



UNIVERSITAS INDONESIA

**ANALISA DAN PEMODELAN STRUKTUR BAWAH
PERMUKAAN BERDASARKAN METODE GAYA BERAT
DI DAERAH PROSPEK PANAS BUMI GUNUNG LAWU**

SKRIPSI

**RAHMAN TORKIS
0706262666**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM STUDI FISIKA
DEPOK
JUNI 2012**



UNIVERSITAS INDONESIA

**ANALISA DAN PEMODELAN STRUKTUR BAWAH
PERMUKAAN BERDASARKAN METODE GAYA BERAT
DI DAERAH PROSPEK PANAS BUMI GUNUNG LAWU**

SKRIPSI

Diajukan sebagai syarat untuk memperoleh gelar sarjana

RAHMAN TORKIS

0706262666

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM STUDI FISIKA
KEKHUSUSAN GEOFISIKA
DEPOK
JUNI 2012**

HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS

**Skripsi ini adalah hasil karya saya sendiri,
dan semua sumber baik yang dikutip maupun dirujuk
telah saya nyatakan dengan benar.**

Nama : Rahman Torkis

NPM : 0706262666

Tanda Tangan :



Tanggal : 20 JUNI 2012

HALAMAN PENGESAHAN

Skripsi ini diajukan oleh :
Nama : Rahman Torkis
NPM : 0706262666
Program Studi : Fisika
Judul Skripsi : Analisa dan Pemodelan Struktur Bawah Permukaan Berdasarkan Metode Gaya Berat di Daerah Prospek Panas Bumi Gunung Lawu

Telah berhasil dipertahankan di hadapan Dewan Penguji dan diterima sebagai bagian persyaratan yang diperlukan untuk memperoleh gelar Sarjana Sains pada Program Studi Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia.

DEWAN PENGUJI

Pembimbing : Dr. Syamsu Rosid ()

Penguji 1 : Dr. Eng. Supriyanto ()

Penguji 2 : Dr. Eko Widiyanto ()

Ditetapkan di : Depok

Tanggal : 20 Juni 2012

KATA PENGANTAR

Penulis mengucapkan puji syukur kepada Tuhan Yang Maha Esa karena atas berkat dan kasih karunia-Nya, penulisan skripsi ini dapat terselesaikan. Penulisan skripsi ini dilakukan dalam rangka memenuhi salah satu syarat untuk mencapai gelar Sarjana Sains Jurusan Fisika pada Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Indonesia.

Dalam penyusunan skripsi ini penulis menyadari bahwa tanpa bantuan dan bimbingan dari berbagai pihak, mulai dari awal perkuliahan sampai penyusunan skripsi, maka akan sangat sulit bagi penulis untuk menyelesaikan skripsi ini. Oleh karena itu pada kesempatan ini penulis ingin mengucapkan banyak terima kasih kepada:

1. Kedua orang tuaku yang selalu mendoakan dan memberikan semangat kepada penulis selama masa perkuliahan sampai penyusunan skripsi ini.
2. Bapak Dr. Syamsu Rosid, selaku Pembimbing Skripsi dan Ketua Program peminatan Geofisika FMIPA UI yang telah mengorbankan banyak waktu untuk memberikan penjelasan dan pengarahan kepada penulis selama penyusunan skripsi.
3. Bapak Dr. Eng. Supriyanto, selaku pembimbing akademis penulis dan penguji I, yang telah memberikan pengarahan dan koreksi dalam laporan skripsi ini.
4. Bapak Dr. Eko Widiyanto, selaku penguji II, atas waktu yang telah diberikan untuk melakukan diskusi serta masukan yang diberikan dalam laporan skripsi ini.
5. Seluruh dosen Departemen Fisika UI, khususnya dosen geofisika Bapak Dr. Abdul Haris dan Bapak Dr. Yunus Daud, atas semua ilmu yang telah diberikan kepada penulis. Tak lupa juga seluruh staf dan karyawan Departemen Fisika UI khususnya Mbak Ratna, Pak Mardi, Pak Budi, Pak Heri, Pak Dwi, Bang Teza, dll.
6. Yan Sulisty, Anita Hartati, Indah Permata Sari dan Maulana Sofyan, teman satu pembimbing yang telah banyak membantu penulis. Serta rekan-rekan

yang juga telah membantu langsung dalam pengerjaan skripsi ini Sdr. Surya S.Si, Sdr. Lendri S.Si, Sdr. Lomario S.Si, Sdr. Tri Virgantoro S.Si, Sdr. Muhamad Harfan S.Si, Sdr. Deni S.Si, Sdr. Indah Fitriana Walidah, dll.

