayaberat, kadang memberikan nilai yang berbeda baik lebih kecil maupun lebih besar. Perbedaan nilai bacaan setelah dikoreksi pasang surut ini biasanya disebut dengan koreksi drift (Gambar 4.8).



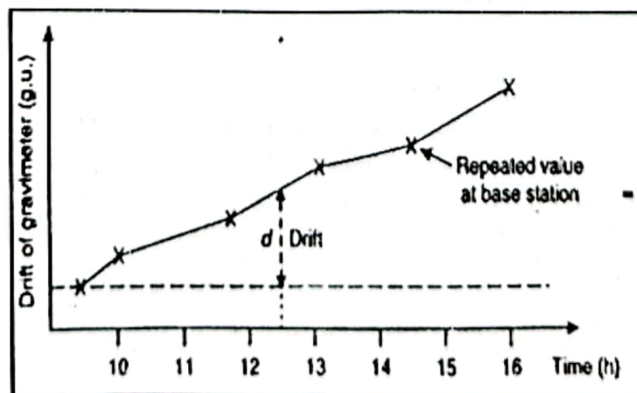


**Gambar 4.7** Sistem pegas yang diberi beban dan tergantung bebas sehingga lama kelamaan akan mengalami kelelahan (pertambahan panjang) akibat guncangan atau karena waktu.



**Gambar 4.8.** Perbedaan nilai pengukuran gayaberat pada titik ikat (base station) dari waktu ke waktu.

Perbedaan ini disebabkan oleh : Sensor pegas pada gravimeter mengalami kelelahan akibat guncangan, pemakaian terlalu lama dan lain-lain. Untuk menghilangkan efek ini, maka pengambilan data gayaberat didesain dalam suatu rangkaian tertutup, sehingga besarnya penyimpangan tersebut dapat diketahui dan diasumsikan linier pada selang waktu tertentu. Beberapa teknik pengambilan data gayaberat menggunakan "looping" diperlihatkan pada **Gambar 4.8** dimana tanda panah menunjukkan arah survei.



**Gambar 4.8.** Contoh pengambilan data gayaberat dengan teknik 'looping' untuk mereduksi sebesar mungkin drift

Nilai koreksi drift dapat dihitung dengan menggunakan persamaan sebagai berikut (**Gambar 4.9**):

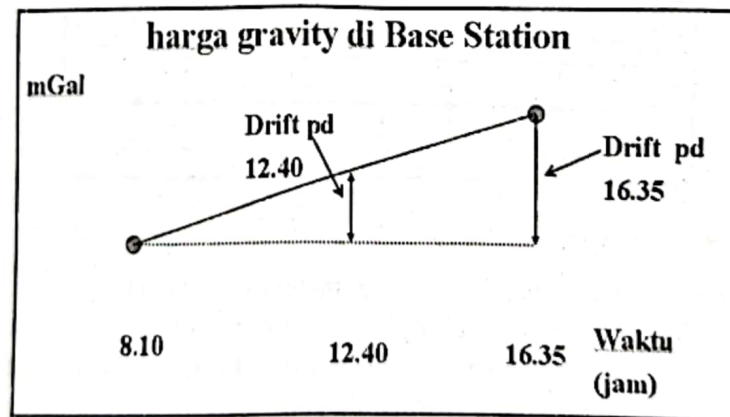
$$\text{Drift} = \frac{(g_m - g_0)}{(t_m - t_0)}(t_n - t_0)$$

titik  $o$  dan titik  $m$  adalah titik awal dan akhir pengukuran pada titik yang sama yang biasa disebut dengan titik ikat (*base gravity*). Koreksi drift ini selalu dikurangkan pada proses koreksi gayaberat pengukuran. Nilai gayaberat observasi setelah terkoreksi drift ditunjukkan oleh persamaan (4.4).

$$g_{\text{obs}} = g_n - \frac{(g_m - g_0)}{(t_m - t_0)}(t_n - t_0)$$

dimana :

- $g_{\text{obs}}$  : Gayaberat observasi terkoreksi drift
- $g_n$  : Gayaberat observasi stasiun n terkoreksi tide
- $g_m$  : Gayaberat observasi di Base akhir
- $g_0$  : Gayaberat observasi di Base awal
- $t_n$  : Waktu bacaan gayaberat pada titik n
- $t_m$  : Waktu bacaan gayaberat di base akhir
- $t_0$  : Waktu bacaan gayaberat di base awal



**Gambar 4.9** Skematik perhitungan koreksi drift

#### 4.1.3 Gayaberat Observasi

Gayaberat observasi merupakan nilai percepatan gayaberat pada titik pengukuran akibat adanya tarikan dari di sekitarnya. Pada pengukuran menggunakan gravimeter relatif untuk mendapatkan gayaberat observasi, gayaberat pengukuran di lapangan terlebih dahulu dikoreksi pasang surut gayaberat, koreksi drift dan diikatkan pada titik yang telah diketahui nilai gayaberatnya. Contoh perhitungan gayaberat observasi mulai dari koreksi pasang surut gayaberat, koreksi drift dan pengikatan gayaberat ditunjukkan pada **Tabel 4.1**.

Tabel 4.1 Perhitungan gayaberat observasi mulai dari koreksi pasang surut gayaberat, koreksi drift dan pengikatan gayaberat

DATA PENGUKURAN GAYABERAT									
No	Status	Time	Grav mGal	Tide mGal	Grav+ Tide	Drift	Grav - Drift	Grav Loc	Grav. Obs mGal
1	TM	9:00	1634,940	0,132	1635,072	0,000	1635,072	0,000	977978,682
2	DGO	9:30	1642,620	0,136	1642,756	-0,006	1642,762	7,690	977984,372
3	GF1	9:58	1605,260	0,135	1605,395	-0,011	1605,406	-29,666	977947,016
4	TM	10:20	1634,930	0,129	1635,059	-0,015	1635,074	0,002	977978,684
5	DGO	10:35	1642,630	0,124	1642,754	-0,018	1642,772	7,700	977984,382
6	GF1	11:00	1605,270	0,113	1605,383	-0,023	1605,406	-29,666	977947,016
7	TM	11:22	1634,940	0,100	1635,040	-0,032	1635,072	0,000	977978,682

$$(g_m - g_0) = 1635,072 - 1635,040$$

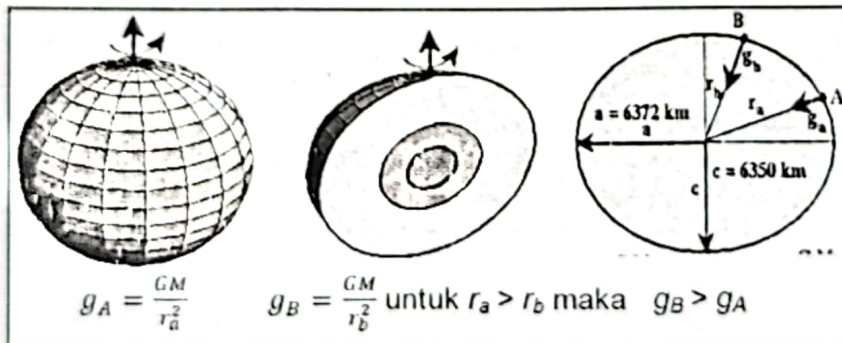
$$(t_m - t_0) = 11:22 - 09:00$$

$$(t_n - t_0) = 11:00 - 09:00$$

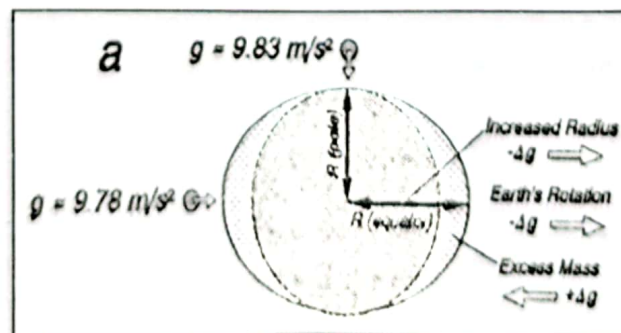
$$Drift = \frac{(g_m - g_0)}{(t_m - t_0)} (t_n - t_0)$$

### 4.2 Koreksi gayaberat akibat perbedaan posisi lintang bumi

Koreksi ini dilakukan karena bentuk bumi yang tidak bulat, terdapat perbedaan antara jari-jari bumi di kutub dengan di katulistiwa (Gambar 4.11). Nilai gayaberat di kutub lebih besar dibandingkan nilai gayaberat di katulistiwa, seperti ditunjukkan pada Gambar 4.12.



Gambar 4.11 Model bentuk bumi berbentuk ellips. Jari jari bumi di kutub lebih pendek di bandingkan jari-jari bumi di katulistiwa, sehingga gravitasi bumi di kutub lebih besar dibandingkan di katulistiwa.



Gambar 4.12. Perbedaan nilai gayaberat di kutub dan di katulistiwa



Nilai gayaberat teoritik pada lintang  $\phi$  diberikan oleh Moritz (1980) :

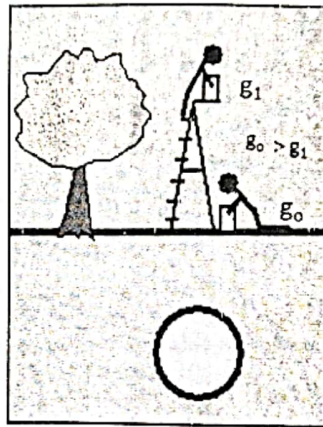
$$g_{\phi} = 978.032,7(1 + 5.3024 \cdot 10^{-3} \sin^2 \phi - 5,8 \cdot 10^{-6} \sin^2 2\phi) \text{ mGal} \quad (4.4)$$

dan menurut Geodetic Reference System (GRS-1967) koreksi gayaberat teoritik pada lintang  $\phi$  :

$$g_{\phi} = 978.031,8(1 + 0,0053024 \sin^2 \phi - 0,0000059 \sin^2 2\phi) \text{ mGal} \quad (4.5)$$

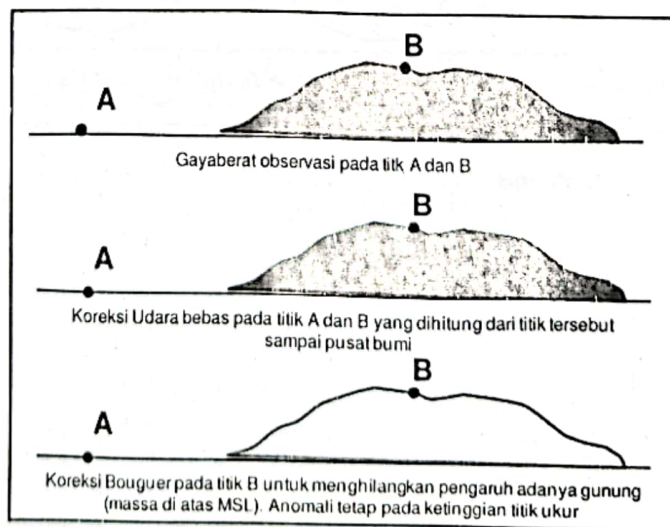
### 4.3. Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Nilai gayaberat observasi dipengaruhi oleh ketinggian titik dari permukaan bumi, semakin tinggi titik amat maka nilai gayaberat observasi akan turun dan semakin rendah akan semakin meningkat (**Gambar 4.13**).



**Gambar 4.13** Skematik model perubahan nilai gayaberat akibat perubahan tinggi. Nilai gayaberat observasi semakin berkurang dengan kenaikan ketinggian.

Koreksi udara bebas ini dilakukan terhadap titik-titik pengukuran yang terletak pada ketinggian  $h$  dari permukaan air laut. **Gambar 4.14** menunjukkan perbedaan nilai gayaberat observasi, koreksi udara bebas dan koreksi Bouguer pada titik A dan titik B yang berada pada ketinggian yang berbeda.



**Gambar 4.14** Perbedaan nilai gayaberat observasi, koreksi udara bebas dan koreksi Bouguer pada titik A dan titik B yang berada pada ketinggian yang berbeda

Koreksi udara bebas (free air correction) pada gayaberat dapat diturunkan dari persamaan gayaberat normal untuk bumi berbentuk ellipsoid ditunjukkan oleh persamaan :

$$g_{c,a} = g_c + \frac{\partial g_c}{\partial h} h$$

$$\frac{\partial g_c}{\partial h} = -\frac{2g_c}{a} (1 + f + m - 2f \sin^2 \varphi)$$

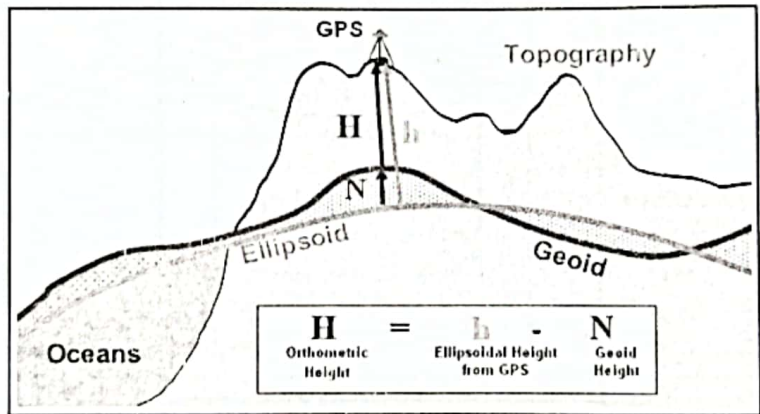
$$\frac{\partial \varphi}{\partial h} = -0.308765 \text{ untuk } \varphi = 7,5^\circ \tag{4-6}$$

Sehingga koreksi udara bebas di permukaan bumi nilainya :

$$\text{Free air correction} = -0.308765 h \tag{4-7}$$

Nilai koreksi udara bebas (*free air correction*) adalah 0.308765 miliGal/meter atau 3.08765 microGal/cm. Makin tinggi suatu lokasi semakin kecil nilai gayaberatnya demikian pula sebaliknya.

Ketinggian suatu titik amat ditentukan dengan menggunakan titik ikat tertentu. Titik ikat pengukuran ketinggian dengan GPS menggunakan referency ellipsoid bumi, sedangkan pengukuran tinggi orthometric menggunakan referency ketinggian dari geoid (**Gambar 4.15**).



**Gambar 4.15** Perbedaan referensi tinggi pada koreksi ketinggian (koreksi udara bebas).

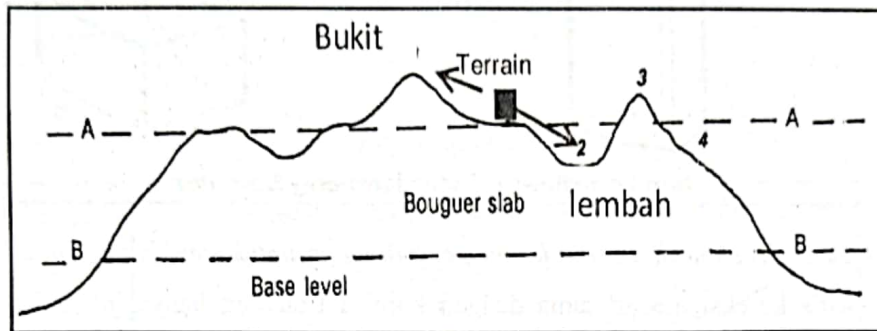
#### 4.4 Koreksi Bouguer

Pada koreksi udara bebas, perhitungan dilakukan dengan menghitung selisih ketinggian titik amat dengan datum tanpa memperhitungkan adanya massa di antara titik tersebut. Akibatnya, koreksi ini memberikan nilai koreksi yang terlalu besar, karena adanya massa diatas datum (*mean sea level*). Oleh karena itu diperlukan koreksi untuk menghilangkan pengaruh adanya massa diatas *mean sea level* tersebut (**Gambar 4-16**). Koreksi Bouguer dilakukan untuk menghilangkan efek gayaberat dari masa di atas *mean sea level*. Adanya koreksi Bouguer ini dapat memastikan bahwa anomali yang ditimbulkan dari hasil pengukuran hanya disebabkan oleh adanya perubahan rapat massa dibawah permukaan. Untuk menghitung efek gayaberat akibat masa benda di atas *mean sea level*, dapat ditentukan dengan pendekatan benda berbentuk silinder vertikal seperti ditunjukkan **Gambar 4-16**:



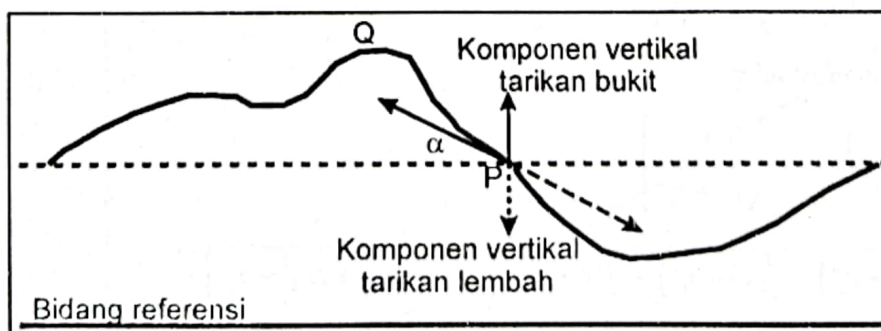
### 4.5. Koreksi Terrain

Koreksi ini diterapkan sebagai akibat dari pendekatan koreksi Bouguer dengan slab horizontal tak terhingga, padahal dalam kenyataan bahwa permukaan bumi tidak datar, tetapi berundulasi sesuai dengan topografinya. Sehingga untuk daerah dengan topografi kasar perlu dilakukan koreksi untuk menghilangkan efek topografi tersebut. Secara umum hubungan antara koreksi Bouguer dan koreksi medan diberikan oleh **Gambar 4-18**, dimana area A dan B adalah efek topografi yang harus dikoreksi.



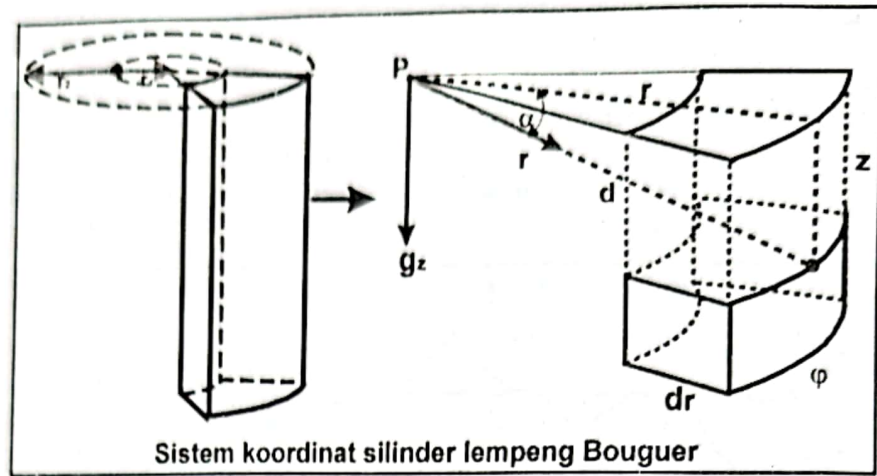
**Gambar 4-18.** Hubungan antara Bouguer slab dalam koreksi Bouguer dan efek topografi pada koreksi medan (terrain).

Pengamatan gayaberat di suatu titik dipengaruhi oleh ketidak teraturan topografi di sekitarnya. Pada koreksi Bouguer yang dilakukan dengan asumsi bahwa terdapat massa homogen dengan ketebalan  $h$  yang berekstensi ke bawah hingga telah menyebabkan adanya penambahan nilai gayaberat teoritis secara berlebihan jika terdapat lembah di sekitar titik pengamatan P. Oleh karena itu nilai gayaberat teoritis harus dikurangkan terhadap efek gayaberat benda berbentuk lembah yang memiliki densitas identik dengan densitas pada perhitungan koreksi Bouguer. Begitu pula halnya dengan dengan bukit yang terdapat disekitar titik pengamatan akan mempengaruhi nilai gayaberat. Hal ini disebabkan oleh adanya massa bukit yang menyebabkan percepatan gayaberat dalam komponen vertikal ke atas. Dengan demikian nilai gayaberat hasil pengukurannya harus ditambahkan dengan efek massa bukit dan lembah yang terdapat di sekitar titik pengamatan (**Gambar 4.19**).



**Gambar 4-19.** Efek topografi dalam komponen arah vertikal

Gayaberat yang ditimbulkan oleh massa berupa lembah atau bukit dapat dihitung dengan mengasumsikan bahwa lembah atau bukit tersebut merupakan bagian dari suatu silinder dengan ketinggian  $h$  terhadap titik pengamatan. Daerah di sekitar titik pengamatan dibagi dalam zonz-zona berupa lingkaran konsentris dengan jari-jari yang berbeda dan dibagi dalam beberapa sektor dengan ketinggian rata-rata yang diperkirakan dari peta topografi. Nilai koreksi terrain merupakan penjumlahan efek gayaberat di seluruh zona dan sektor, baik yang disebabkan oleh lembah maupun bukit (**Gambar 4.20**).



Gambar 4.20. Sistem koordinat silinder lempeng Bouguer untuk menghitung koreksi terrain

Perhitungan matematis koreksi medan sama dengan koreksi Bouguer, hanya integralnya diambil pada tiap segmen. Dengan mengambil sebuah sektor dari silinder, maka massa sektor tersebut adalah:

$$dm = \rho \cdot r \cdot dr \cdot dl \cdot d\theta \quad (4.10)$$

sedangkan efek gayaberatnya adalah:

$$dg = G \cdot \rho \cdot dl \cdot \sin \varphi \cdot d\varphi \quad (4.11)$$

dengan mengintegrasikan persamaan diatas dari 0 sampai  $\theta$  dan  $\tan^{-1} \frac{r_2}{l}$ , maka:

$$g = G \cdot \rho \cdot dl \cdot \int_0^\theta \int_{\tan^{-1} \frac{r_1}{l}}^{\tan^{-1} \frac{r_2}{l}} \sin \varphi \cdot d\varphi \cdot d\theta$$

$$g = G \cdot \rho \cdot dl \cdot \left[ \frac{1}{\sqrt{l^2 + r_1^2}} - \frac{1}{\sqrt{l^2 + r_2^2}} \right] \quad (4.12)$$

Untuk seluruh bagian silinder

$$g = G \cdot \rho \cdot \theta \cdot \int_z^{z+H} \left[ \frac{1}{\sqrt{l^2 + r_1^2}} - \frac{1}{\sqrt{l^2 + r_2^2}} \right] dz \quad (4.13)$$

$$g = G \cdot \rho \cdot \theta \cdot \left[ \sqrt{(z^2 + r_2^2)} - \sqrt{(z^2 + r_1^2)} + \sqrt{(z+H)^2 + r_1^2} - \sqrt{(z+H)^2 + r_2^2} \right] \quad (4.14)$$

Dengan memasukkan  $z=0$ , diperoleh rumus untuk koreksi medan

$$g = G \cdot \rho \cdot \theta \cdot \left[ (r_2 - r_1) + \sqrt{(r_1^2 + H^2)} - \sqrt{(r_2^2 + H^2)} \right] \quad (4.15)$$

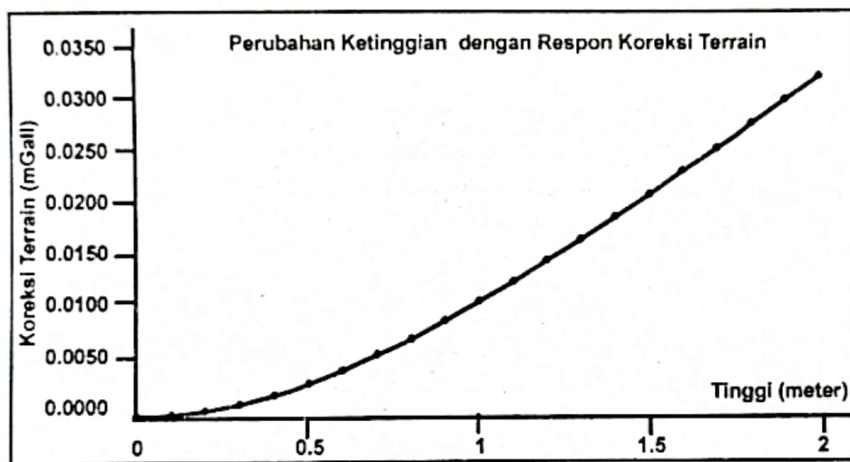
Sehingga untuk menghitung respon gayaberat yang disebabkan oleh satu sector dapat dihitung dengan rumus:

$$g = G \cdot \rho \cdot \theta \cdot \left[ (r_2 - r_1) + \sqrt{(r_1^2 + H^2)} - \sqrt{(r_2^2 + H^2)} \right] \quad (4.16)$$

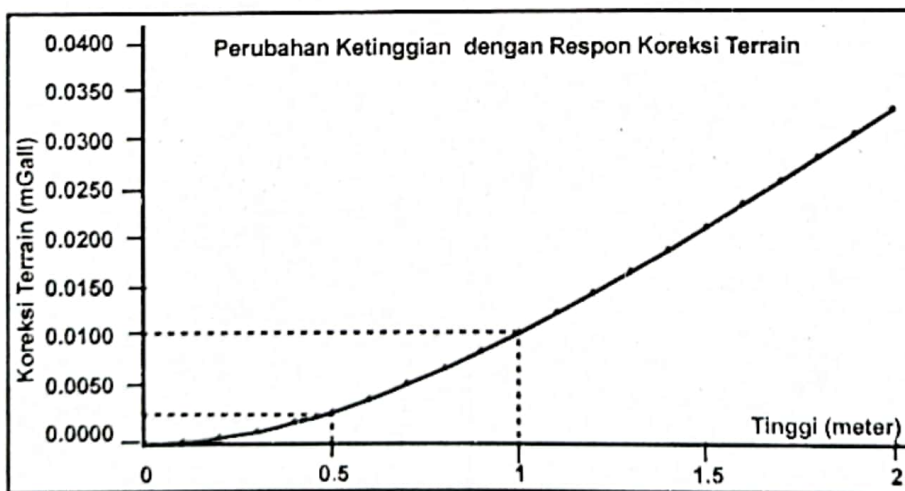
dimana:

- $g_{TC}$  : respon gayaberat
- $G$  : Konstanta gayaberat umum
- $\rho$  : Densitas
- $\Phi$  : sudut sector (radian)
- $r_1$  : jari-jari radius dalam
- $r_2$  : jari-jari radius luar
- $h$  : Beda tinggi titik amat dengan tinggi rata-rata sektor

Hasil perhitungan koreksi terrain akibat perubahan tinggi titik amat yang dihitung sampai radius 50 meter dan radius sampai 1000 meter ditunjukkan pada **Gambar 4.21** dan **Gambar 4.22**.



**Gambar 4.21.** Respon koreksi topografi akibat perubahan tinggi titik amat yang dihitung sampai zona 50 meter



**Gambar 4.22.** Respon koreksi topografi akibat perubahan tinggi titik amat yang dihitung sampai zona 1000 meter



#### 4.5.1 Perhitungan Koreksi Terrain dengan metode Hammer Chart

Untuk menghitung nilai koreksi terrain dengan metode Hammer chart persamaan yang digunakan adalah :

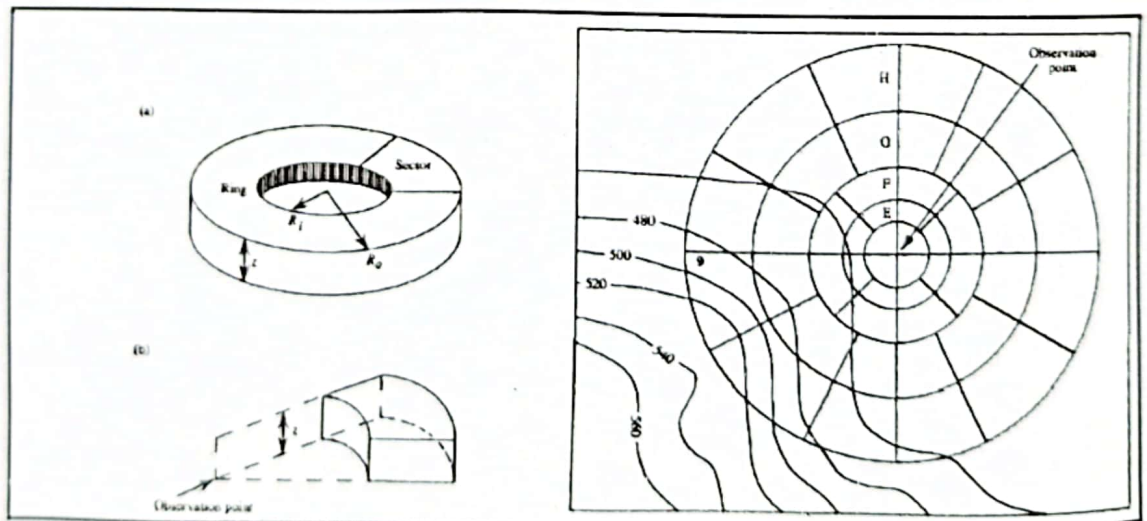
$$K = G \cdot \rho \cdot \Phi \cdot \left[ (r_2 - r_1) + \sqrt{(r_1^2 + H^2)} - \sqrt{(r_2^2 + H^2)} \right] \quad (4.1)$$

dengan

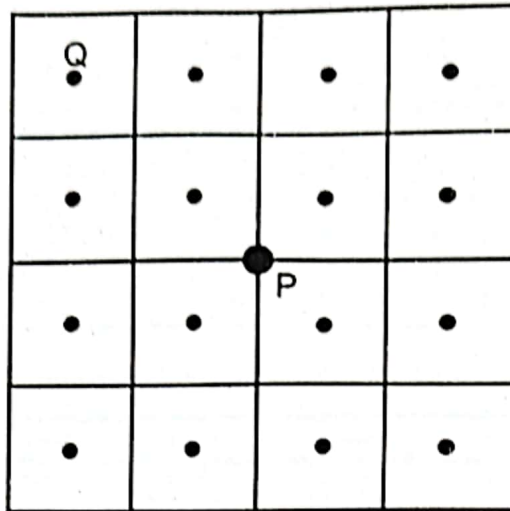
- $E_{TC}$  : respon gayaberat
- $G$  : konstanta gayaberat umum
- $\rho$  : Densitas
- $\Phi$  : Sudut sector (radian)
- $r_1$  : jari-jari radius dalam
- $r_2$  : jari-jari radius luar
- $H$  : Beda tinggi titik amat dengan tinggi rata-rata sektor

Diagram Hammer dibuat mengikuti skala dari peta yang dipergunakan dan di gambar pada kertas transparan (Gambar 4.23). Kemudian diagram tersebut ditaruh di atas peta topografi dengan pusatnya adalah lokasi titik amat. Adapun prosedur penggunaan tabel Hammer dan perhitungan koreksi terrain adalah sebagai berikut :

- a. Buat diagram Hammer pada kertas bening sesuai dengan skala peta topografi
- b. Himpitkan diagram Hammer tersebut dengan peta topografi dengan titik pusatnya berimpit dengan titik amat gayaberat yang akan dihitung koreksi terrainya.
- c. Baca ketinggian tiap-tiap sektor pada semua bagian, dengan memperhatikan garis kontur ketinggian yang berada dalam setiap sektor.
- d. Hitung selisih ketinggian antara titik amat gayaberat dengan nilai rata-rata ketinggian tiap sektor
- e. Dengan selisih ketinggian tersebut untuk tiap-tiap bagian, maka nilai koreksi medan untuk tiap bagian dapat dihitung.
- f. Nilai koreksi terrain merupakan jumlahan koreksi terrain dari beberapa bagian sektor.



Gambar 4.23. Metode perhitungan koreksi terrain dengan pendekatan Hammer Chart



Gambar 4.24. Sketsa perhitungan koreksi terrain dengan metode grid

jika diasumsikan bahwa komponen massanya memiliki rapat massa yang seragam, dimana  $dm = \rho dv$ , dalam arah vertikal akan memberikan efek gayaberat sebesar:

$$g_z = G \frac{\rho \cdot dv}{r_{PQ}^2} \sin \alpha \quad (4.19)$$

dimana:

$g_z$  : Respon gayaberat

$G$  : Konstanta gayaberat

$dm$  : Elemen massa

$r_{PQ}$  : Jarak miring dari P ke Q

$dv$  : Elemen volume

Elemen volume dinyatakan dalam perkalian antara selisih tinggi P dan Q terhadap luas elemen gridnya, atau:

$$dv = \Delta H_{PQ} \cdot dx \cdot dy \quad (4.20)$$

kemudian dari Gambar 4.20 dapat dilihat bahwa:

$$\sin \alpha = \frac{\Delta H_{PQ}}{r_{PQ}} \quad (4.21)$$

dengan mensubstitusikan persamaan di atas, maka diperoleh:

$$g_z = \frac{G\rho(\Delta H_{PQ})^2 \Delta x \Delta y}{(r_{PQ})^3} \quad (4.22)$$

dengan mengganti  $r_{PQ}$  dalam komponen koordinat P dan Q yaitu:

$$r_{PQ} = \sqrt{(x_P - x_Q)^2 + (y_P - y_Q)^2 + (H_P - H_Q)^2} \quad (4.23)$$



besarnya koreksi terrain merupakan jumlah dari nilai-nilai koreksi terrain di titik P akibat pengaruh elemen massa di Q sehingga:

$$T_c = G\rho \sum \sum \frac{(\Delta H_{PQ})^2 \Delta x \Delta y}{r_{PQ}^3} \quad (4.24)$$

- $T_c$  : Respon gayaberat  
 $G$  : Konstanta gayaberat  
 $\rho$  : Rapat massa  
 $r_{PQ}$  : Jarak miring dari P ke Q  
 $\Delta H_{PQ}$  : Beda tinggi titik P dengan titik Q  
 $\Delta x, \Delta y$  : Panjang dan lebar grid (pada umumnya konstan)

## 4.6 Penentuan Densitas Permukaan

Rapat Massa batuan merupakan besaran fisik yang sangat penting dalam metode gayaberat. Pada perhitungan anomali Bouguer diperlukan harga rapat massa rata-rata di daerah survei. Untuk itu nilai densitas rata-rata di daerah tersebut harus ditentukan dengan baik. Ada beberapa cara yang dapat digunakan untuk menentukan rapat massa rata-rata, yaitu:

1. Analisa batuan daerah survey dari pengukuran di laboratorium.
2. Metoda Nettleton
3. Metoda Parasnis.

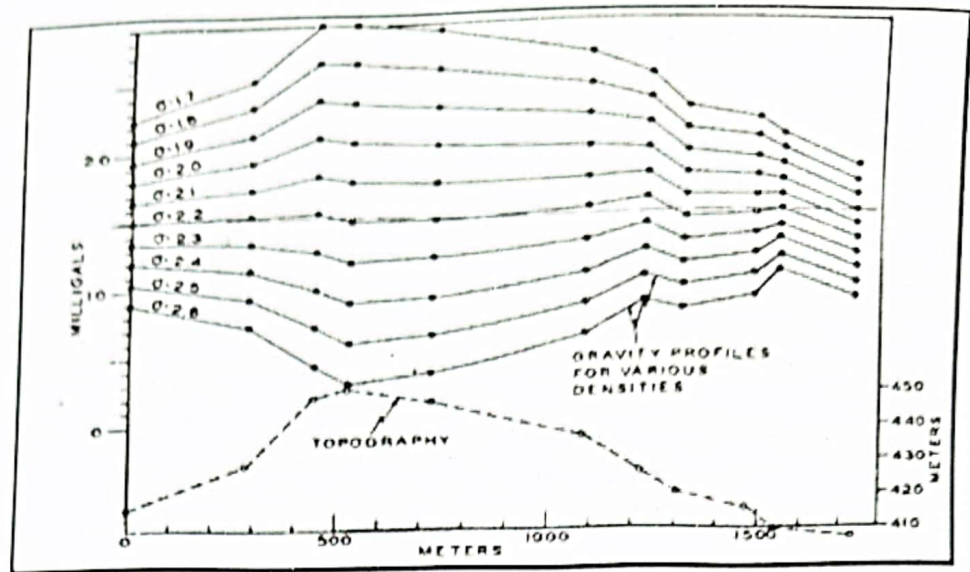
Tabel 4.4 Nilai densitas batuan

Jenis Batuan	Density (gr/cc)	Jenis Batuan	Density (gr/cc)
Andesite	2.5 - 2.8	Limestone	2.3 - 2.7
Basalt	2.8 - 3.0	Marble	2.4 - 2.7
Coal	1.1 - 1.4	Mica schist	2.5 - 2.9
Diabase	2.6 - 3.0	Peridotite	3.1 - 3.4
Diorite	2.8 - 3.0	Quartzite	2.6 - 2.8
Dolomite	2.8 - 2.9	Rhyolite	2.4 - 2.6
Gabbro	2.7 - 3.3	Rock salt	2.5 - 2.6
Gneiss	2.6 - 2.9	Sandstone	2.2 - 2.8
Granite	2.6 - 2.7	Shale	2.4 - 2.8
Gypsum	2.3 - 2.8	Slate	2.7 - 2.8

### 4.6.1 Metoda Nettleton

Metoda ini didasarkan pada pengertian tentang Koreksi Bouguer dan Koreksi Medan dimana jika rapat massa yang digunakan sesuai dengan rapat massa permukaan, maka penampang atau profile anomali gayaberat menjadi 'smooth'. Dalam aplikasi, penampang dipilih melalui daerah topografi kasar dan tidak ada anomali gayaberat target.

Anomali Bouguer titik amat pada suatu lintasan diplot dengan berbagai macam harga rapat massa ( $\rho$ ). Nilai densitas permukaan diperoleh apabila nilai anomali gayaberat yang dihasilkan tidak mempunyai korelasi dengan topografi di daerah tersebut. Sebagai contoh estimasi rapat massa dengan metoda ini ditunjukkan **Gambar 4.25**. Secara visual terlihat bahwa pendekatan terbaik dari rapat massa rata-rata permukaan daerah tersebut adalah 1.9 gr/cc.



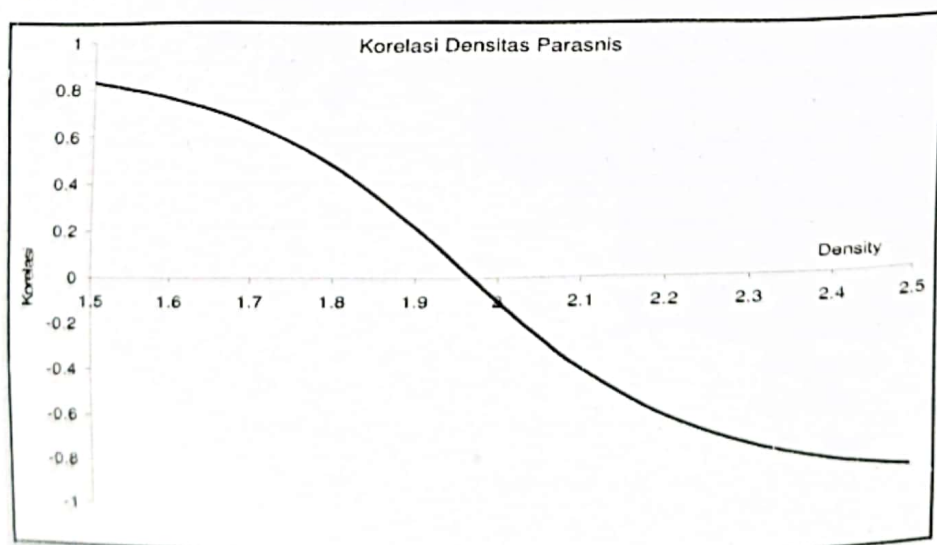
Gambar 4.25. Penampang anomali Bouguer dengan densitas yang bervariasi dibandingkan dengan penampang topografi.

Secara kuantitatif, estimasi rapat massa permukaan terbaik dapat ditentukan dengan menerapkan korelasi silang antara perubahan elevasi terhadap suatu referensi tertentu dengan anomali gayaberatnya. Korelasi dilakukan dengan menarik garis dari topografi tinggi ke rendah atau sebaliknya dan mengkorelasikan dengan profile anomali gayaberatnya untuk beberapa nilai densitas.

Rapat massa terbaik diberikan oleh harga korelasi silang terkecil sesuai dengan persamaan sebagai berikut:

$$k = - \frac{\sum_{i=1}^N \delta(\Delta g)_i \delta h_i}{\sum_{i=1}^N (\delta h_i)^2} \quad (4.2)$$

dimana N adalah jumlah stasion pada penampang tersebut. Hasil korelasi antara anomali gayaberat dan ketinggian ditunjukkan pada Gambar 4.26.



Gambar 4.26 Nilai korelasi untuk beberapa densitas Bouguer

Prosedure Penentuan Densitas Permukaan Bouguer menggunakan metode Nettleton.

1. Plot Distribusi Titik Pengukuran Gayaberat
2. Buat peta topografi di daerah penelitian
3. Pilih titik-titik gayaberat yang relatif sejajar, selanjutnya dari titik-titik tersebut diplot sebagai penampang.
4. Buatlah penampang peta topografi sesuai titik yang telah dipilih pada no.3
5. Hitung anomali Bouguer Lengkap dari titik-titik yang telah ditentukan pada no. 3, dengan memasukkan densitas yang bervariasi (biasanya mulai dari 1.8 – 2.8 gr/cc)
6. Buatlah penampang anomali Bouguer berdasarkan data perhitungan no.5
7. Cari korelasi antara penampang topografi dengan penampang anomali Bouguer untuk densitas yang bervariasi
8. Korelasi terkecil antara penampang topografi dengan penampang anomali Bouguer merupakan nilai densitas permukaan Bouguer.

#### 4.6.2 Metoda Parasnis

Estimasi rapat massa metoda ini diturunkan dari anomali gayaberat dituliskan sebagai berikut:

$$CBA = g_{obs} - g_R + 0.3085h - 2\pi\gamma\rho h \quad (4.26)$$

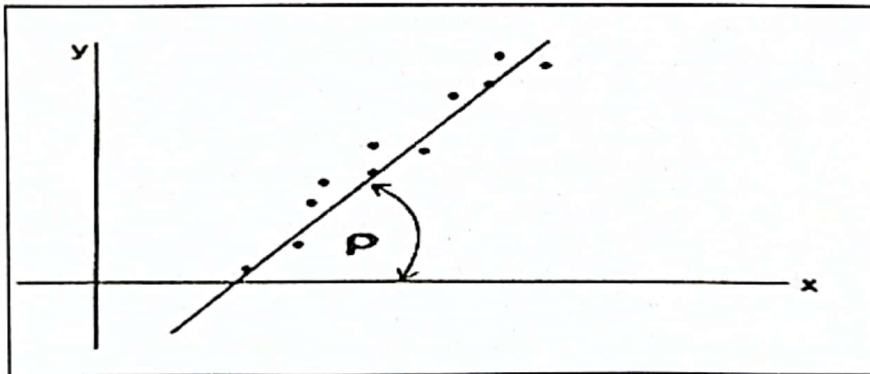
dimana suku terakhir bagian kanan adalah koreksi medan dengan c nilai koreksi medan sebelum dikalikan dengan rapat massa. Dari persamaan tersebut didapat :

$$(g_{obs} - g_R + 0.3085h) = (2\pi\gamma\rho h) \rho \quad (4.27)$$

atau

$$y = \rho x \quad (4.28)$$

Dari persamaan tersebut, maka rapat massa  $\rho$  dapat diperoleh dari gradien garis lurus terbaik seperti diberikan pada **Gambar 4.27**, dimana CBA diasumsikan sebagai penyimpangan terhadap garis lurus tersebut.

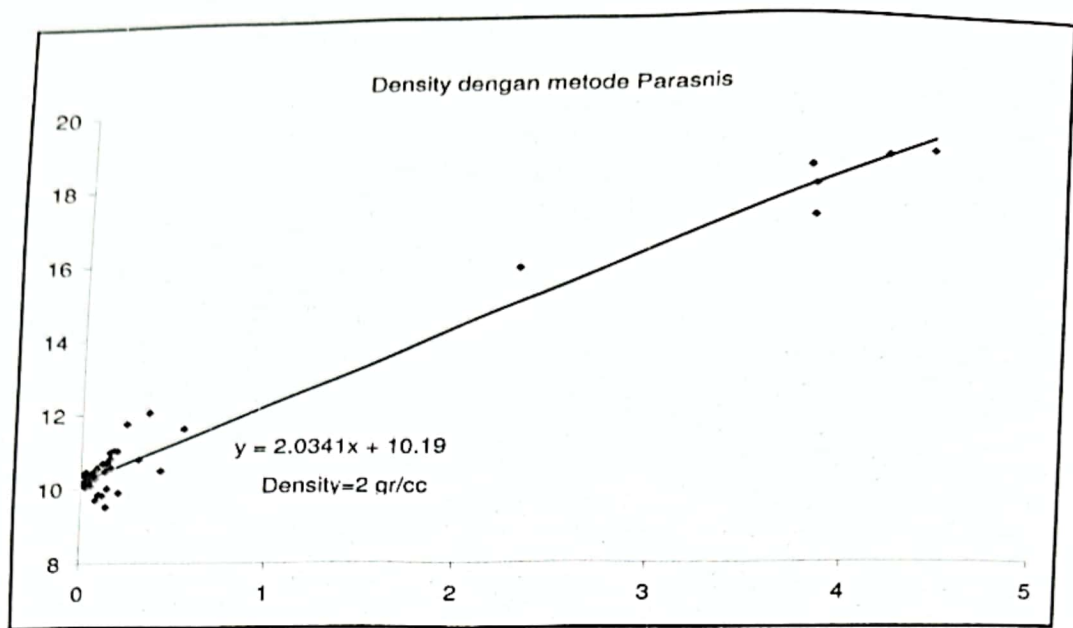


**Gambar 4.27.** Grafik yang menunjukkan hubungan antara  $(g_{obs} - g_R + 0.3085h)$  dan  $((2\pi\gamma h)\rho)$

Prosedure Penentuan Densitas Permukaan Bouguer menggunakan metode Parasnis.

- a. Siapkan data gayaberat yang akan dihitung nilai densitasnya
- b. Hitung nilai  $(g_{obs} - g_R + 0.3085h)$  dan asumsikan sebagai sumbu Y
- c. Hitung nilai  $((2\pi\gamma h)\rho)$
- d. Buatlah grafik hubungan antara  $(g_{obs} - g_R + 0.3085h)$  sebagai sumbu y dan  $((2\pi\gamma h)\rho)$  sebagai sumbu x (**Gambar 4.28**)
- e. Hitung gradien dari grafik pada langkah no 4.
- f. Nilai densitas permukaan merupakan gradien dari grafik tersebut.





Gambar 4.28. Contoh grafik estimasi densitas bouguer dengan metode Parasnis

#### 4.7 Anomali Bouguer (Anomali Gayaberat)

Penggunaan metoda gayaberat untuk eksplorasi sumber daya alam, studi keilmuan dan maksud lainnya dilakukan dengan menerapkan konsep **Anomali gayaberat (Bouguer Anomaly)** perbedaan nilai gayaberat terukur dengan nilai gayaberat acuan, yaitu nilai gaya berat teoritis untuk suatu model teoritis Bumi ( Spheroid, Geoid). Perbedaan tersebut merefleksikan variasi rapat massa yang terdapat pada suatu daerah dengan daerah sekelilingnya kearah lateral, maupun kearah vertikal. Tujuan akhir penerapan metoda gayaberat pada eksplorasi sumber daya alam maupun studi keilmuan (geologi regional, tektonik, dsb) adalah mendapatkan gambaran struktur bawah permukaan berdasarkan distribusi densitasnya.

Seperti kita ketahui harga gayaberat terukur merupakan total gaya percepatan yang diderita oleh suatu titik akibat bermacam sumber. Beberapa sumber yang mempengaruhi hasil pengukuran adalah :

1. Posisi bumi pada pergerakan di tata surya (efek tidal)
2. Perbedaan gayaberat akibat perbedaan lintang di Bumi.
3. Perubahan akibat perbedaan ketinggian permukaan.
4. Efek dari topografi sekelilingnya.
5. Perubahan daerah sekeliling, gedung, banjir, hujan dll. Akan mempengaruhi hasil pengukuran.
6. Variasi atau perubahan rapat massa di setiap tempat, secara lateral maupun vertikal.

Anomali Bouguer lengkap merupakan selisih antara nilai gayaberat pengamatan dengan gayaberat teoritik yang didefinisikan pada titik pengamatan bukan pada bidang referensi, baik elipsoid maupun muka laut rata-rata. Anomali Bouguer dinyatakan sebagai (Sarkowi, 2009) :

$$\Delta g(x, y, z) = g_{obs} - (g_{(\varphi)} - FAC + BC - TC) \quad 4.29$$

$$\Delta g(x, y, z) = g_{obs} - g_{(\varphi)} + (0,308765 - 0.04193\rho)h + C_3\Delta h \quad 4.30$$



dengan :

- $\Delta g(x,y,z)$  : anomali Bouguer lengkap,
- $g_{obs}$  : gayaberat observasi,
- $g_{(\varphi)}$  : gayaberat teoritis pada lintang  $\varphi$  ,
- $\varphi$  : lintang,
- FAC : koreksi udara bebas (*free air correction*),
- BC : koreksi Bouguer (*Bouguer correction*),
- TC : koreksi medan (*terrain correction*),
- $\rho$  : rapat massa,
- h : tinggi (meter),
- $\Delta h$  : beda tinggi titik amat dengan topografi sekelilingnya.

# B A B V

---

## PENGOLAHAN ANOMALI GAYABERAT

### 5.1 Anomali Gayaberat

Penggunaan metoda gayaberat untuk eksplorasi sumber daya alam, studi keilmuan dan maksud lainnya dilakukan dengan menerapkan konsep **Anomali gayaberat (*Bouguer Anomaly*)**, yaitu: perbedaan nilai gayaberat terukur dengan nilai gayaberat acuan (nilai gayaberat teoritis untuk suatu model teoritis Bumi). Perbedaan tersebut merefleksikan variasi rapat massa yang terdapat pada suatu daerah dengan daerah sekelilingnya kearah lateral, maupun kearah vertikal. Tujuan akhir penerapan metoda gayaberat pada eksplorasi sumber daya alam maupun studi keilmuan (geologi regional, tektonik, dsb) adalah mendapatkan gambaran struktur bawah permukaan berdasarkan distribusi densitasnya.

Seperti kita ketahui harga gayaberat terukur merupakan total gaya percepatan yang diderita oleh suatu titik akibat bermacam sumber. Beberapa sumber yang mempengaruhi hasil pengukuran adalah :

1. Posisi bumi pada pergerakan di tata surya (efek tidal)
2. Perbedaan gayaberat akibat perbedaan lintang di Bumi.
3. Perubahan akibat perbedaan ketinggian permukaan.
4. Efek dari topografi sekelilingnya.
5. Perubahan daerah sekeliling, gedung, banjir, hujan dll. Akan mempengaruhi hasil pengukuran.
6. Variasi atau perubahan rapat massa di setiap tempat, secara lateral maupun vertikal.