7. Keluarga besar Fisika 2007, khususnya Vani, Willem, Edward, Aji, Byan, Rangga, Riki, Rino, Gangga, Ichwan, Rismauly, Radityo, Suhendra, Syahril, Ferdy, Arif, Wahid, Zul, dll yang saling mendukung dan sama-sama berjuang lulus tahun ini.
8. Saudara-saudara dari pihak Silitonga dan Sinaga yang telah membantu dan mendoakan penulis.
9. Rekan-rekan fisika angkatan 2004 – 2011.
10. Manchester United Football Club yang selalu memberikan semangat juang kepada penulis selama ini.
11. Semua pihak yang tidak bisa penulis ucapkan satu persatu.

Semoga Tuhan Yang Maha Esa membalas jasa semua pihak tersebut diatas dengan sebaik-baiknya. Penulis menyadari bahwa pada laporan skripsi ini masih terdapat banyak kekurangan. Oleh karena itu, penulis sangat mengharapkan saran dan kritik yang membangun demi perbaikan pada masa mendatang. Penulis juga berharap semoga laporan skripsi ini membawa manfaat positif untuk penulis pribadi dan untuk pembaca.

Jakarta, 2012

Penulis

HALAMAN PERNYATAAN PERSETUJUAN PUBLIKASI TUGAS AKHIR UNTUK KEPENTINGAN AKADEMIS

Sebagai sivitas akademik Universitas Indonesia, saya yang bertanda tangan di bawah ini :

Nama : Rahman Torkis

NPM : 0706262666

Program Studi : Geofisika

Departemen : Fisika

Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Jenis Karya : Skripsi

demi pengembangan ilmu pengetahuan, menyetujui untuk memberikan kepada Universitas Indonesia **Hak Bebas Royalti Noneksklusif** (*Non-exclusive Royalty-Free Right*) atas karya ilmiah saya yang berjudul :

ANALISA DAN PEMODELAN STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN BERDASARKAN METODE GAYA BERAT DI DAERAH PROSPEK PANAS BUMI GUNUNG LAWU

beserta perangkat yang ada (jika diperlukan). Dengan Hak Bebas Royalti Noneksklusif ini Universitas Indonesia berhak menyimpan, mengalihmedia/formatkan, mengelola dalam bentuk pangkalan data (*database*), merawat, dan memublikasikan tugas akhir saya selama tetap mencantumkan nama saya sebagai penulis/pencipta dan sebagai pemilik Hak Cipta.

Demikian pernyataan ini saya buat dengan sebenarnya.

Dibuat di : Depok

Pada Tanggal : 20 Juni 2012

Yang menyatakan,



(Rahman Torkis)

ABSTRAK

Nama : Rahman Torkis
Program Studi : Fisika
Judul : Analisa dan Pemodelan Struktur Bawah Permukaan Berdasarkan Metode Gaya Berat di Daerah Prospek Panas Bumi Gunung Lawu

Gunung Lawu berada di daerah Tawangmangu, Karanganyar, Provinsi Jawa Tengah dan termasuk dalam jalur gunung api kuarter (*Quaternary*). Geologi daerah Gunung Lawu didominasi oleh batuan vulkanik berumur Plistosen pada bagian selatan dan Holosen pada bagian utara. Gunung Lawu memiliki potensi panas bumi sekitar 275 MW. Pemetaan struktur bawah permukaan daerah prospek panas bumi Gunung Lawu telah dilakukan dengan menggunakan metode gaya berat. Hasil penelitian menunjukkan adanya anomali positif-negatif pada anomali residual. Berdasarkan hasil pemodelan 2 dimensi yang telah dikorelasikan dengan data geologi, anomali positif-negatif tersebut mengindikasikan adanya struktur graben yang disebabkan oleh sesar Cemorosewu. Struktur graben berada pada bagian timur laut daerah penelitian dengan kedalaman sekitar 3500 m, yang diduga merupakan daerah prospek panas bumi di Gunung Lawu.