Anomali Bouguer lengkap merupakan selisih antara nilai gayaberat pengamatan dengan gayaberat teoritik yang didefinisikan pada titik pengamatan bukan pada bidang referensi, baik elipsoid maupun muka laut rata-rata. Anomali Bouguer dinyatakan sebagai (Sarkowi, 2009) :

$$\Delta g(x, y, z) = g_{obs} - (g_{(\varphi)} - FAC + BC - TC) \quad (5.1)$$

$$\Delta g(x, y, z) = g_{obs} - g_{(\varphi)} + (0,308765 - 0.04193\rho)h + C_3\Delta h \quad (5.2)$$

dengan :

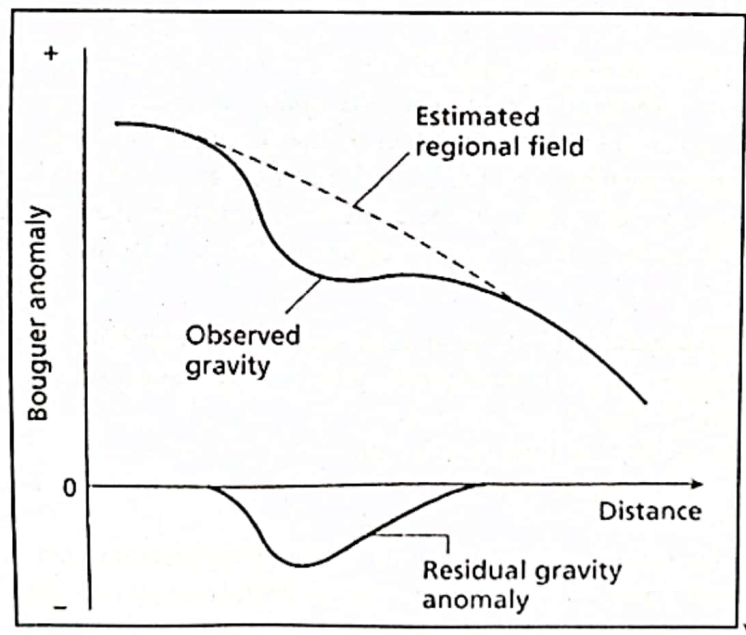
$\Delta g(x,y,z)$  : anomali Bouguer lengkap,

$g_{obs}$  : gayaberat observasi,

- $g_{\phi}$  : gayaberat teoritis pada lintang  $\phi$ ,  
 $\phi$  : lintang,  
 FAC : koreksi udara bebas (*free air correction*),  
 BC : koreksi Bouguer (*Bouguer correction*),  
 TC : koreksi medan (*terrain correction*),  
 $\rho$  : rapat massa,  
 H : tinggi (meter),  
 $\Delta h$  : beda tinggi titik amat dengan topografi sekelilingnya,

## 5.2 Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Anomali gayaberat yang terukur dipermukaan merupakan penjumlahan dari semua kemungkinan sumber anomali yang ada di bawah permukaan dimana salah satunya merupakan target 'event' dari eksplorasi. Untuk kepentingan interpretasi, target 'event' harus dipisahkan dari 'event' lainnya. Jika target 'event' adalah anomali residual, maka 'event' lainnya adalah Noise dan Regional. Secara sederhana, dari segi lebar Anomali, Noise akan mempunyai lebar anomali lebih kecil dari target (residual), sedangkan Regional lebih besar dari Residual dari kedalaman, Noise lebih dangkal dari residual, sedangkan Regional lebih dalam (**Gambar 5.1**).



**Gambar 5.1** Pemisahan anomali regional dan residual dari anomali Bouguer

Untuk memisahkan anomali regional dan anomali residual dari anomali Bouguer dilakukan dengan beberapa metode seperti: *Polynomial*, *Metoda moving average*, dan *Second vertical derivative*.

### 5.2.1 Polynomial

Dalam metoda ini, anomali regional didekati oleh persamaan polinomial. Artinya bahwa anomali residual diturunkan secara tidak langsung. Untuk proses data 2-D (data peta), persamaan Polynomial 2-D orde 2 diberikan oleh :

$$\Delta g_i = c_1 + c_2 x_i + c_3 y_i + c_4 x_i^2 + c_5 x_i y_i + c_6 y_i^2 \quad (5.3)$$

dimana

- $I = 1, 2, 3, \dots, n$  = nomor stasion
- $\Delta g_i$  = anomali gayaberat
- $x_i, y_i$  = koordinat stasion
- $c_1, c_2, \dots, c_6$  = konstanta polynomial

Sesuai dengan persamaan 6.1, tahap pertama adalah menghitung konstanta  $c_i$  sampai dengan  $c_6$  dari anomali  $\Delta g_i$  dengan koordinat stasion  $(x_i, y_i)$  diketahui. Kemudian dengan menggunakan persamaan yang sama, anomali regional  $\Delta g$  untuk persamaan Polinomial orde 2 dapat dihitung. Proses ini secara jelas dapat dilihat dengan menuliskan persamaan 5.3 dalam bentuk matriks sebagai berikut :

$$\begin{bmatrix} \Delta g_1 \\ \Delta g_2 \\ \dots \\ \Delta g_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & x_1 & \dots & y_1 \\ 1 & x_2 & \dots & y_2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & x_i & \dots & y_i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c_1 \\ c_2 \\ \dots \\ c_i \end{bmatrix} \tag{5.4}$$

atau :

$$\bar{G} = D \cdot \bar{C} \tag{5.5}$$

Untuk menghitung konstanta  $c$  dimana jumlah stasion lebih besar dari jumlah konstantanya digunakan metoda 'least square' yang diberikan oleh persamaan :

$$\bar{C} = (D^T D)^{-1} D^T \bar{G} \tag{5.6}$$

Kemudian regional dihitung dengan :

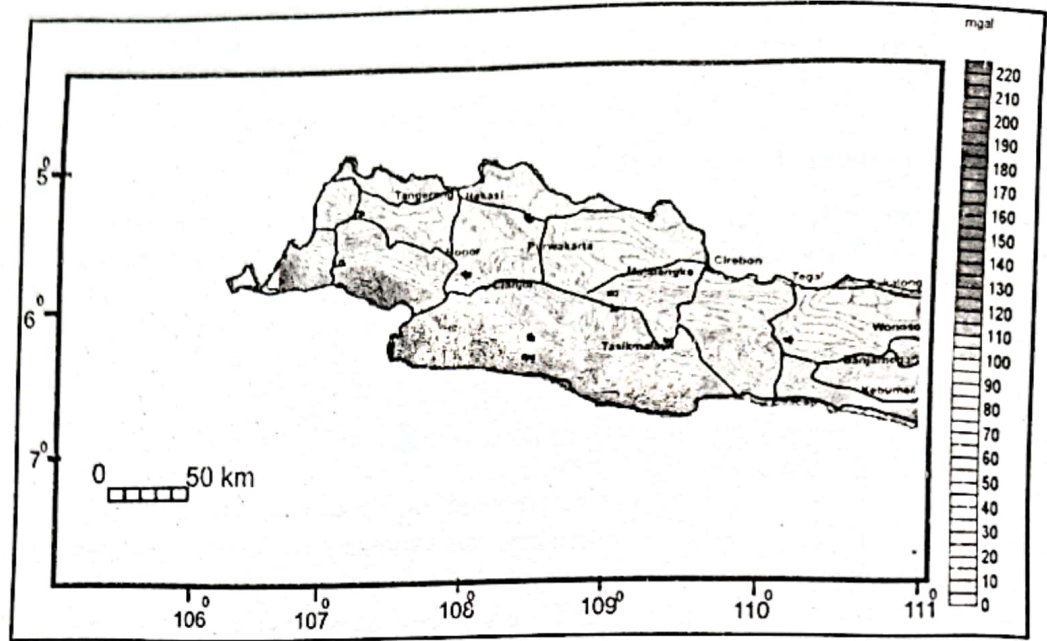
$$\begin{bmatrix} \Delta g'_1 \\ \Delta g'_2 \\ \dots \\ \Delta g'_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & x_1 & \dots & y_1^2 \\ 1 & x_2 & \dots & y_2^2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & x_i & \dots & y_i^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c_1 \\ c_2 \\ \dots \\ c_6 \end{bmatrix} \tag{5.7}$$

atau  $\bar{G} = D \cdot \bar{C}$ , Sedangkan residualnya adalah :

$$\bar{G}_{res} = \bar{G} - \bar{G}' \tag{5.8}$$

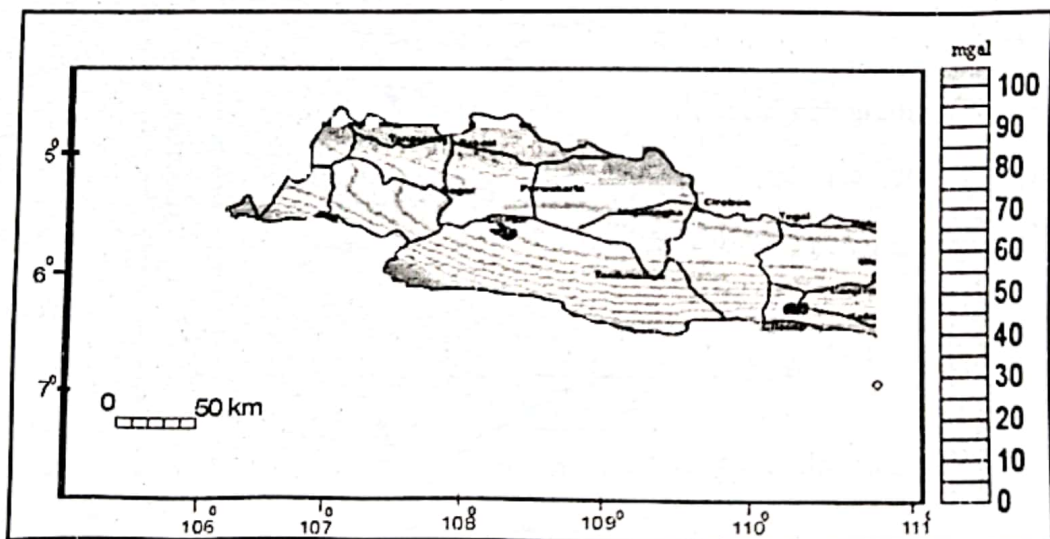
Contoh proses pemisahan regional-residual dengan persamaan Polynomial diberikan oleh **Gambar 5.2**, **Gambar 5.3** dan **Gambar 5.4**. **Gambar 5.2** menunjukkan peta anomali Bouguer daerah Jawa bagian barat yang menunjukkan adanya pola anomali tinggi dibagian selatan yang berhubungan dengan adanya subduction di daerah tersebut, sedangkan anomali rendah dibagian utara berhubungan dengan struktur sedimen yang relatif tebal di daerah tersebut.





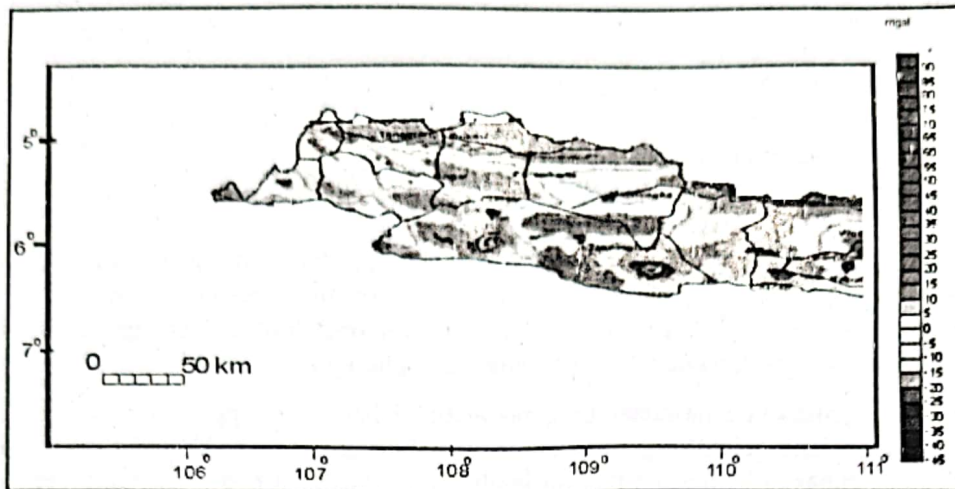
Gambar 5.2. Peta anomali Bouguer daerah Jawa bagian Barat

Gambar 5.3 menunjukkan Peta anomaly Bouguer Regional daerah Jawa bagian Barat hasil filtering dengan metode polynomial orde 6. Trend anomaly regional menunjukkan pola anomaly yang tinggi di bagian selatan (1 mGal) dan terus turun di bagian utara (0 mGal)



Gambar 5.3. Peta anomali Bouguer Regional daerah Jawa bagian Barat hasil filtering dengan metode polynomial orde 6.

Gambar 5.4 menunjukkan Peta anomaly Bouguer Residual daerah Jawa bagian Barat hasil filtering dengan metode polynomial orde 6. Dari peta tersebut tampak adanya closure anomaly rendah dan closure anomaly tinggi yang berhubungan dengan adanya cekungan dan tinggian di daerah tersebut.



Gambar 5.4. Peta anomali Bouguer Residual daerah Jawa bagian Barat hasil filtering dengan metode polynomial orde 6

### 5.2.2 Moving Average

PenHurunan anomali residual dengan metoda ini adalah secara tidak langsung karena keluaran dari perata-rataan bergerak adalah regionalnya. Sehingga residual didapat dengan mengurangkan regional terhadap anomali hasil pengukuran (data ini sebagai input dalam prosesnya). Karakter dari teknik 'moving average', jika dianalisis dari spektrumnya, adalah mirip dengan 'low-pass filter', sehingga output dari proses ini adalah frekuensi rendah dari anomali Bouguer yang memperlihatkan anomaly regionalnya. Selanjutnya, anomali residual dihasilkan dengan mengurangkan anomali regional terhadap anomaly Bouguernya.

Pemisahan anomali menggunakan perata-rataan bergerak bersifat menapis anomali gelombang frekuensi tinggi (*low pass filter*), dia tidak menggeser fasa dan merupakan filter persegi siku (*rectangular filter*) sehingga memenuhi persyaratan untuk memproses data gayaberat daerah telitian. Persamaan perata-rataan bergerak satu dimensi dan satu jendela adalah :

$$\Delta g_a(x_i) = \Delta g(x_i) - \frac{1}{N} \sum_{k=-\frac{N}{2}}^{\frac{N}{2}} \Delta g(x_i - k) \tag{5.8}$$

Penapisan satu dimensi menggunakan dua jendela untuk memproses sekaligus persamaannya adalah :

$$\Delta \bar{g}_{\alpha, \beta}(x) = \Delta \bar{g}_\alpha(x) - \Delta \bar{g}_\beta(x) \tag{5.9}$$

dimana :

- $\alpha, \beta$  = lebar jendela penapisan (*window size*),
- $\Delta g(x)$  = harga gayaberat pada titik amat
- $\Delta \bar{g}_\alpha(x)$  = Anomali residual sisa penapisan jendela  $\alpha$ ,
- $N$  = Jumlah data yang diproses

Sedangkan persamaan 'moving average 2D' untuk lebar window  $N \times N$  adalah:

$$\Delta g_{reg} \left( \frac{N+1}{2}, \frac{N+1}{2} \right) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{\Delta g(i, j)}{N^2} \quad 5.10$$

Dan kemudian anomali residualnya :

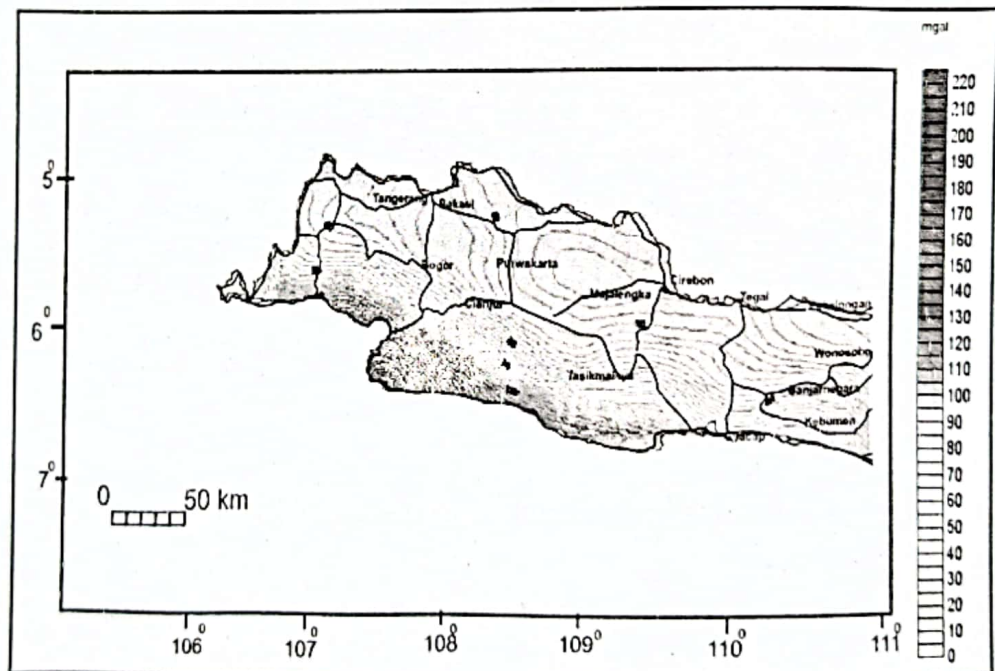
$$\Delta g_{res}(i, j) = \Delta g(i, j) - \Delta g_{reg}(i, j)$$

Berdasarkan karakter spektrum dari filter ini, lebar window  $N \times N$  berbanding langsung dengan 'low cut' panjang gelombang atau 'high cut' frekuensi spasial dari 'low-pass filter'. Sehingga dengan bertambahnya lebar window akan menyebabkan bertambahnya panjang gelombang regional 'output'. Dengan kata lain, lebar window terkecil menyebabkan harga regionalnya mendekati anomaly Bouguernya.

Masalah utama menggunakan perata-rataan bergerak adalah lebar jendela penapisan, makin besar jendela yang digunakan, makin lebar panjang gelombang yang diloloskan. Sebagai contoh, Yasoki (1967; op cit Bath, 1967) mencoba penapisan menggunakan bermacam-macam jendela menghasilkan penyusun yang berbeda-beda. Demikian terlihat bahwa masalah utama pada pemisahan anomaly bouguer menggunakan metoda nilai perata-rataan bergerak adalah :

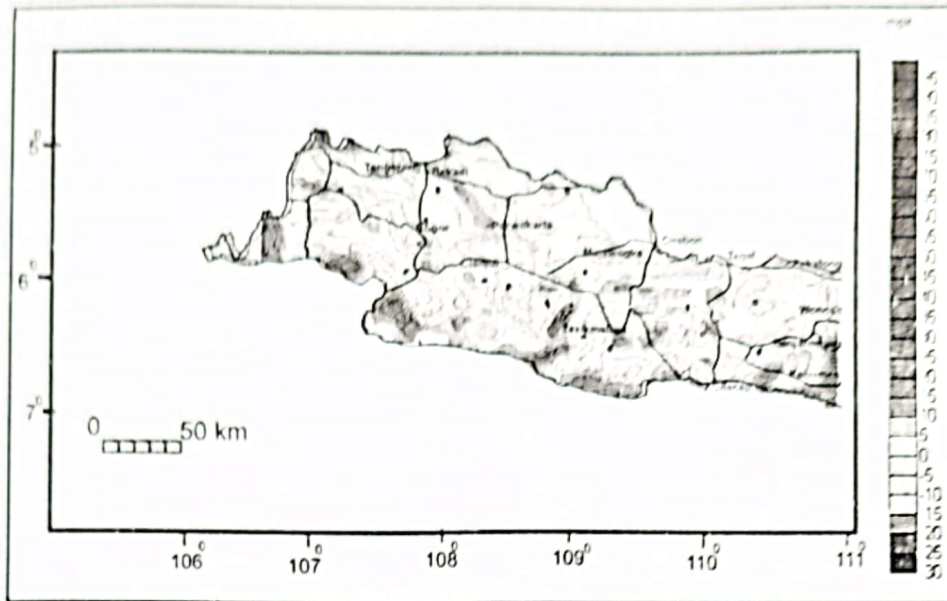
- Menentukan panjang gelombang anomaly yang terdapat di daerah telitian.
- Menentukan lebar jendela optimum sebagai jendela penapisan yang efektif.

Contoh pemisahan anomaly regional dan anomaly residual dari anomaly Bouguer menggunakan metode moving average ditunjukkan pada **Gambar 5.5** dan **Gambar 5.6**



**Gambar 5.5.** Peta Anomali Bouguer Regional Daerah Jawa bagian Barat hasil Moving Average anomali Bouguer dengan lebar window  $7 \times 7$





Gambar 5.6. Peta Anomali Bouguer Residual Daerah Jawa bagian Barat hasil Moving Average anomali Bouguer dengan lebar window 7 x 7

### 5.3 Second Vertical Derivative

Metoda ini digunakan untuk memunculkan sumber-sumber anomali yang bersifat lokal/dangkal. Metode ini sangat bagus untuk mengetahui diskontinuitas dari suatu struktur bawah permukaan, khususnya adanya patahan pada suatu daerah survei. Secara teoritis, metoda ini diturunkan dari persamaan Laplace's untuk anomali gayaberat di permukaan yang persamaannya diberikan sebagai berikut :

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \tag{5.12}$$

atau :

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} \tag{5.13}$$

Sehingga 'second vertical derivative'-nya diberikan oleh :

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \left( \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} \right) \tag{5.14}$$

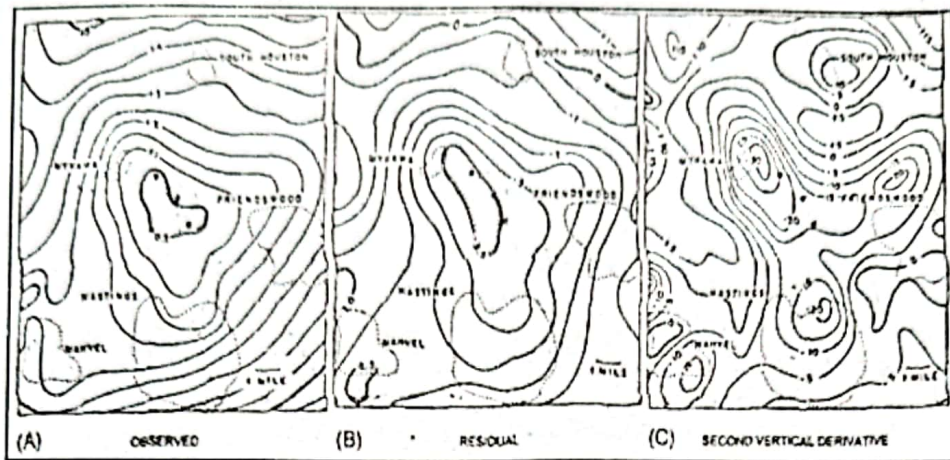
Untuk data 1-D (data penampang) persamaannya diberikan oleh:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \tag{5.15}$$

Persamaan. (5.14) atau persamaan (5.15) menunjukkan bahwa 'second vertical derivative' dari suatu anomali gayaberat permukaan adalah sama dengan negatif dari derivatif orde dua horizontal. Artinya bahwa anomali 'second vertical deivative' dapat melalui derivatif horizontal yang secara praktis lebih mudah dikerjakan. Contoh grafis proses penurunan 'second vertical derivative' untuk data penampang diberikan pada Gambar 5.7.