Kata kunci : Gunung Lawu, panas bumi, metode gaya berat, pemodelan 2 dimensi
xiii + 53 halaman : 36 gambar
Daftar acuan : 21 (1980-2011)

ABSTRACT

Name : Rahman Torkis
Study Program : Physics
Title : Analysis and Modeling of Subsurface Structure Based on Gravity Method in Geothermal Prospect Area Gunung Lawu

Gunung Lawu is located in the Tawangmangu, Karanganyar, Central Java and known as Quaternary volcanic. Geological area of Gunung Lawu is dominated by Pliocene volcanic rocks in the south direction and Holocene in the north direction. Gunung Lawu has a geothermal potential of around 275 MW. Mapping of subsurface structure in geothermal prospect area Gunung Lawu is achieved using gravity method. The results show the existence of a positive-negative anomaly in the residual anomaly. Based on a two-dimensional model which correlated with geological data, the positive-negative anomaly is indicated as a structure of graben that caused by Cemoro Sewu fault. The graben is located in the north-east direction of survey area with a depth around 3500 m, which is assumed as a geothermal prospect area in Gunung Lawu.

Keywords : Gunung Lawu, geothermal, gravity method, two-dimensional modeling

xiii + 53 pages : 36 figures

Bibliography : 21 (1980-2011)

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS	ii
HALAMAN PENGESAHAN	iii
KATA PENGANTAR	iv
LEMBAR PERSETUJUAN PUBLIKASI KARYA ILMIAH	vi
ABSTRAK	vii
DAFTAR ISI	ix
DAFTAR GAMBAR	xi
DAFTAR LAMPIRAN	xiii
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang Penelitian	1
1.2 Tujuan Penelitian	3
1.3 Pembatasan Masalah	3
1.4 Metodologi Penelitian	4
1.5 Sistematika Penyajian Laporan	6
BAB II TEORI DASAR	7
2.1 Teori Dasar Metode Gaya Berat	7
2.1.1 Hukum Newton Tentang Gravitasi	7
2.1.2 Percepatan Gravitasi	7
2.1.3 Potensial Gravitasi	8
2.2 Bentuk Bumi	9
2.2.1 Spheroid Referensi	9
2.2.2 Geoid	9
2.3 Koreksi Metode Gaya Berat	11
2.3.1 Koreksi Pasang Surut Bumi (<i>Earth-Tide Correction</i>)	11
2.3.2 Koreksi Apungan (<i>Drift Correction</i>)	12
2.3.3 Koreksi Lintang (<i>Latitude Correction</i>)	13
2.3.4 Koreksi Udara Bebas (<i>Free-Air Correction</i>)	14
2.3.5 Koreksi Bouguer (<i>Bouguer Correction</i>)	15
2.3.6 Koreksi Medan (<i>Terrain Correction</i>)	16
2.4 Sistem Panas Bumi	20
2.4.1 Sumber Panas (<i>Heat Source</i>)	20
2.4.2 Fluida Panas Bumi (<i>Geothermal Fluid</i>)	22
2.4.3 Reservoir Panas Bumi (<i>Geothermal Reservoir</i>)	22
2.4.4 Batuan Penutup (<i>Cap Rock</i>)	22
2.5 Peranan Metode Gaya Berat Dalam Eksplorasi Panas Bumi	23
BAB III PENGOLAHAN DATA	24
3.1 Anomali Gaya Berat (<i>Bouguer Anomaly</i>)	24
3.2 Analisa Spektrum	26
3.3 Pemisahan Anomali Regional-Residual	30
3.4 Pemodelan Struktur Bawah Permukaan	32

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....	33
4.1 Geologi Regional	33
4.2 Anomali Gaya Berat (<i>Bouguer Anomaly</i>).....	35
4.3 Analisa Spektrum	36
4.4 Pemisahan Anomali Regional-Residual	39
4.5 Pemodelan Struktur Bawah Permukaan	41
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN	52
5.1 Kesimpulan	52
5.2 Saran	52
DAFTAR ACUAN.....	53



DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1	Populasi dunia, konsumsi energi dan detail konsumsi energi per kapita serta skenario masa depan. Energi dalam tons of coal equiualent (tce). (Gupta and Roy, 2007)	1
Gambar 1.2	Diagram alir metodologi penelitian.....	5
Gambar 2.1	Potensial massa tiga dimensi. (Telford et al, 1990).....	8
Gambar 2.2	Perbedaan bentuk bumi. (Reynolds, 1997).....	9
Gambar 2.3	Perbedaan posisi geoid dan spheroid referensi. (Telford et al, 1990)	10
Gambar 2.4	Efek massa batuan yang mempengaruhi posisi geoid. (Telford et al, 1990).....	10
Gambar 2.5	Koreksi pasang surut bumi. (Reynolds, 1997).....	11
Gambar 2.6	Koreksi apungan. (Reynolds, 1997).....	12
Gambar 2.7	Koreksi Udara Bebas. (Wellenhof and Moritz, 2005).....	14
Gambar 2.8	Koreksi Bouguer. (Wellenhof and Moritz, 2005)	15
Gambar 2.9	Stasiun yang berada dekat dengan gunung. (Reynolds, 1997)	17
Gambar 2.10	Stasiun yang berada dekat dengan lembah. (Reynolds, 1997).....	17
Gambar 2.11	Hammer Chart. (Reynolds, 1997).....	18
Gambar 2.12	Sistem panas bumi. (Daud, 2010).....	20
Gambar 2.13	Pemetaan struktur bawah permukaan dengan menggunakan metode gaya berat. (Mariita, 2007)	23
Gambar 3.1	Kurva Metode Parasnis.....	25
Gambar 3.2	Sistem koordinat untuk penurunan transformasi Fourier. Medan diukur pada permukaan horisontal z_0 dan sumber berada di sumbu z pada z' . (Blakely, 1995).	26
Gambar 3.3	Grafik hubungan antara amplitudo dan bilangan gelombang pada analisa spektrum.	30
Gambar 4.1	Peta geologi regional gunung lawu. (Sampurno and Samodra, 1997)	34

Gambar 4.2	Peta anomali gaya berat (<i>Bouguer anomaly</i>) beserta titik pengukuran gaya berat.....	35
Gambar 4.3	Peta topografi daerah penelitian.....	36
Gambar 4.4	Lintasan <i>slice</i> 1 pada peta anomali gaya berat (<i>Bouguer anomaly</i>) untuk proses analisa spektrum	37
Gambar 4.5	Kurva hasil analisa spektrum pada lintasan <i>slice</i> 1	37
Gambar 4.6	Lintasan <i>slice</i> 2 pada peta anomali gaya berat (<i>Bouguer anomaly</i>) untuk proses analisa spektrum	38
Gambar 4.7	Kurva hasil analisa spektrum pada lintasan <i>slice</i> 2	38
Gambar 4.8	Peta anomali regional orde-1	39
Gambar 4.9	Peta anomali residual orde-1.....	40
Gambar 4.10	Peta anomali residual dengan lintasan <i>slice</i> 1 untuk pemodelan struktur bawah permukaan.....	42
Gambar 4.11	Peta geologi regional daerah penelitian dengan lintasan <i>slice</i> 1 untuk pemodelan struktur bawah permukaan	43
Gambar 4.12	Pemodelan struktur bawah permukaan pada lintasan <i>slice</i> 1 daerah penelitian.....	44
Gambar 4.13	Peta anomali residual dengan lintasan <i>slice</i> 2 untuk pemodelan struktur bawah permukaan.....	46
Gambar 4.14	Peta geologi regional daerah penelitian dengan lintasan <i>slice</i> 2 untuk pemodelan struktur bawah permukaan	46
Gambar 4.15	Pemodelan struktur bawah permukaan pada lintasan <i>slice</i> 2 daerah penelitian.....	47
Gambar 4.16	Kemenerusan struktur patahan pada model lintasan <i>slice</i> 1 (bawah) dan <i>slice</i> 2 (atas).....	48
Gambar 4.17	Perbandingan hasil anomali residual masing-masing orde	49
Gambar 4.18	Perbandingan hasil anomali regional masing-masing orde.....	51