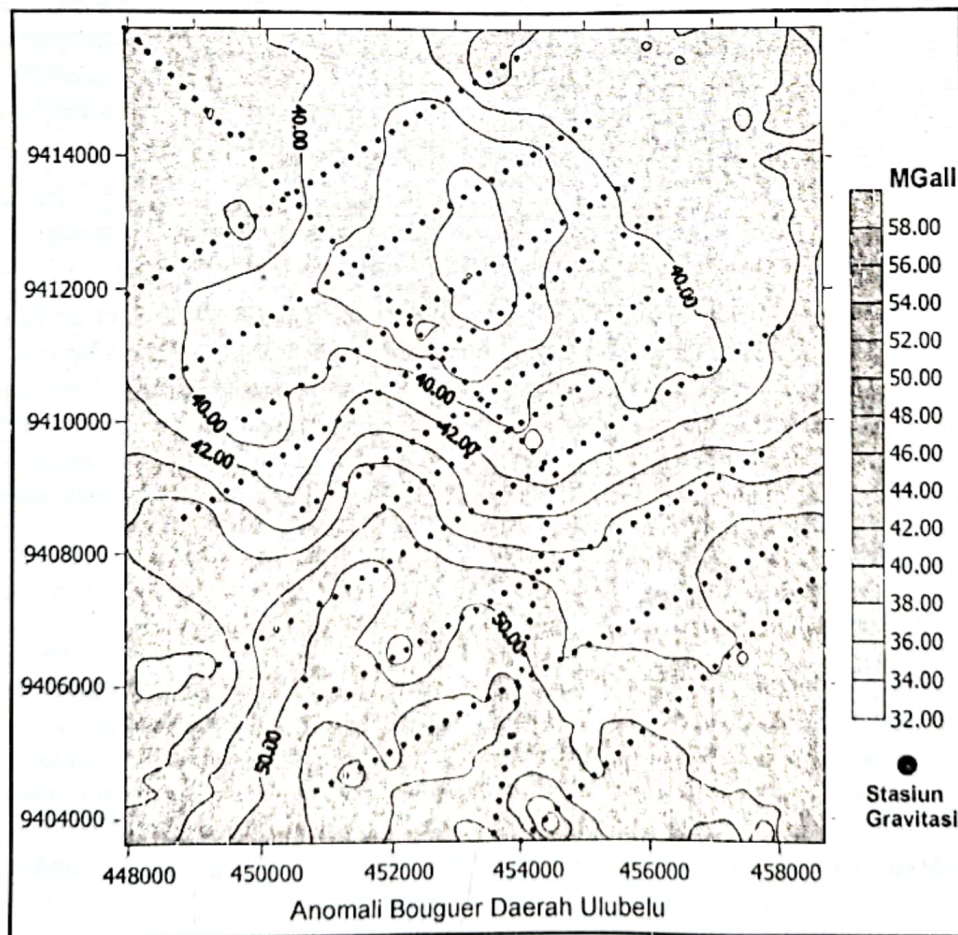
Untuk data anomali gayaberat dalam grid teratur, anomali 'second vertical derivative' dapat diturunkan melalui proses filtering dimana pers. Konvolusinya diberikan oleh :





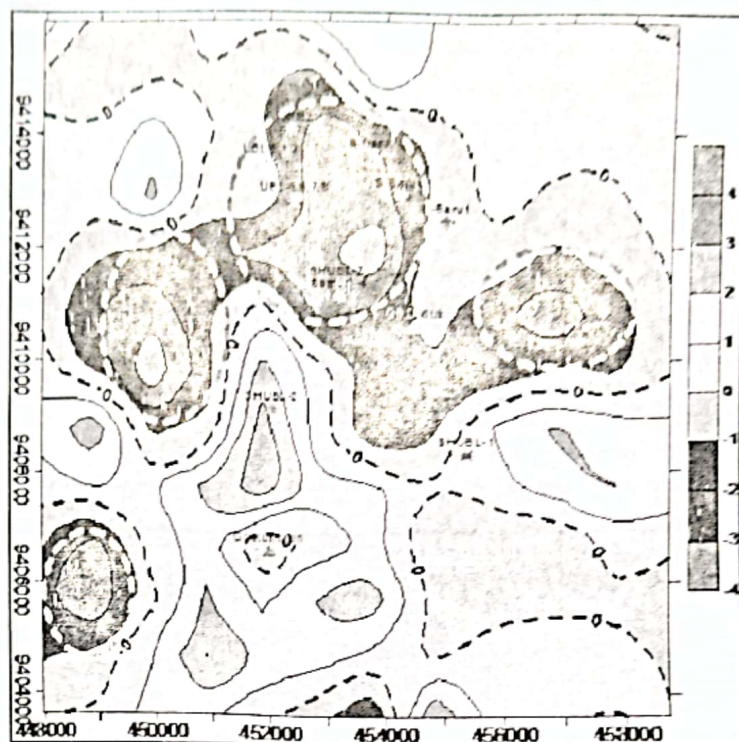
Gambar 5.9. Contoh penajaman prospek menggunakan second derivative filter

Peta anomali Bouguer daerah prospek panasbumi Ulubelu ditunjukkan pada Gambar 5.10. Dari peta anomali Bouguer tampak adanya anomali Bouguer rendah dibagian utara dan anomali Bouguer tinggi berada di bagian selatan daerah penelitian.



Gambar 5.10. Peta anomali Bouguer daerah prospek panasbumi Ulubelu

Peta second vertical derivative anomali Bouguer daerah Ulubelu dan sekitarnya ditunjukkan pada Gambar 6.11. Peta anomali second vertical derivative tampak adanya anomali rendah di bagian Utara daerah penelitian yang sama dengan pola anomali Bouguer di daerah tersebut. Hasil second vertical derivative ini memperkuat prediksi bahwa daerah prospek panasbumi (reservoir panasbumi) berada di daerah tersebut yaitu di antara Gunung Rindingan dan Gunung Duduk.



Gambar 6.11. Peta Second vertical derivative anomali Bouguer daerah prospek panasbumi Ulubelu

Hasil penapisan SVD menghasilkan anomali lokal yang menggambarkan ketidakselarasan dangkal, yang bisa jadi merupakan 'reservoir' lapangan panasbumi Ulubelu. Sementara itu, Heat source diduga berasal dari G. Kukus yang dicirikan oleh anomali tinggi. Pola struktur patahan (garis hitam putus-putus) sangat dipengaruhi oleh struktur utama Sumatra yang berarah barat-laut-tenggara (NW-SE), yang diduga merupakan 'seal' bagi reservoir untuk tidak mengalirkan fluidanya ke arah lateral. Posisi G. Duduk yang berada pada daerah anomaly rendah membawa dugaan bahwa gunung tersebut sudah menjadi bagian dari reservoir. Morfologi gunung hanya tampak semata karena asimetri bentang alam atau topografinya.

#### 5.4 Penentuan Kedalaman Anomali Regional dan Anomali Residual

Hubungan antara penentuan kedalaman dari anomali residual menggunakan penapis perata-rataan bergerak telah dicoba oleh Abdel Rachman dan Araby (1993) di Humble dome, Houston (Amerika Serikat), serta di Senegal Barat. Sebagai hasil uji coba tersebut cukup baik tanpa ada "random error"; penentuan kedalaman untuk benda ideal seperti silinder vertikal dan horizontal maupun model bola ternyata hasilnya cocok dengan pemboran (Abdel Rachman dan Araby, 1993). Di Indonesia, penggunaan metoda nilai perata-rataan bergerak untuk memisahkan analisis residual dari efek regional dilakukan oleh Hasegawa (1975), Untung dan Sato (1978) yang dilakukan untuk data gayaberas Jawa.

Hubungan antara panjang gelombang anomali gayaberas dengan kedalaman sumber akan lebih jelas bila dibandingkan dengan menggunakan transformasi fourier dari fungsi anomali gayaberas. Fungsi transformasi fourier dari benda bermassa, diturunkan oleh Blakely (1995):



Persamaan ini membuktikan bahwa ada hubungan keterkaitan antara panjang gelombang anomali dan kedalaman sumber anomali rapat massa. Miyazuki (1991), Smith dkk (1974, op cit Blakely (1988)), membuktikan hubungan antara panjang gelombang untuk anomali magnetik terhadap kedalaman  $Z_1$ ,  $Z_2$  sebagai berikut :

$$k_{\max} = \frac{\log z_2 - \log z_1}{z_2 - z_1} \quad (5.24)$$

sedangkan persamaan transform anomali magnetik model prisma hampir identik dengan persamaan magnetik gayaberat, yaitu :

$$F(\Delta T) = 2\pi C m m'' \theta_m \theta_f' e^{k|z_0|} (e^{-|k|z_1} - e^{-|k|z_2}) \quad (5.25)$$

Secara analog persamaan (5.25) dapat digunakan pada anomali gayaberat, dengan asumsi bahwa  $k$  maksimal adalah panjang gelombang terendah untuk anomali regional tersebut.

Hubungan antara panjang gelombang kedalaman anomali dengan mekanisme penyebab anomali rapat massa juga banyak diselidiki orang. Dari ratusan contoh hubungan antara anomali gayaberat kelautan, banyak penulis (Diamant, 1992; Karner dan Watt, 1983; McKenzie, 1967, 1969, 1977; McNutt, 1980; Nunn dkk, 1988; Talwani dkk, 1961, 1969; Turcotte dan Schubert, 1982; melihat adanya hubungan yang erat antara bentuk dan sebaran anomali gayaberat dengan faktor-faktor yang menimbulkan anomali rapat massa, seperti : topografi, distribusi rapat massa dibawah permukaan, pelenturan kerak, isostasi, dan lain-lain.

## 5.5 Analisis Spektrum

Tujuan dari proses ini adalah untuk menentukan jendela filter yang akan digunakan dalam memisahkan anomali regional-residual. Dalam analisis spektrum dilakukan proses transformasi Fourier untuk mengubah suatu sigma menjadi penjumlahan beberapa signal sinusoidal dengan berbagai frekuensi. Hasil transformasi Fourier dapat berupa spektrum amplitudo dan spektrum phase. Melalui transformasi Fourier nilai gayaberat, pada lintasan yang ingin diperkirakan kedalamannya, dapat diestimasi nilai bilangan gelombang ( $k$ ) dan amplitude ( $A$ ) yang dapat digunakan untuk menghitung lebar jendela filter yang selanjutnya sebagai input data proses filtering (dalam pemisahan anomali regional dan residual).

Blakely (1996) menurunkan spektrum dari potensial gaya berat yang teramati pada suatu bidang horizontal,

$$F(U) = \gamma \mu F \left( \frac{1}{r} \right) \quad (5.26)$$

$$F \left( \frac{1}{r} \right) = 2\pi \frac{e^{k(z_0 - z')}}{|k|} \quad (5.27)$$

dimana

$U$  : potensial gayaberat

$\mu$  : anomali rapat masa

$\gamma$  : konstanta gayaberat

$r$  : jarak

Berdasarkan kedua persamaan di atas maka diperoleh :

$$F(U) = 2\pi \lambda \mu \frac{e^{k(z_0 - z')}}{|k|} \quad (5.28)$$

Sehingga transformasi Fourier anomali gayaberat pada lintasan yang diinginkan adalah :

$$F(g_z) = \gamma \mu F\left(\frac{\partial l}{\partial z r}\right) \tag{5.29}$$

$$= \gamma \mu \frac{\partial}{\partial z} F\left(\frac{1}{r}\right) \tag{5.30}$$

$$F(g_z) = 2\pi \gamma \mu e^{ik(z_0 - z')} \tag{5.31}$$

dimana :

- $g_z$  : anomali gayaberat
- $K$  : bilangan gelombang
- $z_0$  : ketinggian titik amat
- $Z$  : kedalaman benda anomaly

Bila distribusi densitas bersifat random dan tidak ada korelasi antara masing-masing nilai gayaberat, maka  $\mu=1$ , sehingga hasil transformasi Fourier anomali gayaberat menjadi :

$$A = C e^{k(z_0 - z')} \tag{5.32}$$

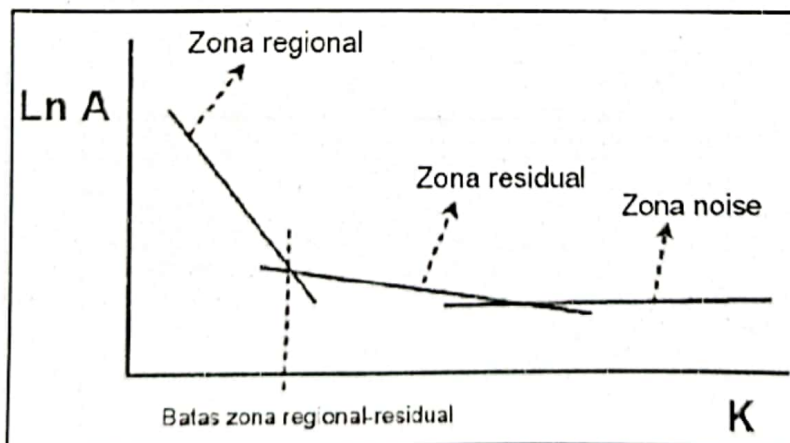
dimana

- $A$  : amplitude
- $C$  : konstanta

Selanjutnya dengan melogaritmakan hasil transformasi Fourier tersebut di atas, maka diperoleh hubungan antara amplitude ( $A$ ) dengan bilangan gelombang ( $k$ ) dan kedalaman ( $z_0 - z'$ ) :

$$\ln A = (z_0 - z')|k| \tag{5.33}$$

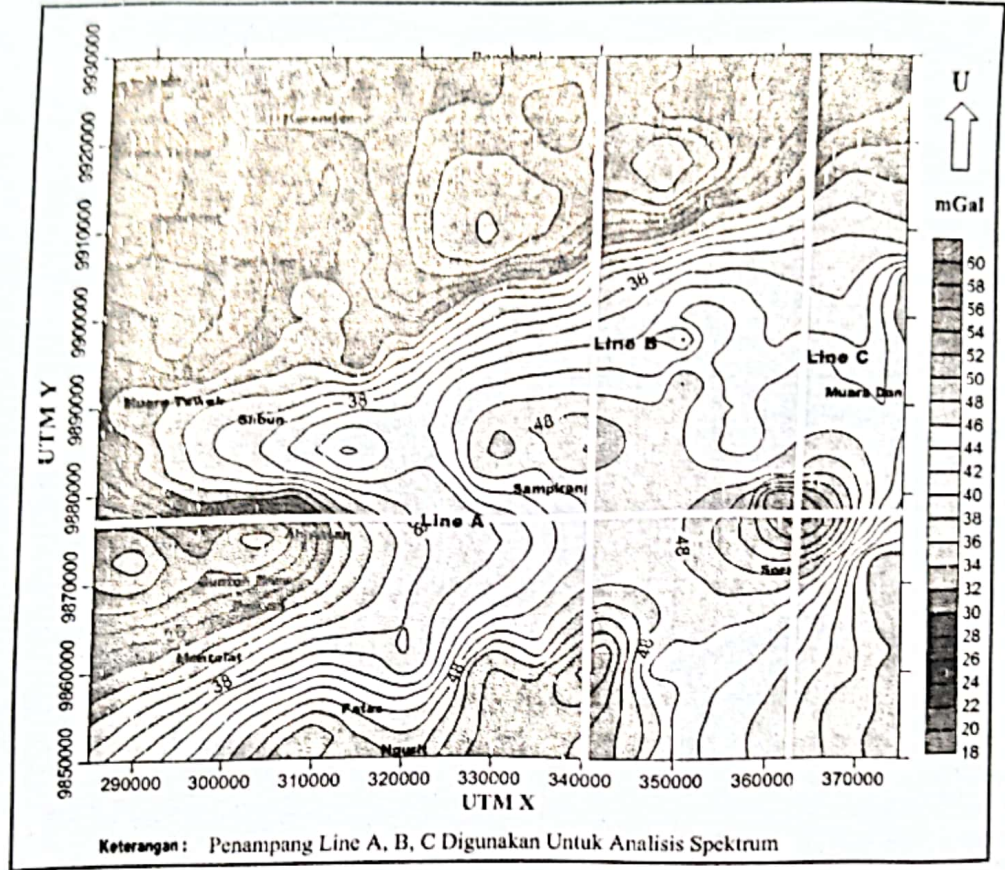
**Gambar 5.12** menunjukkan ilustrasi penentuan kedalaman sumber anomali berdasarkan proses regresi dari data logaritma hasil transformasi Fourier.



**Gambar 5.12** Grafik hubungan antara amplitude dan bilangan gelombang yang dapat digunakan dalam mengestimasi kedalaman sumber anomali

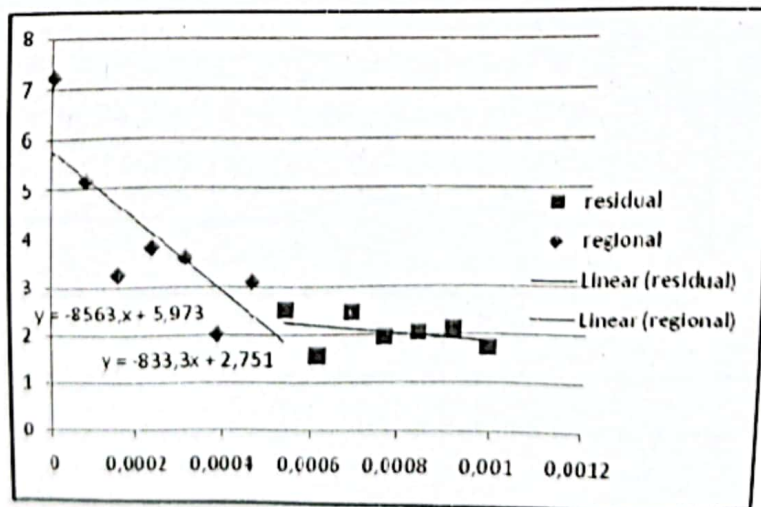


Gambar 5.12 menunjukkan peta anomali Bouguer daerah prospek hidrocarbon di daerah Kalimantan. Anomali tersebut menunjukkan adanya pola anomali rendah di bagian NW dan daerah SW, sedangkan anomali berada di bagian tengah dan SE daerah penelitian. Untuk memisahkan anomali regional dan residual dari anomali Bouguer tersebut, maka perlu dilakukan analisa untuk mengetahui kedalaman anomali regional dan residual tersebut. Untuk itu perlu dilakukan analisa spektrum dengan membuat penampang anomali Bouguer, seperti Gambar 5.13.



Gambar 5.13 Peta anomali Bouguer daerah prospek hidrocarbon di daerah Kalimantan

Gambar 5.14 menunjukkan hubungan  $k$  dan  $\ln A$  untuk Line A anomali Bouguer. Kedalaman bidang anomali regional dan residual dapat dilihat dari nilai perpotongan antara gradeint regional dan gradient residual.

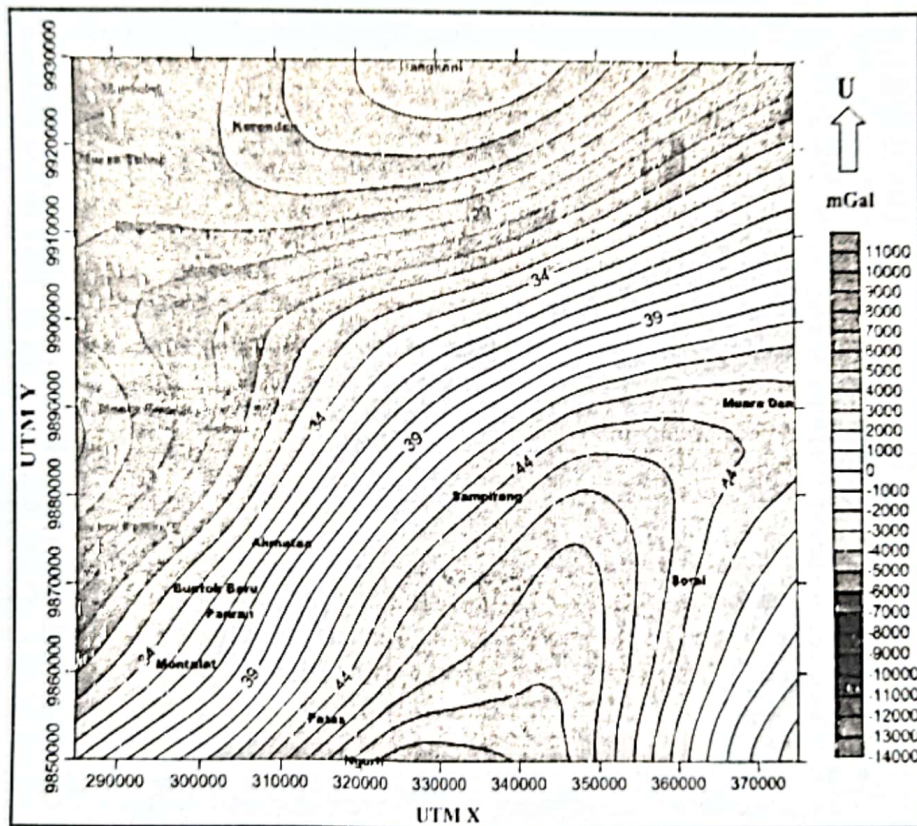


Gambar 5.14. Grafik Analisis Spektrum hubungan  $k$  dan  $\ln K$  (Line A)



Setelah mendapatkan nilai kedalaman anomali regional maka proses selanjutnya adalah melakukan filtering anomali Bouguer dengan menggunakan teknik filtering. Salah satu contoh metode yang dapat digunakan adalah metode moving average. Hasil filtering anomali Bouguer dengan menggunakan metode moving average dengan windows 17x17 km ditunjukkan pada **Gambar 5.15**, sedangkan anomali residual ditunjukkan pada **Gambar 5.16**.

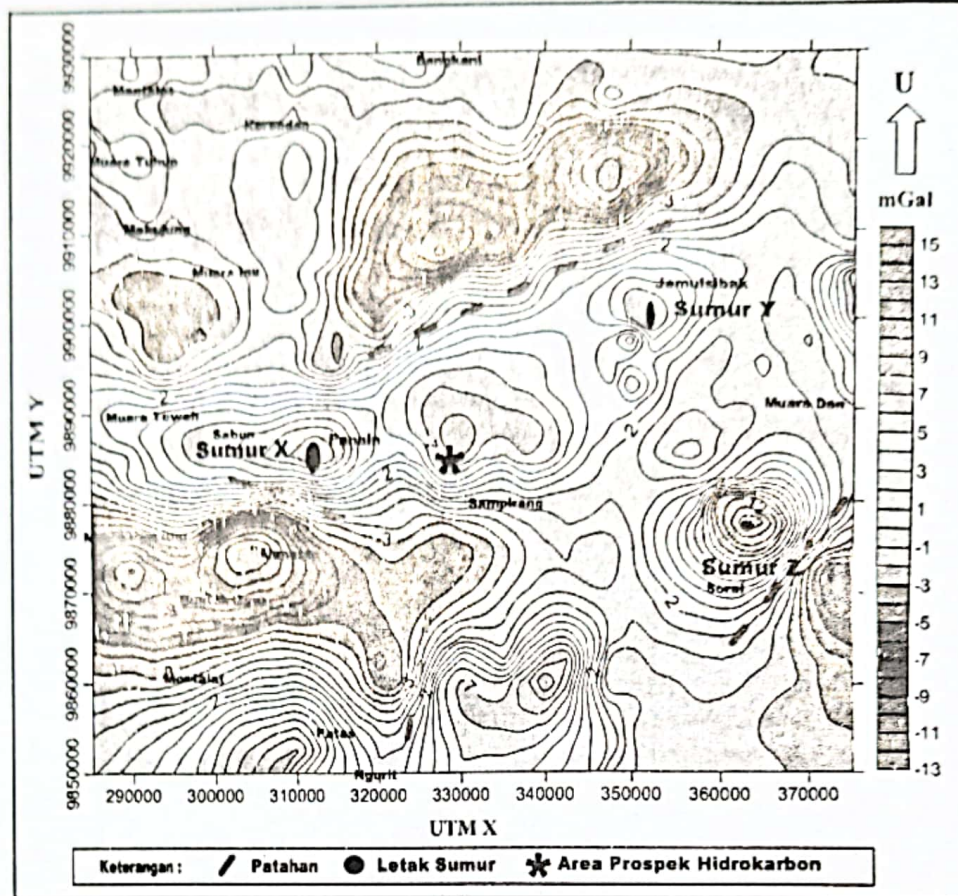
Anomali Regional menggambarkan geologi secara umum daerah penelitian seperti adanya lipatan, sesar, atau basement. **Gambar 5.15** Merupakan anomali regional hasil pengolahan berada pada rentang nilai 24 mgal – 50 mgal. Seperti halnya anomali Bouguer, anomali regional juga memperlihatkan kontras yang terlihat jelas dimana nilai rendah pada bagian utara dan tinggi pada bagian selatan dengan dipisahkan oleh garis kontur yang rapat dan sejajar mengarah NE-SW dengan nilai anomali sedang hal tersebut mengindikasikan adanya patahan pada daerah tersebut.



**Gambar 5.15.** Peta anomali Bouguer Regional daerah prospek hidrocarbon di daerah Kalimantan hasil filtering dengan moving average windows 17x17 km

Sedangkan anomali residual mengindikasikan adanya efek-efek dangkal bawah permukaan. Nilai anomali terendah pada anomali residual pun lebih rendah daripada anomali Bouguer dan Anomali Regional. **Gambar 5.16** memperlihatkan anomali residual daerah penelitian dengan anomali terendah berada pada nilai -13 mgal hingga nilai tertinggi pada 15 mgal. Dari peta anomali residual menunjukkan adanya pola anomali rendah di bagian utara dan barat daya sedangkan anomali tinggi berada di bagian tengah penelitian memanjang dari barat ke timur.





Gambar 5.16. Peta anomali Bouguer Residual daerah prospek hidrocarbon di daerah Kalimantan hasil filtering dengan moving average windows 17x17 km

Anomali residual daerah penelitian menunjukkan pola anomali yang lebih detail dimana tampak adanya 6 closur anomali tinggi yang dikelilingi anomali rendah. Setelah dikorelasikan dengan data geologi dan data pemoran menunjukkan bahwa adanya korelasi antara lokasi sumur hidrokarbon dengan anomali tinggi tersebut.

## 5.6 Proyeksi Data Anomali Gayaberat ke Bidang Datar

Data gayaberat pengukuran dan data anomali gayaberat hasil processing masih terletak pada topografi dengan ketinggian yang berbeda-beda. Data gayaberat yang terletak pada titik-titik yang tidak teratur dengan ketinggian yang bervariasi dapat dilakukan proses untuk mendapatkan data pada ketinggian tertentu dengan distribusi yang teratur. Untuk melakukan proses transformasi tersebut data gayaberat diproyeksikan ke suatu sumber ekivalen titik-titik massa diskrit pada kedalaman tertentu. Kedalaman bidang sumber ekivalen titik-titik massa harus tetap dijaga dengan batas tertentu relatif terhadap jarak stasion. Setelah sumber ekivalen titik-titik massa diperoleh, maka secara teoritis kita dapat menghitung nilai gayaberat yang diakibatkan oleh sumber tersebut pada bidang datar dengan ketinggian dan grid data yang kita inginkan.

Seperti kita ketahui, bahwa sifat dasar dari suatu medan potensial yaitu adanya ketidakteraturan yang selalu menyertai didalam usaha untuk menentukan sumber penghasil medan potensial tersebut. Roy(1962) telah membahas cukup mendalam mengenai adanya ketidakteraturan hubungan antara  $g_z(x, y, z)$  dan  $\alpha(\alpha, \beta, h)$  dalam persamaan berikut :

$$g_z(x, y, z) = G \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\rho(\alpha, \beta, h)(h-z)d\alpha d\beta}{\{(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + (z-h)^2\}^2} \quad (5.34)$$

$$\rho(x,y,h) = \frac{g_z(x,y,h)}{2\pi.K} \tag{5.43}$$

Sumber ekuivalen titik massa juga akan mengalami efek demikian jika diletakkan di bawah sumber yang sesungguhnya.

Untuk suatu survey lokal, luas areal ini bisa membatasi kedalaman bidang titik massa. Jika  $(h-z)$  cukup besar relatif terhadap dimensi survey, koefisien  $a_k$  cenderung mendekati harga  $a$  yaitu :

$$a = \lim_{k \rightarrow \infty} \frac{(h - z_i)}{\left\{ (x_i - \alpha_k)^2 + (y_i - \beta_k)^2 + (z_i - h)^2 \right\}^{\frac{3}{2}}} \tag{5.44}$$

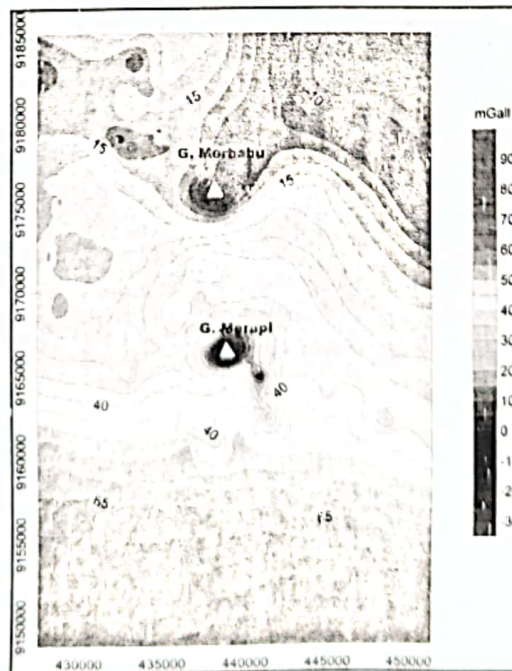
$$a = \lim_{k \rightarrow \infty} \frac{1}{(z - h)^2}$$

Sehingga matrik A akan mengalami ill-conditioned dan penyelesaian menjadi tidak realistis jika sumber ekuivalen terlalu jauh di bawah permukaan, yaitu jika :

$$\frac{(h - z_i)}{\left[ (x_i - \alpha_k)^2 + (y_i - \beta_k)^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \tag{5.45}$$

terlalu besar pada persamaan 5.45.

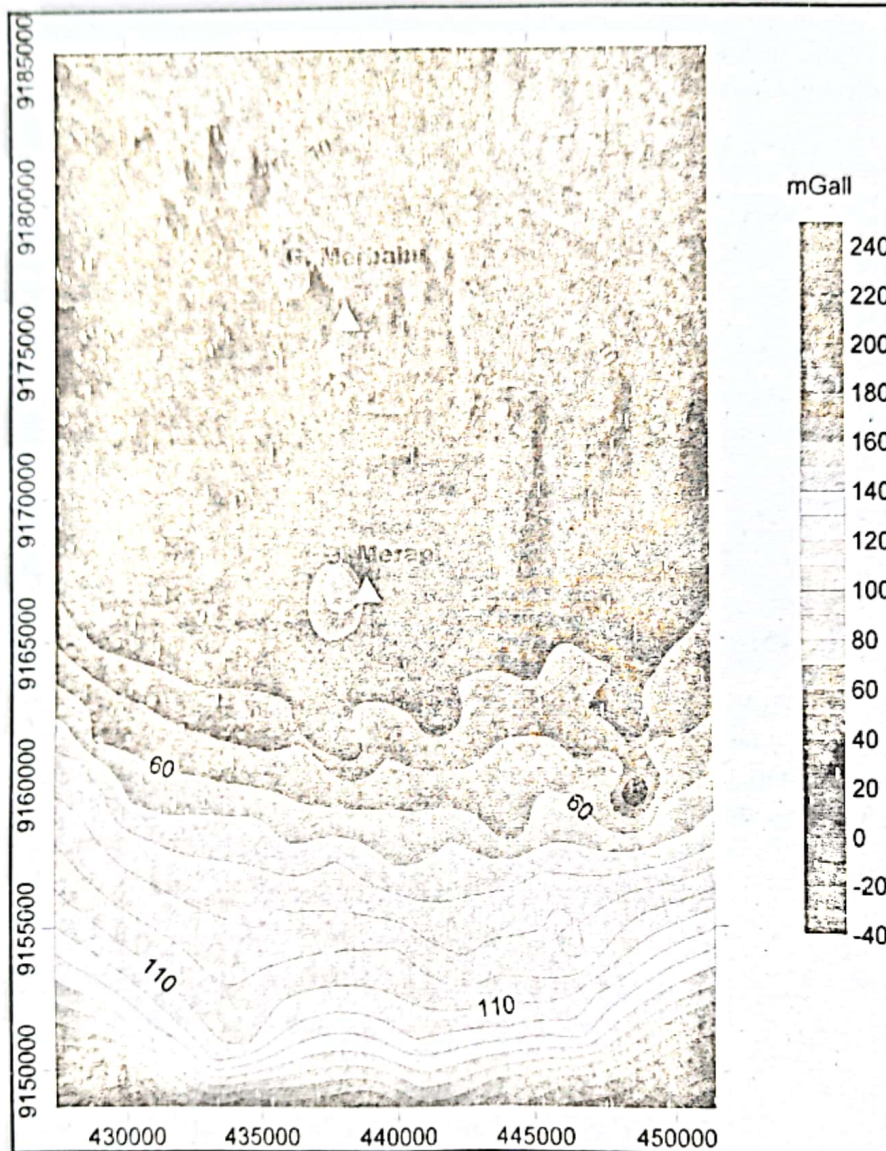
Gambar 5.18 menunjukkan peta anomali gayaberat daerah gunung Merapi, gunung Merbabu dan sekitarnya yang terletak pada topografi. Daerah gunung Merapi, gunung Merbabu dan sekitarnya memiliki anomali -30 mGal sampai 90 mGal, dengan anomali tinggi berada di bagian selatan dan cenderung menurun ke arah utara. Daerah gunung Merapi, gunung Merbabu mempunyai anomali rendah (negatif).



Gambar 5.18 menunjukkan peta anomali gayaberat daerah gunung Merapi, gunung Merbabu dan sekitarnya yang terletak pada topografi (Sarkowi, dkk., 1997)

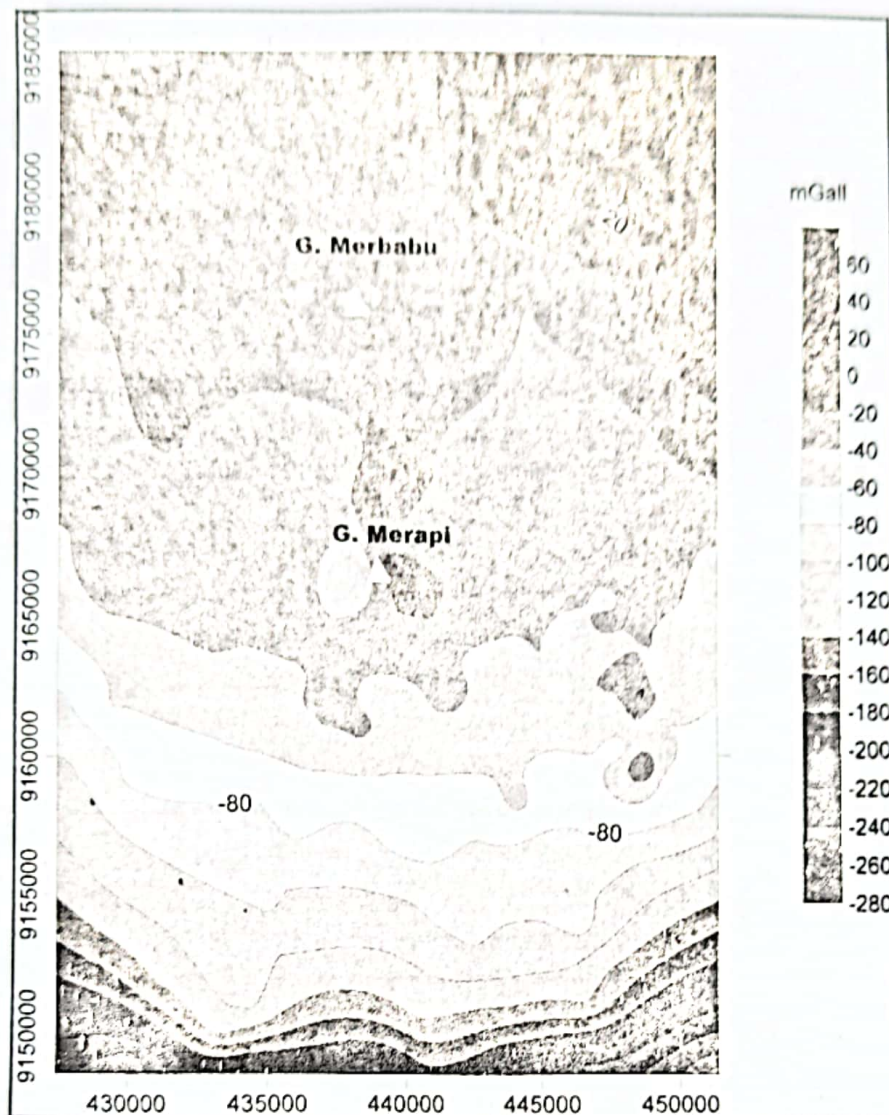


**Gambar 5.19** menunjukkan peta anomali gayaberat daerah gunung Merapi, gunung Merbabu dan sekitarnya yang terletak pada bidang datar dengan ketinggian 1000 meter diatas muka laut. Daerah gunung Merapi, gunung Merbabu dan sekitarnya memiliki anomali -40 mGal sampai 240 mGal, dengan anomali tinggi berada di bagian selatan dan cenderung menurun ke arah utara. Daerah gunung Merapi, gunung Merbabu mempunyai anomali rendah.



**Gambar 5.19** Peta anomali gayaberat daerah gunung Merapi, gunung Merbabu dan sekitarnya yang terletak pada bidang datar dengan ketinggian 1000 meter diatas muka laut (Sarkowi, dkk., 1997)

**Gambar 5.20** menunjukkan peta anomali gayaberat daerah gunung Merapi, gunung Merbabu dan sekitarnya yang terletak pada bidang datar dengan ketinggian 3000 meter diatas muka laut. Daerah gunung Merapi, gunung Merbabu dan sekitarnya memiliki anomali -280 mGal sampai 60 mGal, dengan anomali tinggi berada di bagian utara dan cenderung menurun ke arah Selatan. Pola ini berkebalikan dengan pola anomali gayaberat pada topografi.



Gambar 5.20 Peta anomali gayaberat daerah gunung Merapi, gunung Merbabu dan sekitarnya yang terletak pada bidang datar dengan ketinggian 3000 meter diatas muka laut (Sarkowi, dkk., 1997)



## B A B VI

# INTERPRETASI ANOMALI GAYA BERAT

Interpretasi anomali Bouguer bertujuan untuk mendapatkan model bawah permukaan yang diturunkan dari anomali gayaberat permukaan. Untuk mendapatkan model bawah permukaan dari data anomali Bouguer, dapat dilakukan dengan analisa kualitatif maupun dengan analisa kuantitatif baik melalui *forward modeling* atau *inverse modeling*.

Dalam geofisika, pengukuran data di permukaan bumi dilakukan untuk memperkirakan kondisi bawah-permukaan. Data pengamatan merupakan respons dari struktur atau formasi geologi bawah permukaan. Respons tersebut timbul karena adanya variasi sifat fisis yang relevan (seperti rapat massa, resistivitas, sifat kemagnetan, kecepatan rambat gelombang seismik dan sebagainya) yang berasosiasi dengan struktur atau formasi geologi bawah permukaan.

Untuk menerjemahkan data geofisika menjadi besaran yang menggambarkan distribusi sifat fisis bawah-permukaan dapat dilakukan secara kualitatif dan kuantitatif. Data dengan pola tertentu berasosiasi dengan benda anomali bawah-permukaan dengan geometri tertentu. Parameter yang diperoleh dari data (amplitude, *slope* anomali, lebar anomali) berkaitan dengan parameter model berbentuk sederhana seperti: posisi, kedalaman, magnitudo atau kontras sifat fisis.

Untuk mendapatkan distribusi sifat fisis bawah permukaan dan model struktur bawah permukaan secara kuantitatif umumnya dilakukan melalui pemodelan. Model adalah representasi keadaan geologi bawah permukaan oleh benda anomali dengan besaran fisis dan geometri tertentu. Tujuan representasi menggunakan model adalah agar permasalahan dapat disederhanakan dan respons model dapat diperkirakan atau dihitung secara teoritis dengan memanfaatkan teori-teori fisika. Secara lebih umum, model menyatakan suatu besaran atau parameter fisis yang bervariasi terhadap posisi. Dengan demikian model dapat dinyatakan oleh parameter model yang terdiri dari parameter fisis dan geometri yang menggambarkan distribusi spasial parameter fisis tersebut.

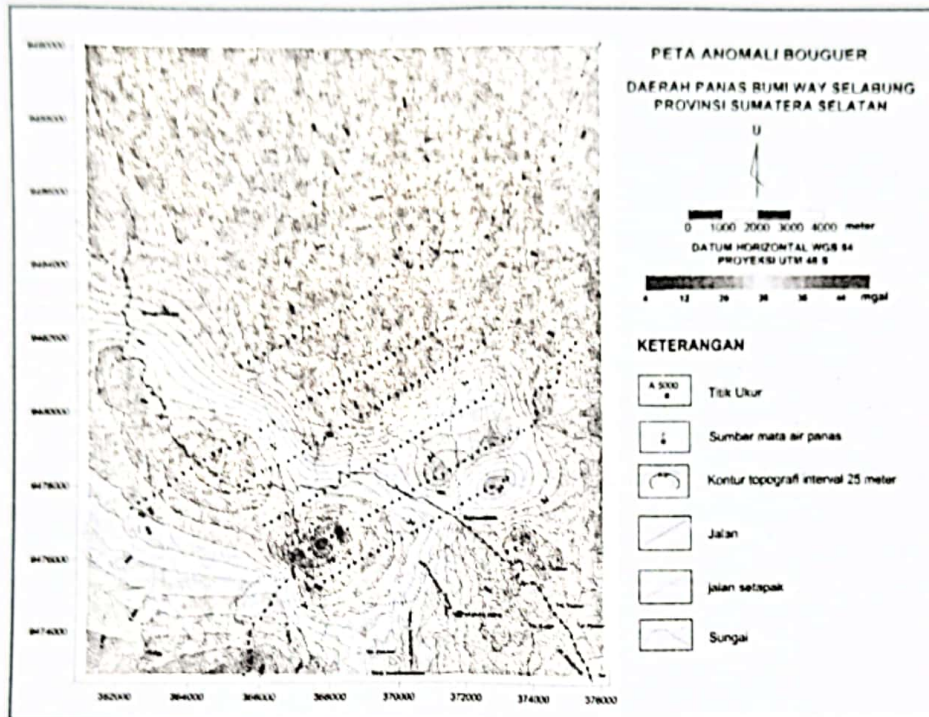
Hubungan antara respons model dengan parameter model bawah-permukaan dinyatakan oleh persamaan matematis yang diturunkan dari konsep fisika yang mendasari fenomena yang diamati. Dalam permasalahan gayaberat, suatu distribusi rapat massa dengan geometri sederhana berupa bola homogen menyebabkan efek berupa anomali percepatan gravitasi di permukaan bumi. Anomali gayaberat tersebut dapat dihitung menggunakan persamaan matematis yang diturunkan dari Hukum Newton mengenai gayaberat. Respons gayaberat untuk model benda berbentuk bola yang dihitung pada posisi sepanjang lintasan  $x$  ditunjukkan pada **Gambar 6.1**.





Gambar 6.5 memperlihatkan peta anomaly gayaberat daerah prospek panasbumi Way Selabung Sumatera Selatan yang mempunyai anomali 4 mGal sampai 50 mGal dengan pola anomali rendah di bagian SW meninggi kearah utara, timur, dan tenggara. Pola anomali ini sesuai dengan arah struktur geologi yang membentang dari barat laut ke arah tenggara. Beberapa kelurusan dengan pola yang kuat dan tegas (terutama di bagian baratldaya, tenggara, dan selatan) mempertegas keberadaan struktur-struktur berarah baratlaut-tenggara dan baratdaya - timurlaut, yang secara geologi dapat dikenali di permukaan dan merupakan struktur-struktur tua di daerah ini

Pola lineasi anomali Bouguer memperlihatkan arah umum NW – SE dan SW - NE yang di beberapa tempat, (bagian selatan, tengah, timur, dan barat) terjadi pembelokan dan pengkutuban anomali rendah dan tinggi.



Gambar 6.5 Peta anomali gayaberat (Bouguer anomaly) di daerah prospek panasbumi Way Selabung Sumatera Selatan (Muhammad N.H, dkk. 2011)

Gambar 6.6 memperlihatkan peta anomali gayaberat daerah gunung Merapi dan sekitarnya yang memiliki nilai anomali antara -35 mGal sampai 55 mGal, dimana anomali rendah berada di sekitar puncak gunung Merapi sedangkan anomali tinggi berada di bagian Selatan dan terus menurun ke arah Utara yang mengikuti pola subduksi di daerah tersebut (Sarkowi, M., dkk, 1998).



Gambar 6.6 Peta anomali gayaberat daerah Gunung Merapi dan sekitarnya (Sarkowi, M., dkk, 1998)

Anomali Bouguer daerah prospek panasbumi Ulubelu ditunjukkan pada Gambar 6.7. Anomali rendah berada bagian Utara daerah penelitian yaitu di antara gunung Duduk dan gunung Rindingan. Anomali ini menempati daera zona pelapukan dan daerah danau Ulubelu. Pada daerah ini muncul beberapa manifestasi geothermal seperti ada sumber air panas. Anomali gayaberat rendah di bagian tengah agak utara mengisyaratkan bahwa anomali rendah ini berasosiasi dengan graben, kaldera besar ataupun akibat batuan piroklastik dari gunung Rindingan yang menimbulkan graben tersebut (Sarkowi, M., 2012).

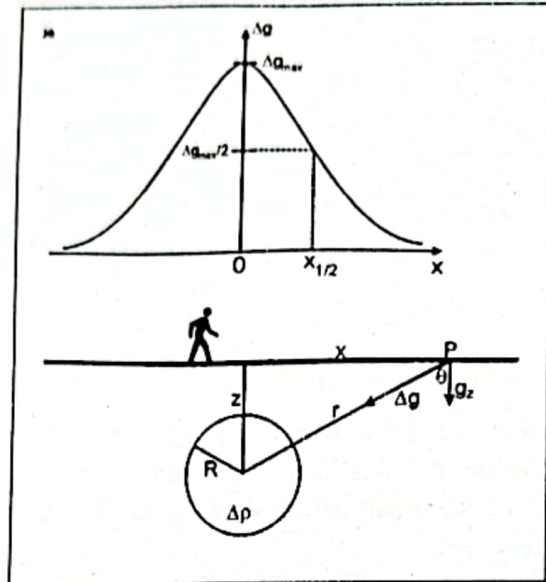


Gambar 6.7 Menunjukkan peta anomali gayaberat daerah prospek panasbumi Ulubelu Lampung (Sarkowi, 2012)



Anomali gayaberat yang disebabkan oleh model benda berbentuk bola diberikan oleh persamaan:

$$g_{sphere} = \frac{G4R^3\Delta\rho}{3r^2} = \frac{G\Delta M}{r^2} = \frac{G\Delta M}{(x^2 + z^2)} \quad (6.4)$$



Gambar 6.9. Model respon anomali gayaberat oleh benda berbentuk bola dan model penurunan persamaan untuk menentukan kedalaman benda anomali

Gayaberat komponen vertikal Komponen :

$$g_{sphere} = \frac{G\Delta M}{(x^2 + z^2)} \cos\theta = \frac{G\Delta Mz}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \quad (6.5)$$

Anomali gayaberat maksimum model bola adalah:

$$g_{max} = \frac{G\Delta M}{z^2} \quad (6.6)$$

Substitusi persamaan 6.6 ke persamaan 6.5 diperoleh:

$$g_{sphere} = g_{max} \frac{z^3}{(x^2 + z^2)^{3/2}} = \frac{g_{max}}{\left(\left(\frac{x}{z}\right)^2 + 1\right)^{3/2}} \quad (6.7)$$

Setengah anomali maximum (1/2 gmax) :

$$\frac{g_{max}}{2} = \frac{g_{max}}{\left(\left(\frac{x}{z}\right)^2 + 1\right)^{3/2}} \Rightarrow \left(\left(\frac{x}{z}\right)^2 + 1\right)^{3/2} = 2$$

$$z = \frac{x_{1/2}}{\sqrt{2^{2/3} - 1}} = 1.305x_{1/2} \quad (6.8)$$



c. **Penafsiran Kedalaman Benda Anomali Pendekatan Benda Model Silinder Horizontal**

Model respon gayaberat akibat model benda berbentuk silinder horizontal ditunjukkan pada persamaan 6.9.

$$g_z = G2\pi R^2 \Delta\rho \frac{z}{x^2 + z^2} \tag{6.9}$$

dimana  $z=x_{1/2}$ , kedalaman benda anomali untuk pendekatan model berbentuk horizontal silinder sama dengan setengah lebar anomali.

d. **Analisis Sesar Berdasarkan Metode SVD (*Second Vertical Derivative*)**

Metode SVD dapat digunakan untuk membantu interpretasi struktur patahan dan jenis patahan tersebut (sesar naik atau sesar turun) dari data anomali Bouguer. Persamaan dasar yang digunakan, diturunkan dari persamaan Laplace untuk anomali gayaberat di permukaan, yaitu :

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \text{ atau } \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = 0 \tag{6.9}$$

Selanjutnya, untuk suatu penampang (1-D), anomali *second vertical derivative* (SVD) dapat dituliskan menjadi:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} = -\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial \Delta g}{\partial x} \right) \tag{6.10}$$

Berdasarkan persamaan di atas, tampak bahwa untuk suatu penampang (1-D), anomali *second vertical derivative*

$\left( \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} \right)$  dapat dihitung dari turunan satu kali terhadap data *first horizontal derivative* atau FHD  $\left( -\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \Delta g}{\partial x} \right)$ .

Sedangkan kriteria untuk menentukan jenis struktur sesar adalah sebagai berikut :

1. Untuk Sedimentary basin atau sesar turun berlaku :

$$\left( \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \right)_{\text{maks}} \left\langle \left( \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \right)_{\text{min}} \right\rangle \tag{6-11}$$

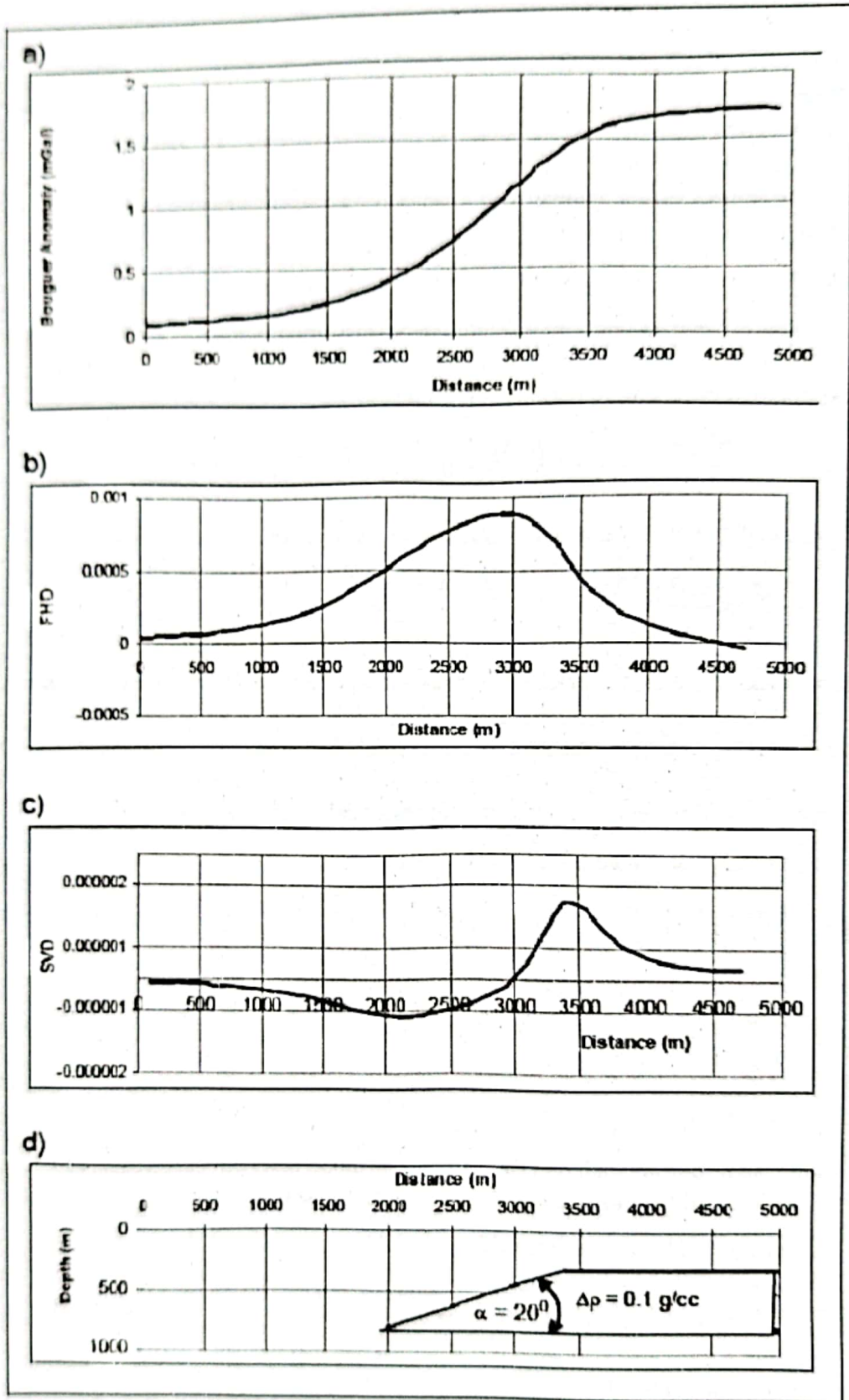
2. Untuk Granit batolit/intrusi dan sesar naik berlaku :

$$\left( \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \right)_{\text{maks}} \left\langle \left( \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \right)_{\text{min}} \right\rangle \tag{6-12}$$