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran 1	Tabel densitas batuan (Telford, 1990)	55
Lampiran 2	Tabel transformasi Hankel (Bracewell, 2000).....	56

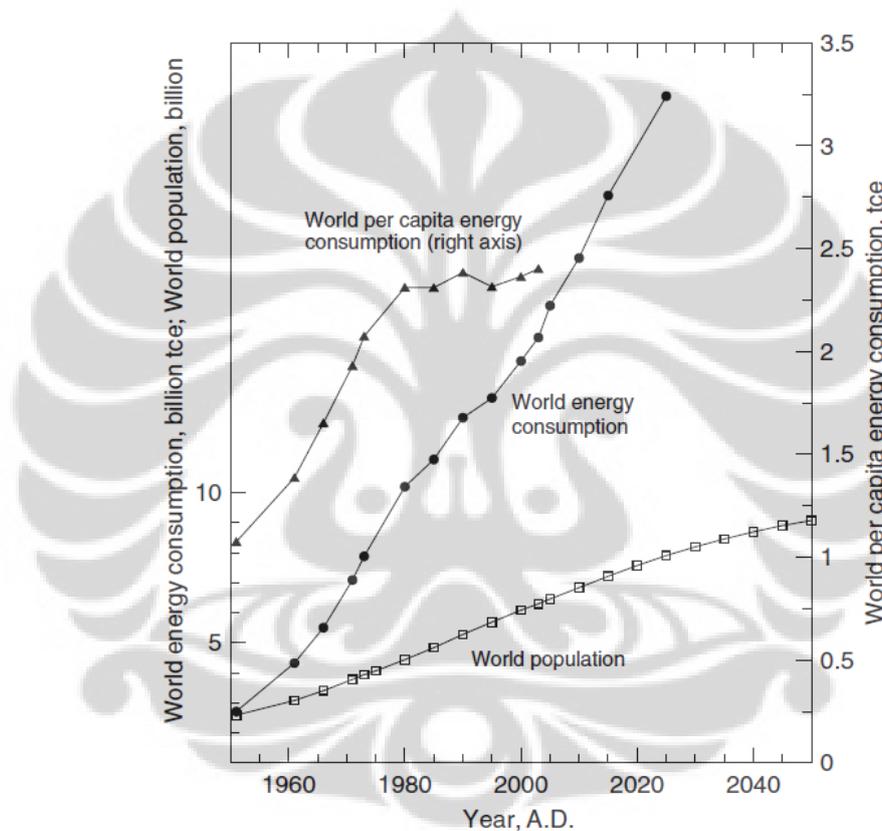


BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang Penelitian

Peningkatan kebutuhan energi di dunia akan minyak dan gas bumi sebagai sumber energi yang utama cenderung meningkat seiring dengan pertambahan waktu. Berdasarkan data yang ada (Gambar 1.1), dalam beberapa tahun terakhir terjadi peningkatan yang signifikan dalam penggunaan energi dan diprediksi akan terus berlanjut dalam tahun-tahun berikutnya.



Gambar 1.1 Populasi dunia, konsumsi energi dan detail konsumsi energi per kapita serta skenario masa depan. Energi dalam *tons of coal equivalent (tce)*. (Gupta and Roy, 2007)

Sebagai sumber energi, minyak dan gas bumi memiliki kekurangan yaitu jumlahnya yang terbatas dan dampak pencemaran lingkungan yang dihasilkan. Kebutuhan dunia yang meningkat akan energi sekarang ini serta ditambah dengan terbatasnya jumlah minyak dan gas bumi yang tersedia merupakan permasalahan yang harus dicari solusinya. Salah satu cara untuk menyelesaikan permasalahan