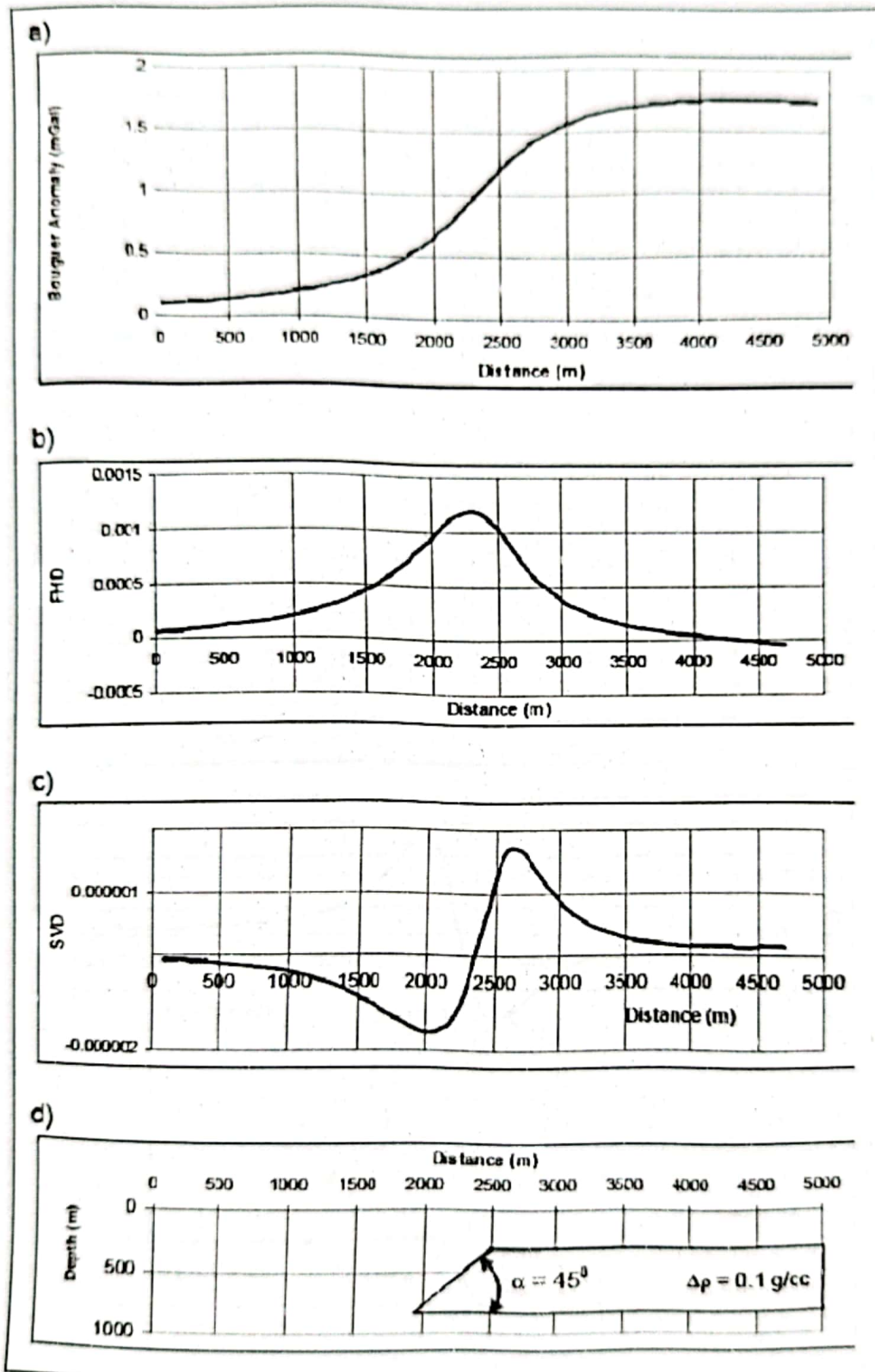
Contoh perbandingan respon anomali SVD untuk berbagai model sesar dengan berbagai kemiringan bidang sesar ( $20^\circ, 45^\circ, 70^\circ$  dan  $135^\circ$ ) ditunjukkan dapat dilihat pada **Gambar 6.10**, **Gambar 6.11** dan **Gambar 6.12**.

**Gambar 6.10**, **Gambar 6.11** dan **Gambar 6.12** menunjukkan model sintetik kurva penampang anomali Bouguer dari suatu bidang sesar dengan kemiringan tertentu beserta kurva penampang hasil turunan pertama (*first horizontal derivative* atau FHD) dan turunan keduanya (*second vertical derivative* atau SVD).

Sedangkan **Gambar 6.13** menunjukkan perbedaan pola anomali Bouguer beserta kurva FHD & SVD untuk kemiringan bidang sesar ( $\alpha$ ) =  $20^\circ, 45^\circ, 70^\circ$  dan  $135^\circ$ . Berdasarkan gambar tampak bahwa interpretasi batas kontak antara bidang yang tersesarkan dapat diidentifikasi dari nilai anomali SVD yang memiliki nilai 0. Selanjutnya, interpretasi jenis struktur sesar dapat dilakukan berdasarkan kurva penampang SVD tersebut dengan menggunakan kriteria seperti yang telah dijelaskan sebelumnya.

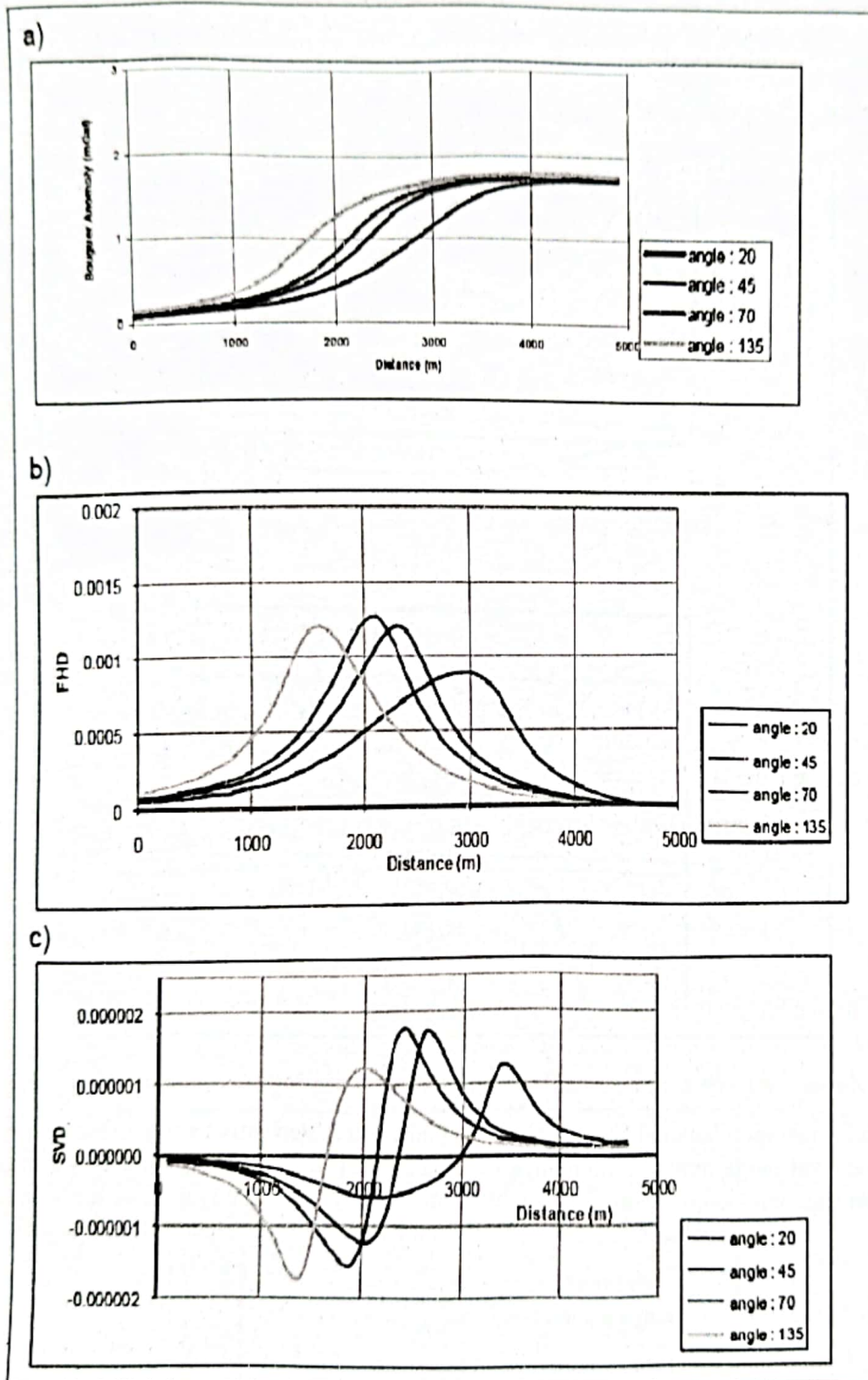


Gambar 6.10 Respon first horizontal derivative (FHD) dan second vertical derivative (SVD) yang diturunkan dari anomaly Bouguer untuk model sesar dengan  $\alpha = 20^\circ$



Gambar 6.11 Respon first horizontal derivative (FHD) dan second vertical derivative (SVD) yang diturunkan dari anomaly Bouguer untuk model sesar dengan  $\alpha = 45^\circ$





Gambar 6.13 Perbedaan respon first horizontal derivative (FHD) dan second vertical derivative (SVD) yang diturunkan dari anomali Bouguer untuk model dengan kemiringan bidang sesar ( $\alpha$ ) =  $20^\circ$ ,  $45^\circ$ ,  $70^\circ$  dan  $135^\circ$

e. Derivatif Vertikal Orde Dua (Second Vertical Derivative)

Metoda ini digunakan untuk memunculkan sumber-sumber anomali yang bersifat lokal/dangkal. Metode ini sangat bagus untuk mengetahui diskontinuitas dari suatu struktur bawah permukaan, khususnya adanya patahan pada suatu daerah survei. Secara teoritis, metoda ini diturunkan dari persamaan Laplace's untuk anomali gayaberat di permukaan yang persamaannya diberikan sebagai berikut :

$$\nabla^2 \Delta g = 0 \quad (6-15)$$

atau :

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} \quad (6-16)$$

Sehingga 'second vertical derivative'nya diberikan oleh :

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \left( \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} \right) \quad (6-17)$$

Untuk data 1-D (data penampang) persamaannya diberikan oleh :

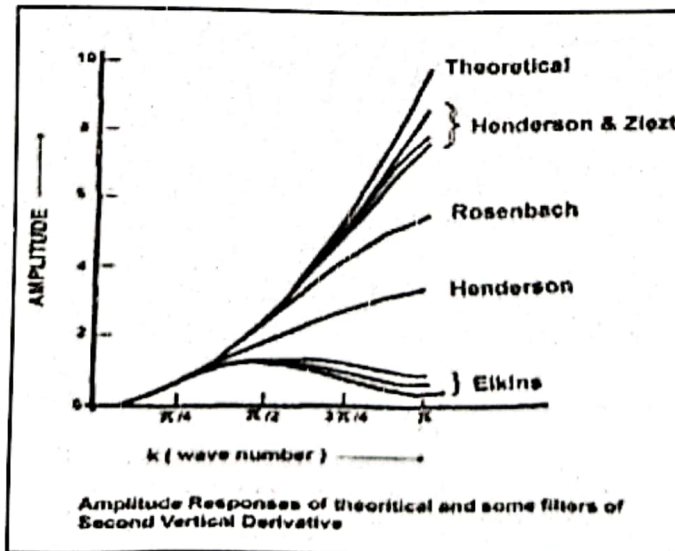
$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \quad (6-18)$$

Persamaan (6.17) dan persamaan (6.18) menunjukkan bahwa 'second vertical derivative' dari suatu anomali gayaberat permukaan adalah sama dengan negatif dari derivatif orde dua horizontal. Artinya bahwa anomali 'second vertical derivative' dapat melalui derivatif horizontal yang secara praktis lebih mudah dikerjakan.

Untuk data anomali gayaberat dalam grid teratur, anomali 'second vertical derivative' dapat diturunkan melalui proses filtering dimana pers. Konvolusinya diberikan oleh :

$$\Delta g_{svd}(\Delta x, \Delta y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) F(x - \Delta x, y - \Delta y) dx dy \quad (6-19)$$

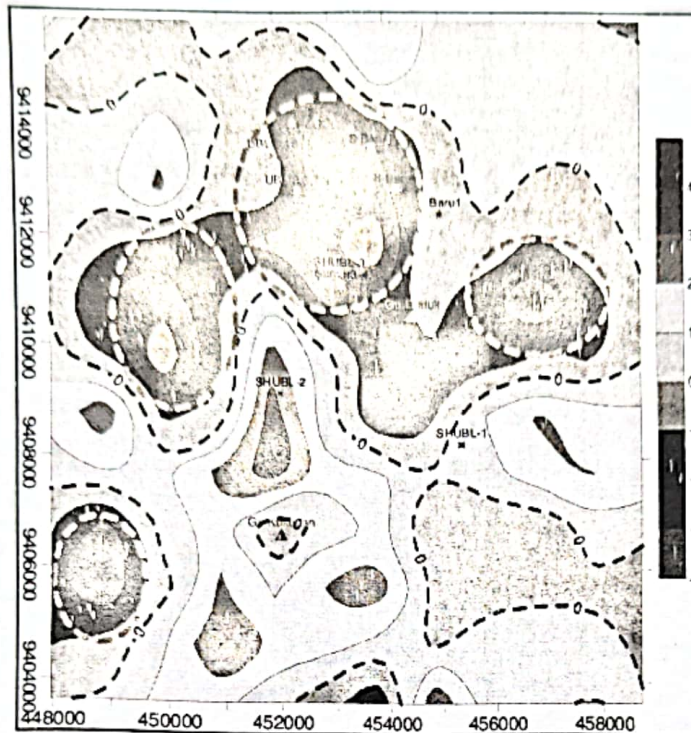
dimana F adalah filter 'second vertical derivative' sesuai dengan persamaan 6.19 dan  $\Delta g$  adalah anomali gayaberat sebagai data input. Beberapa filter 'second vertical derivative' mempunyai respons amplitudo seperti diberikan pada Gambar 6.15, sedangkan contoh operator filter 2-D diberikan pada Gambar 6.16.



Gambar 6.15. Berbagai filter rentang respon amplitudo



di antara Gunung Rindingan dan Gunung Duduk sama dengan pola anomali Bouguer di daerah tersebut. Hasil *second vertical derivative* ini memperkuat prediksi bahwa daerah prospek panasbumi (reservoir panasbumi) berada di daerah tersebut yaitu di antara Gunung Rindingan dan Gunung Duduk.



Gambar 6.18. Peta *Second vertical derivative* anomali Bouguer daerah prospek panasbumi Ulubelu

Hasil penapisan SVD menghasilkan anomali lokal yang menggambarkan ketidakselarasan dangkal, yang boleh jadi merupakan 'reservoir' lapangan panasbumi Ulubelu. Sementara itu, Heat source diduga berasal dari G. Kukusan, yang dicirikan oleh anomali tinggi. Pola struktur patahan (garis hitam putus-putus) sangat dipengaruhi oleh struktur utama Sumatra yang berarah barat-laut-tenggara (NW-SE), yang diduga merupakan 'seal' bagi reservoir untuk tidak mengalirkan fluidanya ke arah lateral. Posisi G. Duduk yang berada pada daerah anomaly rendah membawa dugaan bahwa gunung tersebut sudah menjadi bagian dari reservoir. Morfologi gunung hanya tampak semata karena aspek bentang alam atau topografinya.

### 6.3 Interpretasi Kuantitatif

Interpretasi kuantitatif anomali gayaberasat adalah suatu proses untuk mendapatkan model bawah permukaan yang diturunkan dari anomali gayaberasat permukaan. Model menggambarkan distribusi rapat massa dan geometri benda serta kedalaman dengan nilai yang bervariasi. Pemodelan anomali gayaberasat terdiri atas pemodelan kedepan (*forward modeling*) dan pemodelan kebelakang (*inversion modelling*). Sedangkan berdasarkan model benda yang dihasilkan, pemodelan anomali gayaberasat dibagi menjadi 2 buah pemodelan, yaitu pemodelan 2D dan pemodelan 3D.

#### 6.3.1 Pemodelan ke Depan (*Forward Modelling*)

Pemodelan ke depan (*forward modeling*) menyatakan proses perhitungan "data" yang secara teoritis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah-permukaan tertentu (Gambar 6.19a). Perhitungan data teoritis tersebut menggunakan persamaan matematik yang diturunkan dari konsep fisika yang mendasari fenomena yang ditinjau. Dalam pemodelan data geofisika, dicari suatu model yang menghasilkan respons yang cocok atau *fit* dengan data pengamatan atau data lapangan. Dengan demikian, model tersebut dapat dianggap mewakili kondisi bawah-permukaan di tempat pengukuran data.



### 6.7 Pemodelan 3D

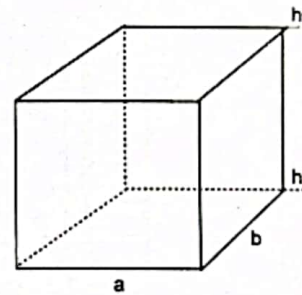
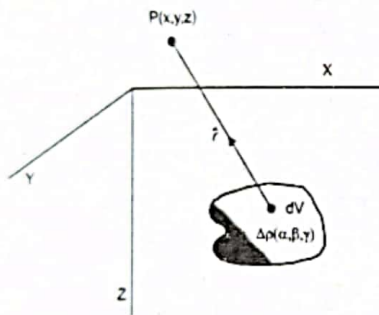
Apabila suatu massa 3 dimensi bentuk sembarang terdistribusi secara kontinyu dengan rapat massa  $\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)$  seperti ditunjukkan pada **Gambar 6.21**, potensial gayaberat di titik P ( $x, y, z$ ) di atas dan di luar distribusi rapat massa tersebut diberikan oleh (Kadir, 1996) :

$$U(x, y, z) = K \int \int \int \frac{\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)}{[(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + (z-\gamma)^2]^{3/2}} d\alpha.d\beta.d\gamma \quad (6.21)$$

Komponen gayaberat vertikal akibat distribusi rapat massa diperoleh dengan mendiferensialkan persamaan 6.23 terhadap  $z$  :

$$\Delta g_z(x, y, z) = -\frac{\partial U(x, y, z)}{\partial z}$$

$$= -K \int \int \int \frac{\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)(z-\gamma)}{[(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + (z-\gamma)^2]^{3/2}} d\alpha.d\beta.d\gamma \quad (6.24)$$



**Gambar 6.21.** Efek potensial gayaberat di titik P

**Gambar 6.22.** Benda prisma tegak

Pendekatan perhitungan respon gayaberat dengan menggunakan benda prisma sisi tegak dengan spasi  $\Delta x$  dan  $\Delta y$  merupakan salah satu alternatif yang dapat dilakukan, kesesuaian model benda di lapangan bergantung pada jumlah dan dimensi prisma yang disusun. Dengan mengambil lebar sisi horisontal  $a$  dan  $b$  pada arah  $\alpha$  dan  $\beta$ , kedalaman puncak dan dasar adalah  $h_t$  dan  $h_b$ , maka komponen vertikal gayaberat pada  $z=0$  adalah:

$$\Delta g_z(x, y, 0) = K \Delta\rho \int_{h_t}^{h_b} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{S(\alpha, \beta)\gamma}{[(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + (\gamma)^2]^{3/2}} d\alpha.d\beta.d\gamma \quad (6.25)$$

dimana :

$S(\alpha, \beta)$  = distribusi fungsi undak rectangular

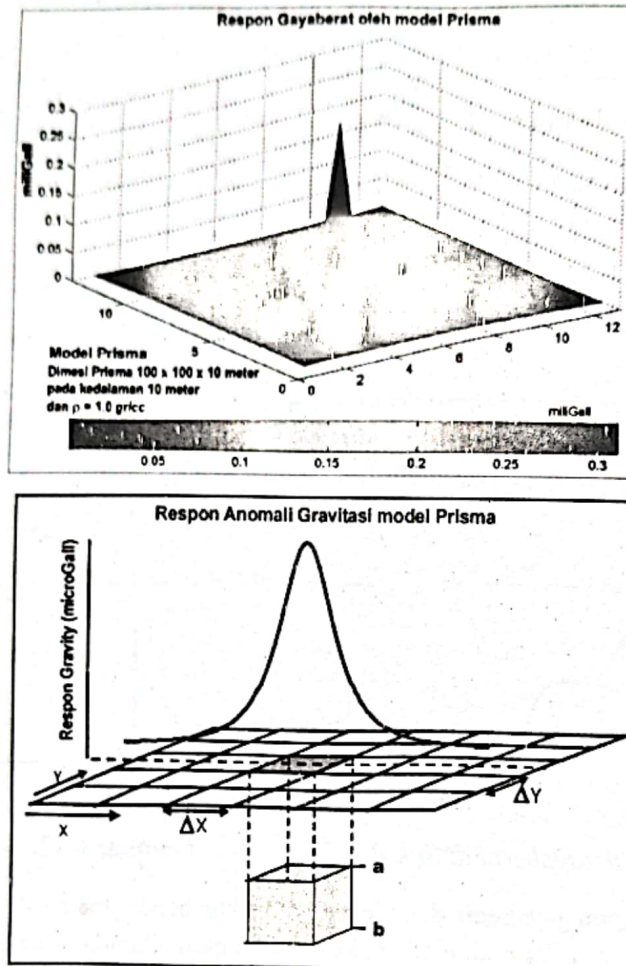
$$= 1 \text{ untuk } \frac{-a}{2} \leq \alpha \leq \frac{a}{2} \text{ dan } \frac{-b}{2} \leq \beta \leq \frac{b}{2}$$

Plouf (1976), menghitung respon gayaberat yang disebabkan oleh model benda berbentuk prisma:

$$g = G\Delta\rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 \mu_{ijk} \left[ z_k \arctan \frac{x_i y_i}{z_k R_{ijk}} - x_i \log(R_{ijk} + y_i) - y_i \log(R_{ijk} + x_i) \right] \quad (6.26)$$

dimana :  $R_{ijk} = \sqrt{x_i^2 + y_j^2 + z_k^2}$        $\mu_{ijk} = (-1)^i (-1)^j (-1)^k$

Perhitungan respon gayaberat model prisma ini disusun menggunakan program MATHLAB 6.1, contoh respon gayaberat oleh model satu buah prisma ditunjukkan pada Gambar 6.23.



Gambar 6.23 Respon gayaberat oleh model benda berbentuk prisma

## 6.8 Contoh Pemodelan Kedapan (*Forward Modelling*)

Pemodelan ke depan (*forward modeling*) menyatakan proses perhitungan "data" yang secara teoritis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah-permukaan tertentu. Perhitungan data teoritis tersebut menggunakan persamaan matematik yang diturunkan dari konsep fisika yang mendasari fenomena yang ditinjau. Dalam pemodelan data geofisika, dicari suatu model yang menghasilkan respons yang cocok atau *fit* dengan data pengamatan atau data lapangan. Dengan demikian, model tersebut dapat dianggap mewakili kondisi bawah-permukaan di tempat pengukuran data.

Untuk memperoleh kesesuaian antara data teoritis (respons model) dengan data lapangan dapat dilakukan proses coba-coba (*trial and error*) dengan mengubah-ubah harga parameter model. Seringkali istilah pemodelan ke depan digunakan untuk menyatakan pemodelan data geofisika dengan cara coba-coba tersebut. Dengan kata lain, istilah pemodelan ke depan tidak hanya mencakup perhitungan respons model tetapi juga proses coba-coba secara manual untuk memperoleh model yang memberikan respons yang cocok dengan data.

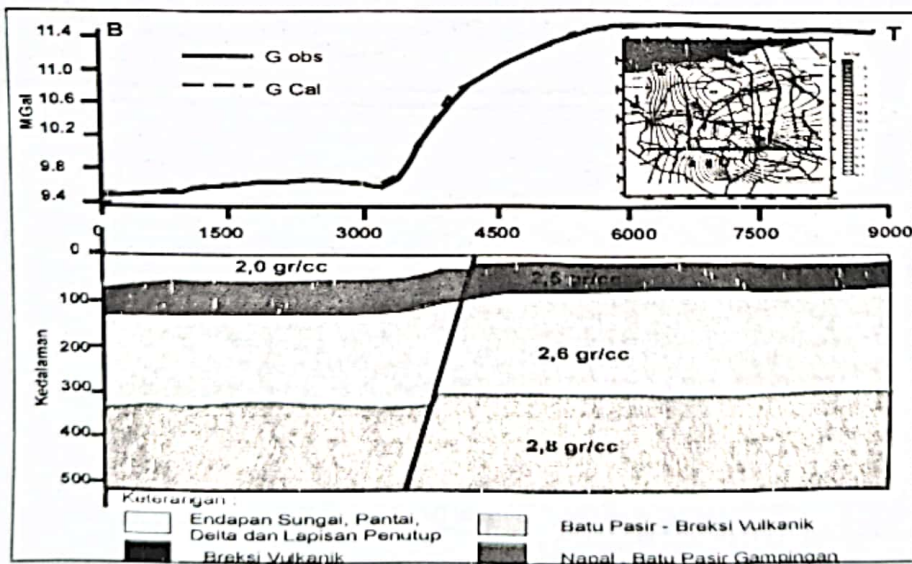


Kecepatan dan keberhasilan teknik pemodelan ke depan dengan cara coba-coba sangat bergantung pada pengalaman subyektif seseorang yang mealkukan pemodelan tersebut. Dalam hal ini harga parameter model awal dan perubahan harga parameter model tersebut perlu dipikirkan dengan baik agar diperoleh respons yang makin dekat dengan data. Semakin kompleks hubungan antara data dengan parameter model maka semakin sulit proses coba-coba tersebut. Adanya informasi tambahan dari data geologi maupun data geofisika lainnya dapat membantu perkiraan parameter yang perlu diubah dan sajuh mana perubahan perlu dilakukan.

Secara umum metoda pemodelan ke depan membutuhkan waktu cukup lama karena sifatnya yang ridak otomatis sebagaimana pemodelan inversi (yang akan dijelaskan kemudian). Namun pada kasus-kasus tertentu metode pemodelan ke depan cukup efektif. Pada kasus dimana data mengandung *noise* yang cukup besar maka metode yang bersifat otomatis dan sagnat "obyektif" seperti metode inversi akan berusaha mencari model yang responsnya *fit* dengan datanya. Kadang hasil model inversi memberikan solusi yang tidak dikehendaki atau kurang layak secara geologi. Kasus lain adalah dimana informasi geologi harus dijadikan pertimbangan utama dalam menentukan model. Pada kedua kasus tersebut model dianggap optimal jika responsnya telah cocok secara garis besar dengan pola data lapangan.

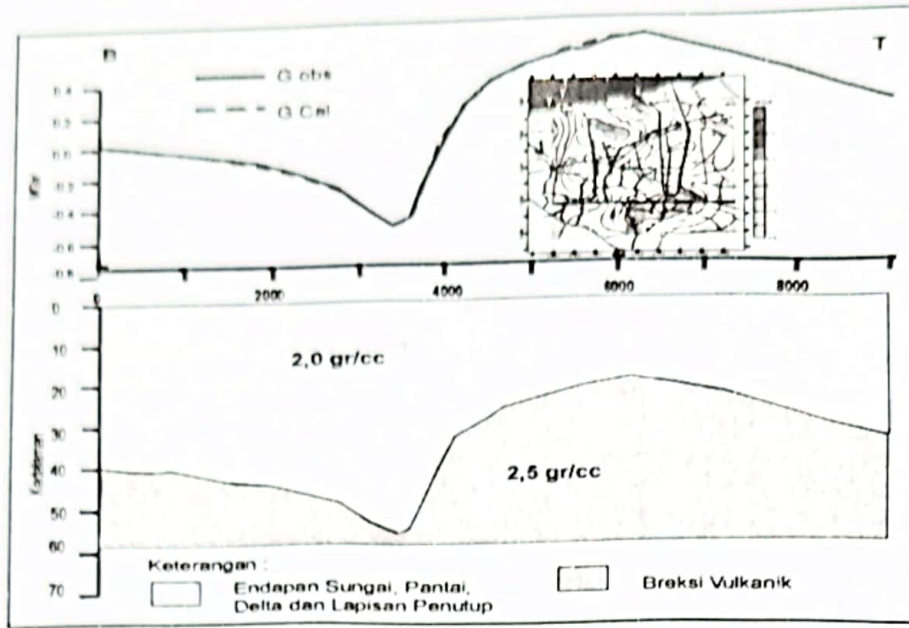
Pada forward modeling, model dikembangkan dengan tiga step yaitu kalkulasi anomali dari model, perbandingan anomali kalkulasi dengan anomali lapangan dan pengaturan model dalam rangka untuk meningkatkan perbandingannya. Ketiga step itu diulang hingga pemodel puas dengan hasil modelnya. Sesuai dengan step proses tersebut, secara implisit mengindikasikan bahwa informasi geologi dan sumur (jika ada) dari daerah studi dibutuhkan dalam merekonstruksi model bawah permukaannya. Beberapa program pemodelan foward yang ada dan dapat digunakan adalah : Grav2DC, Geomodel, WinGrav, Oasis Montaj, dan lain-lain.

Contoh model bawah permukaan yang diturunkan dari anomali gayaberat Bouguer dengan 'forward modeling' diberikan pada Gambar 6.24. Gambar 6.25 dan Gambar 6.25.

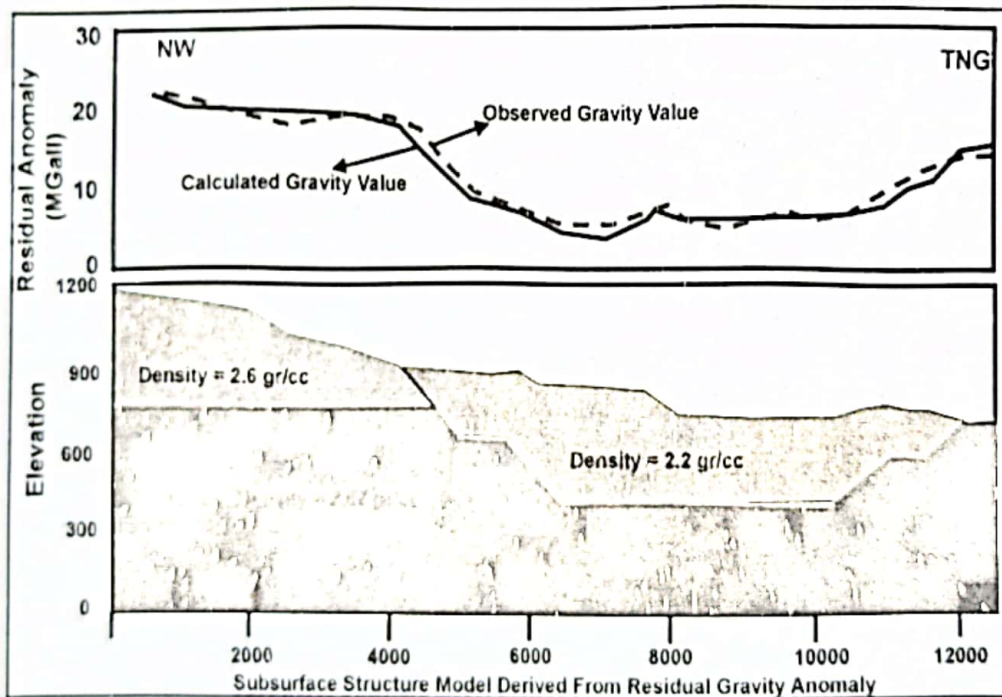


Gambar 6.24. Model bawah permukaan lintasan Barat-Timur diturunkan dari anomali Bouguer lengkap





Gambar 6.25. Model bawah permukaan lintasan Barat-Timur diturunkan dari anomali Bouguer residual



Gambar 6.26. Model Bawah Permukaan Lintasan NW-TNG hasil forward modeling dari anomali gayaberat sisa

## 6.9 Contoh Pemodelan Inversi 2D dan 3D

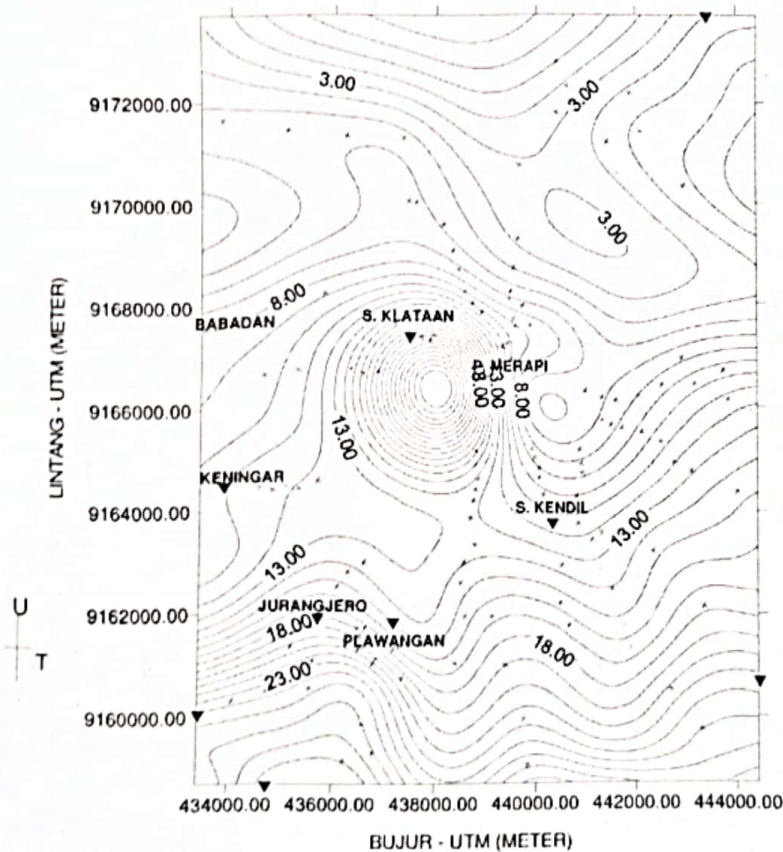
Pemodelan inersi (*inverse modeling*) sering dikatakan sebagai "kebalikan" dari pemodelan ke depan karena dalam pemodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung dari data. Menke (1984) mendefinisikan teori inversi sebagai suatu kesatuan teknik atau metode matematika dan statistika untuk memperoleh informasi yang berguna tersebut. Sistem fisika yang dimaksud adalah fenomena yang kita tinjau, hasil observasi terhadap sistem adalah data, sedangkan informasi yang ingin diperoleh dari data adalah model atau parameter model.

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 cocok (*fit*) dengan data pengamatan.

Kesesuaian antara respons model dengan data pengamatan umumnya dinyatakan oleh suatu fungsi obyektif yang harus diminimumkan. Proses pencarian minimum fungsi obyektif tersebut berasosiasi dengan proses pencarian model optimum. Dalam kalkulus jika suatu fungsi mencapai minimum maka turunannya terhadap variabel yang tidak diketahui di titik minimum tersebut berharga nol. Karakteristik minimum suatu fungsi tersebut digunakan untuk pencarian parameter model. Secara lebih umum, model dimodifikasi sedemikian hingga respons model menjadi *fit* dengan data. Dalam proses tersebut jelas bahwa pemodelan inversi hanya dapat dilakukan jika hubungan antara data dan parameter model (fungsi pemodelan ke depan) telah diketahui. Beberapa program inversi gravity yang ada di pasaran adalah : Grav-1N2D, Grav-3D.

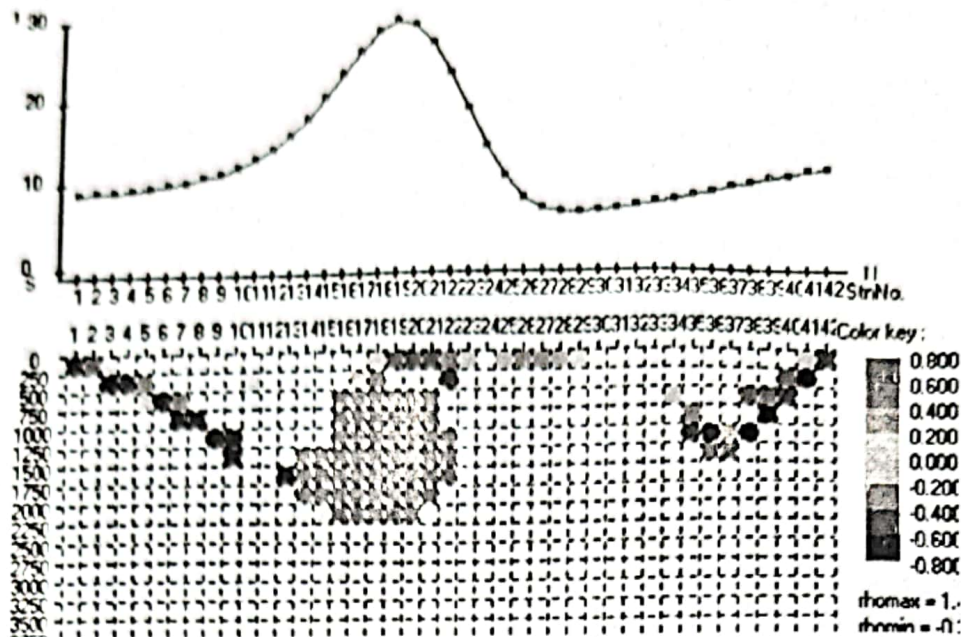
a. Pemodelan Inversi 2D

Gambar 6.27 , menunjukkan peta anomali gayaberat daerah gunung Merapi yang telah diproyeksikan pada bidang datar dengan ketinggian 0 meter dari permukaan laut.. Daerah gunung merapi memiliki anomali tinggi dibagian selatan dan terus turun ke arah utara, sedangkan di daerah puncak gunung Merapi memiliki anomali yang relatif tinggi. Hasil pemodelan inversi 2D pada arah Barat-Timur dan Utara-Selatan ditunjukkan pada Gambar 6.28 dan Gambar 6.29.

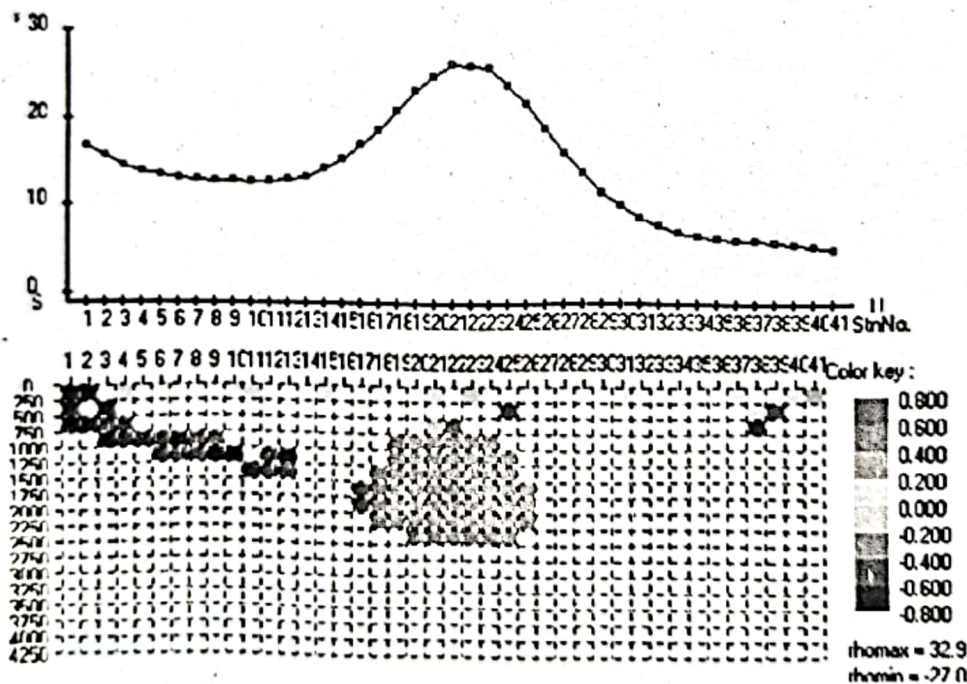


Gambar 6.27 Peta anomali gayaberat daerah gunung Merapi





Gambar 6.28 Model distribusi densitas bawah permukaan lintasan Barat-Timur hasil pemodelan inversi 2D anomali gayaberat dengan metode Inversi Kompak

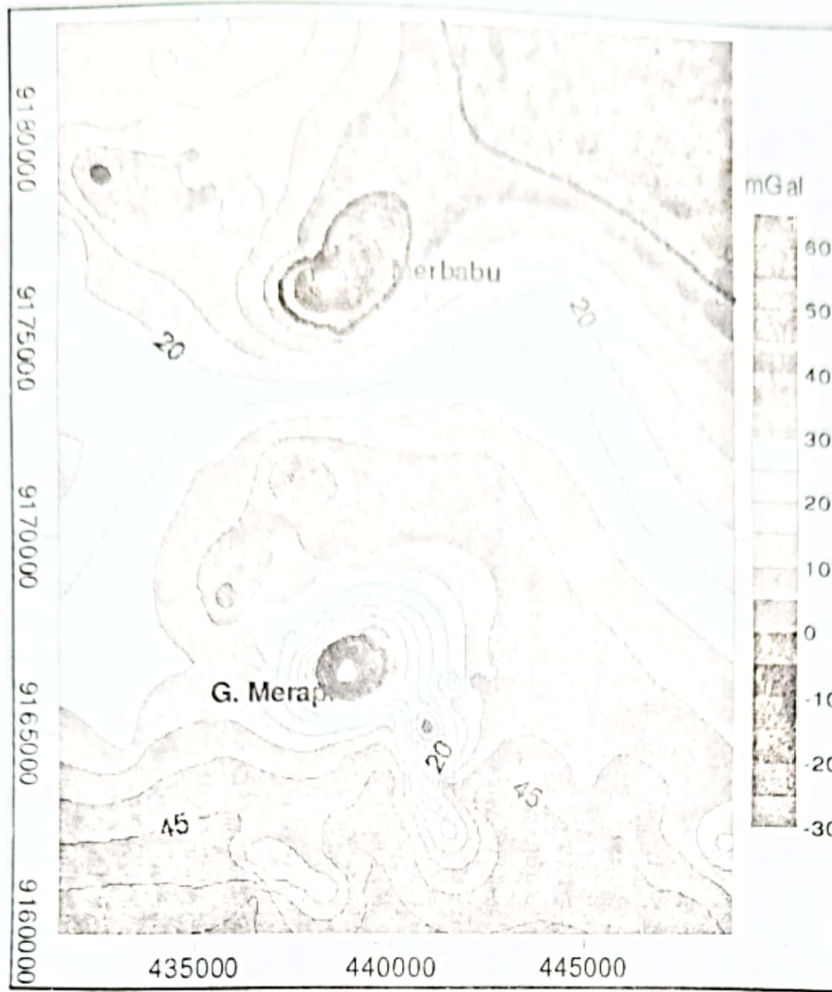


Gambar 6.29. Model distribusi densitas bawah permukaan lintasan Selatan - Utara hasil pemodelan inversi 2D anomali gayaberat dengan metode Inversi Kompak

b. Pemodelan Inversi 3D Anomali Gayaberat

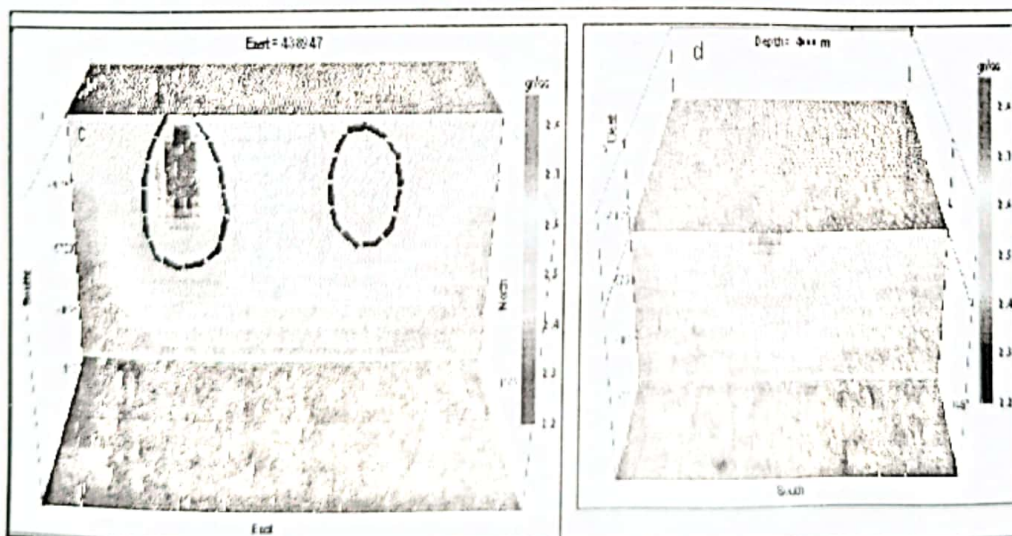
Gambar 6.30. Menunjukkan peta anomali gayaberat daerah gunung Merapi dan gunung Merbabu yang mempunyai nilai anomali dari -30 mGal sampai 70 mGal. Peta anomali Bouguer daerah tersebut mempunyai kecenderungan nilai yang besar di bagian selatan dan terus menurun dibagian utara. Pola ini kemungkinan berkorelasi efek dari zona subduction dari sebelah selatan Jawa. Sedangkan daerah disekitar puncak gunung Merapi dan Merbabu mempunyai anomali negatif yang mengindikasikan adanya distribusi benda dengan densitas rendah di bawah puncak gunung tersebut, yang kemungkinan disebabkan oleh keberadaan kantung magma.





Gambar 6.30. Peta anomali Bouguer daerah Gunung Merapi dan Gunung Merbabu.

Untuk mendapatkan model 3D struktur bawah permukaan di daerah tersebut telah dilakukan pemodelan inversi 3D. Hasil pemodelan inversi 3D anomali gayaberat ditunjukkan pada Gambar 6.31 .

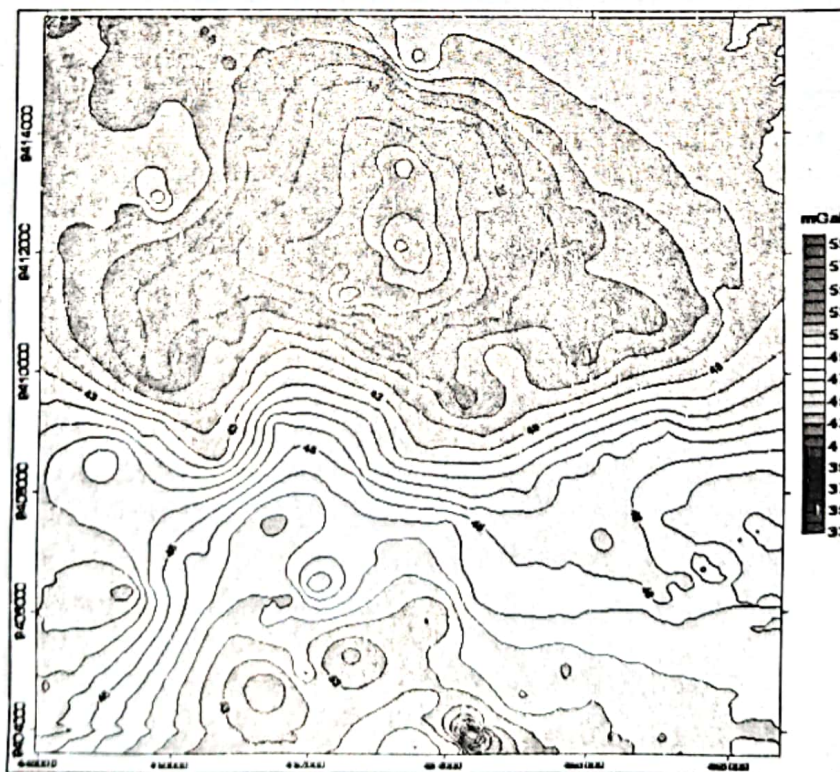


Gambar 6.31. Model 3D inversi anomali Bouguer daerah Gunung Merapi dan Gunung Merbabu.

Hasil pemodelan 3D anomaly Bouguer lokal dari **Gambar 6.31** mendapatkan beberapa hal yang menarik, yaitu:

- Distribusi densitas bawah permukaan di daerah gunung Merapi – Merbabu dan sekitarnya sampai kedalaman 10 km mempunyai nilai antara 2.2 – 2.9 gr/cc
- Pada kedalaman 0 meter (MSL) tampak bahwa di daerah puncak gunung Merapi terdapat daerah dengan anomali rendah (2.4 gr/cc) berbentuk silinder yang diinterpretasikan sebagai jalur keluarnya magma. Sedangkan di daerah sekitar gunung Merbabu pada kedalaman ini tidak dijumpai.
- Pada kedalaman 2500 meter (dari MSL) tampak adanya distribusi densitas rendah baik di daerah gunung Merapi maupun gunung Merbabu. Densitas rendah ini berbentuk ellips (tidak bulat) yang ditafsirkan sebagai kantung magma, dimana di daerah puncak gunung Merapi mempunyai densitas yang lebih rendah dibandingkan densitas dibawah puncak gunung Merbabu. Densitas kantong magma di bawah gunung Merpai yang lebih rendah mungkin disebabkan oleh sifat magma yang berupa cair dan mengisi rongga-rongga yang ada pada kantong magma gunung Merapi, tidak semua rongga pada kantong magma terisi oleh magma. Sedangkan di bahwa gunung Merbabu kemungkinan kantong magma dan rongga-rongganya terisi oleh magma yang telah membeku.
- Kantong magma gunung Merapi berbentuk cembung pada bagian tengahnya (seperti guci) dengan kedalaman dari 500 – 6000 meter dari MSL, sedangkan kantong magma gunung Merbabu berbentuk cembung (seperti guci) pada kedalaman 1000 – 4000 meter dari MSL tetapi bentuknya lebih kecil dengan densitas yang lebih besar dibandingkan kantong magma gunung Merapi. Posisi kantong magma gunung Merapi dan Merabu ini relative sejajar dengan arah Utara – Selatan.

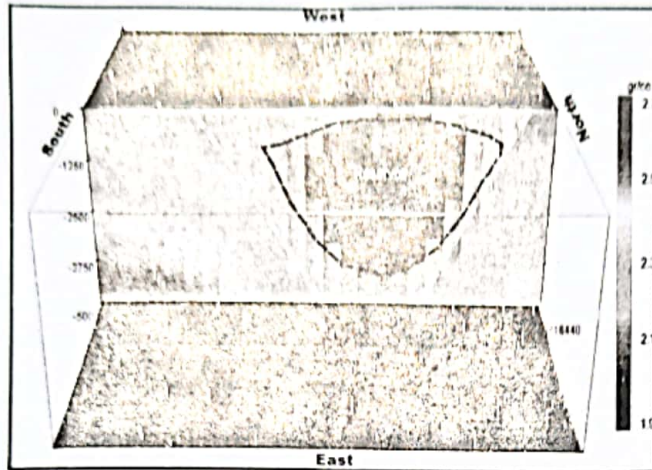
**Gambar 6.32** menunjukkan peta anomali gayaberat daerah prospek panasbumi Ulubelu yang mempunyai anomali gayaberat 33 mGal sampai 59 mGal. Anomali tinggi berada di bagian Selatan sedangkan anomali rendah berada di bagian tengah dan Utara daerah penelitian. Anomali rendah ini kemungkinan berhubungan dengan keberadaan daerah prospek panasbumi di daerah tersebut.



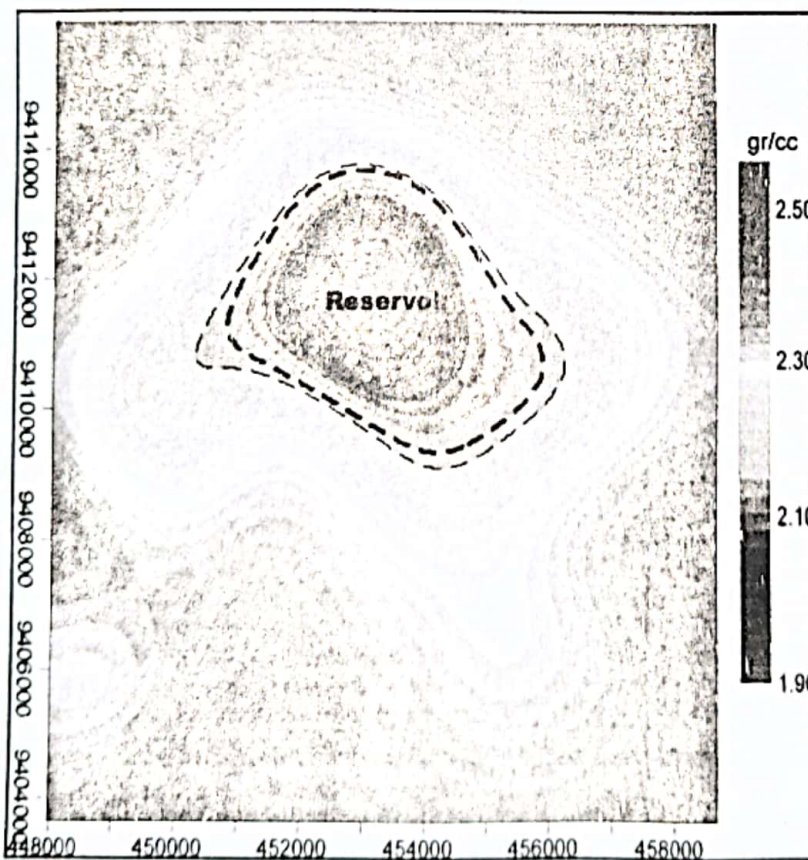
**Gambar 6.32** Peta anomali gayaberat daerah Ulubelu



Untuk mendapatkan gambaran model bawah permukaan daerah prospek panasbumi Ulubelu dilakukan pemodelan inversi 3D. Hasil pemodelan inversi 3D ditunjukkan oleh **Gambar 6.33** dan **Gambar 6.34**. Hasil inversi 3D menunjukkan adanya distribusi densitas rendah di daerah yang merupakan reservoir panasbumi. Hal ini didukung dengan hasil pengeboran di daerah tersebut yang mendapatkan bahwa pada daerah densitas rendah ini berkorelasi dengan merupakan daerah atau zona reservoir panasbumi daerah Ulubelu.



**Gambar 6.33.** Model distribusi densitas bawah permukaan hasil 3D inversi anomali gayaberat daerah panasbumi Ulubelu



**Gambar 6.34.** Model distribusi densitas pada kedalaman 1000 (msl) hasil inversi 3D. Model menunjukkan adanya daerah dengan densitas rendah di bagian utara daerah penelitian yang kemungkinan dapat berperilaku sebagai reservoir panasbumi di daerah tersebut



---

## DAFTAR PUSTAKA

- Agarwal, B.N.P., dan Lal, T. (1971), Application of rational approximation in calculation of the second derivative of the gravity field, *Geophysics*, **36**, 571-580.
- Akasaka, C., dan Nakanishi, S. (2000), An evaluation of the background noise for microgravity monitoring in the Oguni field, Japan, *Proceeding of 25<sup>th</sup> Stanford Geothermal Workshop*, 24-26 January 2000.
- Allis, R.G., dan Hunt, T.M. (1986), Analisis of exploration induced gravity changes at Wairakei geothermal field, *Geophysics*, **51**, 1647-1660.
- Allis, R.G., Gettings, P., dan Chapman, D.S. (2000) : Precise gravimetry and geothermal reservoir management, *Proceedings Twenty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford California.
- Apuada, A.N., and Olivar, R.E.R.(2005): Repeat microgravity and leveling surveys at Leyte geothermal productions field, North Central Leyte, Philippines, *Proceeding World Geothermal Congress 2005*.
- Arafin, S. (2004). Relative Bouguer anomaly. *Leading edge*, **23**(9), 850-851.
- Barnes, D.F. (1966) : Gravity change during the Alaska earthquake, *Journal of Geophysics Research*, **81**, 451-456.
- Bate, D. (2005) : 4D Reservoir Volumetrics: a Case Study Over the Izaute Gas Storage Facility, *firstbreak*, **23**, 69-71.
- Bemmelen, R.W.V. (1941) : *The Geology of Indonesia vol IA*, Government Printing Office, The Hague.
- Blakely, R.J., 1995: *Potential theory in gravity and magnetic applications*. University Press, NY, Cambridge..
- Blizkovsky, M. (1979) : Processing and applications in microgravity surveys, *Geophysics Prospecting*, **27**, 848-861.
- Brady, J.L., Ferguson, J.F., Seibert, J.E., Chen, T., Hare, J.L., Aiken, C.V.K, Kloping, F.J., dan Brown, J.M. (2004) : Surface-gravity monitoring of the gas cap water injection project, Prudhoe Bay, Alaska, SPE 77513, *the 2002 SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, San Antonio, Texas, 59-67
- Branston, M.W. dan Styles, P. (2003) : The application of time-lapse microgravity for the investigation and monitoring of subsidence at Northwich, Cheshire, *The Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, **36/3**, 231-244.

- Nishijima, J., Fujimitsu, Y., Ehara, S., and Yamauchi, M. (2005) : Micro-gravity monitoring and repeated GPS survey at Hatchobaru geothermal field, Central Kyushu, Japan., *Proceeding World Geothermal Congress 2005*
- Plouff, D. (1976) : Gravity and magnetic field of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections, *Geophysics*, **41**, 727-741.
- Pool and Donald, R. (2002) : Gravity Methods for Monitoring Ground-water Storage Change, *Proceeding Geological Society of America Conference-Denver Annual Meeting October 27-30, 2002*.
- Richter B., dan Warburton R.J., (1998) : A New Generation of Superconducting Gravimeter, *Proceedings of the Thirteenth International Symposium on Earth Tides*, Brussels
- Rundle, J.B., 1982. Deformation, gravity and potential change due to volcanic loading of the crust, *Journal Geophysics Research*, **87**, 10729-10744.
- Rymer, H., Van Wyk de Vries, B., William-Jones, J.S.G. (1998) : Pit crater structure and processes governing persistent activity at Masaya volcano, Nicaragua, *Bulletin Vulcano*, **59**, 345-355.
- Santoso D., Kadir WGA., dan Sarkowi M., Adriansyah, Waluyo (2004) : Time-Lapse Microgravity Study for ReInjection Water Monitoring of Talang Jimar Field. *Proceedings of The 7<sup>th</sup> SEGJ International Symposium, Sendai-Japan 24-26 November 2004* p.497-502
- Sarkowi, Kirbani SBP, Wahyudi, 1998. Pengukuran Gravitasi dan Analisis Anomali Bouguer Lengkap Gunung Merapi "Studi Kasus Survei 1997. *Proceeding PIT HAGI*.
- Sarkowi M., Kadir W.G.A., dan Santoso, D (2005) : Strategy of 4D Microgravity Survey for the Monitoring of Fluid Dynamics in Subsurface. *Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005*
- Sarkowi, M (2005) : Survey Gayaberat Mikro 4-D untuk Monitoring Dinamika Air Tanah. *Jurnal Sains dan Teknologi*, Volume 11, No. 3, p. 187-193
- Sarkowi M., Kadir W.G.A., dan Febiani T (2005) : Aplikasi Metode Gayaberat Mikro untuk Deteksi Terowongan Sasana Budaya Ganesha Bandung. *Proceeding Joint Convention HAGI-IAGI-PERHAPI, Surabaya 28-30 November 2005*
- Sarkowi M, (2010) : Identifikasi Struktur Daerah Panasbumi Ulubelu Berdasarkan Analisa Data SVD Anomali Bouguer. *Jurnal Ilmiah MIPA*, Agustus 2010.
- Sarkowi M., Jatmiko P., Imam B.S., (2011) : 4D Microgravity untuk Pemantauan Proses Produksi Coal Bed Methane Studi kasus Lapangan Rambutan *Proceeding Joint Convention HAGI - IAGI Makasar*, 26 – 29 September 2011
- Schon, J.H. (1996) : *Physical properties of rocks* : Fundamental theory and principle of petrophysics, Permagnon, 59-76.
- Sheriff, R.E., 1994: *Encyclopaedic dictionary of exploration geophysics* (3<sup>rd</sup> edition). SEG – Society of Exploration Geophysics.
- Szabo (1988) : Three Fundamental Paper of Lorand Eotvos (Eotvos the man, the scientist, the organizer). Eotvos Lorand Geophysical Institute of Hongaria.
- Takemoto, S., Y. Fukuda, T. Higashi, S. Ogasawara, M. Abe, S. Dwipa, D. S.Kusuma and A. Andan. (2002) : Effect of groundwater changes on SG observations in Kyoto and Bandung. *Bulletin d'Information des Marees Terrestres (BIM)*, **136**, 10,839-10848.
- Talwani, M., dan Ewing, M. (1960) : Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, **25**, 203-225.



- Talwani, M., Worzel, J.L. dan Landisman, M. (1959) : Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, *Journal of Geophysical Research*, **64**, 49-59.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. dan Sheriff, R.P. (1990) : *Applied Geophysics – 2<sup>nd</sup> ed*, Cambridge University Press.
- Torge, W. (1989) : *Gravimetry*. Walter de Gruyter Berlin – New York,.
- Torge, W., H. Drewes. (1977) : Gravity variations with time in northern Iceland. *Journal Geophysics*, **43**, 771-790.
- Trias Ningrum, Wawan Gunawan A,K, Alawiyah S, Eko J,W. 2011. Studi Identifikasi Struktur dan Prospek Hidrocarbon Daerah Frontier pada Cekungan Melawi – Ketungau Kalimantan Barat dengan Metode Gayaberat. *Jurnal Teknik Minyak* Vol. XVIII No. 2/ 2011
- Virtanen, H., 2001. Hydrological studies at the gravity station Metsähovi in Finland. *J. Geod. Soc. Japan* **47** (1), 328–333.
- Walsh, J.B., Rice, J.R. (1979) : Local change in gravity resulting from deformation, *Journal Geophysics Research*, **84**, 165-170.
- Wilson C.R , Bridget Scanlon, John Sharp, Laurent Longuevergne, and Hongqiu Wu. 2012. Field Test of the Superconducting Gravimeter as a Hydrologic Sensor. *GROUND WATER* Vol. 50, No. 3 May-June 2012 (pages 442–449)
- Wilson, C.R., et al. (2009), The superconducting gravimeter as a field instrument applied to hydrology, presented at the IAG 2009 “Geodesy for Planet Earth” Symposium in Buenos Aires, Argentina, 31 Aug. –4 Sept. 2009. Submitted for publication in the IAGSymposium volume
- [www.microgallacoste.com](http://www.microgallacoste.com)
- Yokoyama I., (1970) : Volcanological Survey of Indonesia Volcanoes, Part 4. A gravity survey in Central Java, *Buletin of The Earthquake Research Institute*, **48**, 303-315



---

# GLOSARIUM

**Absolut** : nilai sesungguhnya dari hasil perhitungan atau pengukuran

**Accuracy** : ketelitian, kecermatan, ketepatan

**Ambiguitas/Ambiguity** : tidak unik, untuk suatu data anomali geofisika kadang dapat menghasilkan model bawah permukaan yang berbeda-beda.

**Amplitudo** : simpangan paling jauh dari titik kesetimbangan pada getaran, jarak antara puncak gelombang dengan lembah gelombang

**Anomali** : ketidaknormalan/ penyimpangan/kelainan dari keseragaman sifat fisik, sering menjadi perhatian eksplorasi (misal: anomali magnetik, anomali gravity)

**Anticline (Antiklin)** : konfigurasi geologis yang lapisan-lapisan batuan sedimennya terlipat dan membentuk struktur yang cembung.

**Apriori** : beranggapan sebelum mengetahui (melihat, menyelidiki dan sebagainya) keadaan yang sebenarnya

**Base Gravity** : suatu titik yang telah diketahui nilai gayaberatnya dan digunakan sebagai tempat dimulai dan diakhirinya pengukuran gayaberat relatif.

**Basemen (batuan dasar)** : batuan yang berada langsung di bawah lapisan batuan yang ekonomis untuk ditambang

**Base rock (batuan dasar)** : Batuan yang berada langsung di bawah lapisan batuan yang ekonomis untuk ditambang

**Basin (cekungan)** : daerah cekungan yang luas terdiri atas batuan sediment dan yang karena konfigurasinya dapat merupakan tempat tampungan minyak.

**Bench mark (titik ikat)** : suatu titik dalam pengukuran tanah yang mempunyai kedudukan tetap yang diketahui koordinat dan ketinggiannya untuk digunakan sebagai acuan.

**Bissing/ Noise** : gangguan bisa berasal dari getaran, air hujan, dan lain-lain

**Bouguer** : Ilmuwan ahli dibidang matematika, geofisika, geodesi dan astronomi yang hidup dari tahun 1698 – 1758 di Paris Perancis. Untuk menghormati jasa beliau di bidang gayaberat maka anomali pada gayaberat sering disebut dengan anomali.

- Porosity (porositas) : Rongga pada batuan, biasanya dinyatakan sebagai perbandingan antara volume rongga dan total volume material. Perbandingan antara volume sarangan (pori-pori) batuan dan volume batuan keseluruhan, dinyatakan dalam persen
- Pendulum : bandul yg bergantung pd seutas tali atau gantungan yg relatif panjang.
- Pole : kutub Utara tau kutub Selatan bumi. Atau kutub Utara dan Selatan dari benda magnetik.
- Quartz (kuarsa) : Mineral yang mempunyai rumus kimia  $\text{SiO}_2$ , dengan ciri-ciri antara lain kekerasan 7 pada skala Mohs, berat jenis 2,65 dan warna dari putih sampai merah kecubung.
- Reduction (reduksi) : Kebalikan dari oksidasi dapat terjadi karena menerima satu atau lebih elektron
- Referency : suatu titik yang digunakan sebagai titik ikat pada pengukuran posisi dan ketinggian, medan magnet, gayaberat dan lain-lain.
- Repeatability : tingkat kepercayaan pembacaan peralatan pada satu titik
- Rock (batuan) : Massa yang terdiri atas satu mineral atau lebih yang membentuk bagian kerak bumi, baik dalam keadaan terikat (massive) atau lepas (loose)
- Rotasi : perputaran bumi/ planet terhadap sumbunya
- Salt Dome (Kubah Garam) : Kubah yang terjadi karena lapisan garam menekan lapisan sediment di atasnya.
- Sand (pasir) : Pecahan batuan yang berukuran antara kerikil dan lanau, atau 1/16 - 2 mm pada skala Wentworth-Udden
- Seal : Penyekat/pembatas berhubungan dengan patahan
- Sediment (sedimen) : Material lepas yang terbawa oleh air, angin, atau es, terendapkan di dasar laut, danau, sungai, atau rawa.
- Sedimentary Basin (Cekungan) : (lihat basin)
- Silt (lanau) : Pecahan batuan yang berukuran antara pasir dan lempung atau 1/256 - 1/16 mm pada skala Wentworth-Udden.
- Slope : kemiringan suatu grafik, bidang, topografi dan lain-lain.
- Spheroid : Model pendekatan bentuk bumi yang tepat di kedua kutubnya.
- Subduction : proses penunjaman kerak samudra di bawah kerak benua.
- Sumatran Fault Zone : Sesar besar Sumatera
- SVD : (second vertical derivative): turunan kedua dari suatu fungsi kearah vertikal (turunan gayaberat vertical orde 2)
- Tectonic (tektonik) : Istilah yang digunakan dalam hubungannya dengan gejala deformasi kerak bumi
- Tidal (tide) : nilai gayaberat akibat perubahan posisi bulan dan matahari terhadap bumi.
- Terrain : keadaan topografi permukaan bumi (lembah, bukit, dataran, dll)
- Torsion : perkalian antara gaya dan lengan gaya
- Trap (Jebakan) : Struktur geologi tempat minyak dan atau gas bumi berkumpul secara alami.
- Trial and error : proses coba-coba pada pemodelan data anomali geofisika untuk mendapatkan model struktur dan besaran fisisnya. Proses pemodelan dapat melalui foward modelling atau inverse modelling.

---

# INDEKS

## A

Absolut 4, 19, 24, 25, 26, 27, 28, 125  
Accuracy 26, 28, 34, 125  
Ambiguitas/Ambiguity 125  
Amplitudo 20, 125  
Anomali 15, 43, 59, 62, 65, 66, 69, 70, 71, 74, 75, 79,  
80, 82, 87, 88, 89, 90, 92, 93, 94, 95, 100, 114,  
116, 122, 125  
Anticline (Antiklin) 1, 125  
apriori 106, 125

## B

Base Gravity 42, 125  
Basemen (batuan dasar) 125  
Base rock (batuan dasar) 125  
Basin (cekungan), 95, 100, 129  
Bench mark (titik ikat) 125  
Bissing/Noise 125  
Bouguer 2, 43, 50, 51, 52, 53, 54, 59, 60, 61, 62, 63,  
65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 73, 74, 78, 79, 80, 87,  
89, 91, 92, 93, 95, 96, 97, 98, 99, 102, 103, 111,  
112, 114, 115, 116, 119, 121, 122, 125

## C

Cavendish 9, 10, 11, 126  
Clay (lempung) 126  
Contour 126

## D

Deklinasi 44, 126  
Density (massa jenis) 75, 121, 128  
Deviasi 15, 126  
Drift 28, 34, 46, 126

## E

Exploration (eksplorasi) 1, 2, 3, 24, 39, 43, 62, 65, 66,  
126, 135, 136  
Exploitation (eksploitasi) 126  
Elastis 32, 126  
Elektroda 106  
Elipsoid 11, 51, 128  
Exploitation 126  
Exploration 119, 121, 122

## F

Fault (sesar/ patahan) 93, 126, 129  
Feedback 4, 126  
Filter 69, 70, 72, 73, 76, 101, 102, 128  
Fit/ Fitting 103, 104, 105, 106, 110, 111, 113  
Fluid injection 126  
Formasi 87  
Forward modeling 87, 103, 104, 106, 110, 111, 112  
Frekuensi 14, 69, 70, 76, 82



---

## TENTANG PENULIS



Penulis, Muh Sarkowi, lahir di Magelang 42 tahun yang lalu, anak kedua dari 6 bersaudara dari pasangan bapak Cokro Mikarto dan Ibu Saminten. Penulis menikah dengan Dr. Sri Hidayati, MP, Allah telah mengaruniani dua orang anak: Widya Khairunnisa S, dan Syfa Nazwa Amanda S. Penulis Mengeyam sekolah dari SD sampai bangku SMA di Muntilan, sebuah kota yang terletak di lereng gunung Merapi – Merbabu. Penulis gemar berpetualang semenjak dari bangku sekolah dasar sampai sekarang. Hampir seluruh pulau besar di Indonesia mulai dari Banda Aceh Sumatera sampai Jayapura di Papua pernah dikunjungi khususnya dalam rangka melakukan kegiatan penelitian dan kerjasama baik dengan instansi Pemerintah, BUMN, maupun swasta.

Selepas bangku SMA penulis pada tahun 1990 sampai 1995 melanjutkan studi pada program studi Fisika bidang keahlian Geofisika di Universitas Diponegoro Semarang. Pada tahun 1995 setelah menyelesaikan studi pada program sarjana mendapatkan tawaran untuk mengikuti pendidikan program magister melalui beasiswa URGE World Bank di program magister geofisika Universitas Gadjah Mada Yogyakarta dari tahun 1995 sampai 1998. Berbagai kegiatan penelitian dan kerjasama telah dilakukan oleh penulis selama mengikuti program studi magister, khususnya penelitian yang berhubungan dengan vulkanologi. Penulis menyelesaikan studi magister pada tahun 1998 dengan mengambil topik penelitian mengenai analisa dan pengukuran gravitasi di daerah gunung Merapi-Merbabu dan sekitarnya.

Tahun 1997 penulis mengikuti proses prajabatan setelah diterima sebagai dosen di Jurusan Fisika FMIPA Universitas Lampung. Penulis mulai mengabdikan dirinya sebagai dosen setelah menyelesaikan studi magister. Tahun 1999-2002 penulis diberikan amanah untuk menjadi ketua jurusan Fisika. Pada periode 1999 – 2002 ditengah kesibukkan sebagai dosen dan ketua jurusan penulis melaksanakan penelitian khususnya pada bidang gayaberat dengan bantuan dana penelitian dari : Kementrian Pendidikan dan Kebudayaan, HEEDS Project, dan lain-lain.

Peningkatan penguasaan ilmu gayaberat penulis lebih terbuka dan lebih detail sejak mengikuti program pendidikan doctoral di program studi Teknik Geofisika Institute Teknologi Bandung pada tahun 2002. Berbagai pengalaman penelitian tentang gayaberat dan gayaberat mikro antar waktu telah dilakukan oleh penulis, baik itu untuk: eksplorasi hidrocarbon, eksplorasi mineral bahan tambang, eksplorasi geothermal, pemantauan lingkungan, pemantauan EOR pada hidrocarbon, pemantauan dinamika fluida pada geothermal, pemantauan dinamika air tanah, pemantauan amblesan tanah dan lain-lain. Penulis berhasil menyelesaikan studi doctoral pada tahun 2007.

Setelah menyelesaikan studi doctoral penulis kembali mengabdikan dirinya di Universitas Lampung dan terus berkarya melakukan pendidikan dan pengajaran, penelitian dan pengabdian. Tercatat beberapa penelitian besar telah dilakukan oleh penulis khususnya dalam aplikasi metode gayaberat untuk eksplorasi dan eksploitasi seperti: aplikasi gayaberat untuk eksplorasi panasbumi, aplikasi gayaberat untuk eksplorasi hidrocarbon, aplikasi gayaberat untuk eksplorasi dan eksploitasi gas methane batubara (CBM), aplikasi gayaberat untuk gunung api dan lain-lain.

Semoga buku ini dapat menjadi bekal bagi para pembaca dalam memahami metode eksplorasi gayaberat untuk eksplorasi dan eksploitasi sumber daya alam, sehingga sumber daya alam dapat dimanfaatkan dengan sebaik-baiknya bagi umat manusia.



# EKSPLORASI GAYA BERAT

Metode gaya berat merupakan metode geofisika yang didasarkan pada pengukuran variasi medan gaya berat bumi. Variasi medan gaya berat dipermukaan bumi tersebut dapat disebabkan oleh adanya: variasi densitas batuan di bawah permukaan, jenis batuan di bawah permukaan, perbedaan jarak permukaan bumi ke pusat bumi dan adanya perbedaan topografi di permukaan bumi (lembah atau bukit).

Buku ini membahas tentang metode gaya berat yang merupakan metode geofisika pertama yang digunakan untuk eksplorasi minyak dan gas. Metode ini telah sukses untuk menemukan lokasi lapangan minyak dan gas di daerah Gbely, Slovakia tahun 1916, dan pada 1924 metode ini juga telah sukses mengidentifikasi struktur antiklin dan Salt Dome di lapangan minyak dan gas di daerah Brazoria, Texas (La Fehr, 1980).



**Muh Sarkowi**, lahir di Magelang. Ia telah menempuh pendidikan pada program studi Fisika bidang keahlian Geofisika di Universitas Diponegoro Semarang (1995), S2 dengan beasiswa URGE World Bank di Program Magister Geofisika Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta (1995-1998). Berbagai kegiatan penelitian dan kerjasama telah dilakukan, khususnya di bidang vulkanologi. Tahun 1997, ia mengikuti proses prajabatan setelah diterima sebagai dosen di Jurusan Fisika FMIPA Universitas Lampung. Ia pernah menjadi ketua jurusan Fisika (1999-2002). Penguasaan ilmu gaya-berat semakin meningkat sejak mengikuti program pendidikan doctoral di program studi Teknik Geofisika Institut Teknologi Bandung (2002). Berbagai pengalaman penelitian tentang gaya-berat dan gaya-berat mikro antar waktu telah dilakukan; baik untuk: eksplorasi hidrocarbon, eksplorasi mineral bahan tambang, eksplorasi geothermal, pemantauan lingkungan, pemantauan EOR pada hidrocarbon, pemantauan dinamika fluida pada geothermal, pemantauan dinamika air tanah, pemantauan amblesan tanah dan lain-lain. Penulis berhasil menyelesaikan studi doctoral pada tahun 2007. Setelah itu, ia kembali mengabdikan dirinya di Universitas Lampung dan terus berkarya di bidang pendidikan dan pengajaran, serta penelitian dan pengabdian.

Diterbitkan Atas Kerjasama



LEMBAGA PENELITIAN  
UNIVERSITAS LAMPUNG

dengan



GRAHA ILMU

[www.grahailmu.co.id](http://www.grahailmu.co.id)