ini adalah dengan menggunakan energi alternatif yaitu energi panas bumi sebagai pengganti minyak dan gas bumi. Berbeda dengan minyak dan gas bumi, panas bumi merupakan sumber energi yang relatif bersih dan dapat diperbaharui. Energi panas bumi sendiri adalah energi panas yang tersimpan dalam batuan di bawah permukaan bumi dan fluida yang terkandung didalamnya. Penggunaan panas bumi sebagai sumber energi dimulai pada awal abad 20, ketika listrik pertama kali dihasilkan dari uap panas bumi di Larderello, Italia pada tahun 1904 (Gupta and Roy, 2007). Di tahun 1913, pembangkit listrik (12.5 MW) telah dioperasikan secara terus menerus di daerah tersebut. Penyebaran penggunaan teknologi panas bumi di belahan dunia lain berjalan lambat pada awal abad 20 karena hanya berpusat di Italia. Baru pada tahun 1958, 1960 dan 1961, eksplorasi panas bumi mulai berkembang dengan dibangunnya pembangkit listrik di Selandia Baru, Amerika Serikat dan Jepang.

Sementara eksplorasi panas bumi di Indonesia baru dilakukan pada tahun 1970 dengan tujuan untuk menemukan dan mengembangkan sistem panas bumi temperatur tinggi. Eksplorasi sumber panas bumi yang berhubungan dengan fumarol aktif dan medan solfatara dengan tujuan menghasilkan listrik pertama kali direncanakan pada tahun 1918. Pemboran eksplorasi awal dilakukan oleh *Volcanological Survey of Indonesia (VSI)* dari kolonial *Geological Survey of Indonesia (GSI)* di Kawah Kamojang, Jawa, pada tahun 1926 (Hochstein and Sudarman, 2008). Selama awal PELITA (1969-1974), *Volcanological Survey of Indonesia (VSI)* menyelesaikan pendataan daerah panas bumi di Sumatra, Sulawesi dan Pulau Halmahera. Kemudian berdasarkan Dekrit Presiden 16/1974, Pertamina mulai mengembangkan eksplorasi panas bumi dari tahun 1974 dan bertanggung jawab untuk semua eksplorasi panas bumi di Jawa dan Bali. Sejak saat itu, eksplorasi dan eksploitasi panas bumi semakin berkembang di Indonesia.

Dalam pencarian dan eksplorasi sumber energi panas bumi, metode geofisika memiliki peranan yang sangat penting. Metode geofisika dimanfaatkan dalam menentukan konfigurasi struktur geologi dan komposisi bawah permukaan dengan menggunakan parameter fisika (Rosid, 2005). Salah satu metode geofisika tertua dan yang paling sering digunakan adalah metode gravitasi atau gaya berat. Metode gaya berat digunakan untuk mendeteksi perbedaan densitas secara lateral

pada batuan di bawah permukaan (Mussett and Khan, 2000). Eksplorasi gaya berat dimulai pada awal abad 20, yang digunakan saat penemuan minyak dan gas bumi pertama kali (LaFehr, 1980). Sejak saat itu, metode gaya berat mengalami banyak pengembangan baik dalam hal instrumentasi, akuisisi data, pengolahan data dan interpretasi data (Nabighian et al).

Penelitian menggunakan metode gaya berat dilakukan pada daerah Gunung Lawu, Jawa Tengah. Gunung Lawu diduga memiliki potensi panas bumi sekitar 275 MW (API News, 2011). Dalam eksplorasi energi panas bumi, metode gaya berat dapat mendeteksi perbedaan densitas batuan di bawah permukaan yang membentuk suatu sistem panas bumi. Metode gaya berat juga dapat digunakan untuk membuat model struktur bawah permukaan yang akan dijadikan sebagai acuan untuk melakukan interpretasi. Dengan melakukan interpretasi tersebut diharapkan dapat memberikan informasi dan gambaran yang lebih baik tentang kondisi daerah prospek panas bumi pada daerah Gunung Lawu.

1.2 Tujuan Penelitian

Tujuan dalam penelitian ini adalah:

1. Mempelajari aplikasi metode gaya berat dalam eksplorasi panas bumi.
2. Membuat pemodelan struktur bawah permukaan daerah Gunung Lawu.
3. Melihat potensi panas bumi daerah Gunung Lawu.
4. Sebagai syarat kelulusan untuk meraih gelar Sarjana pada program studi Fisika

1.3 Pembatasan Masalah

Ruang lingkup atau batasan yang didefinisikan dalam penelitian ini adalah:

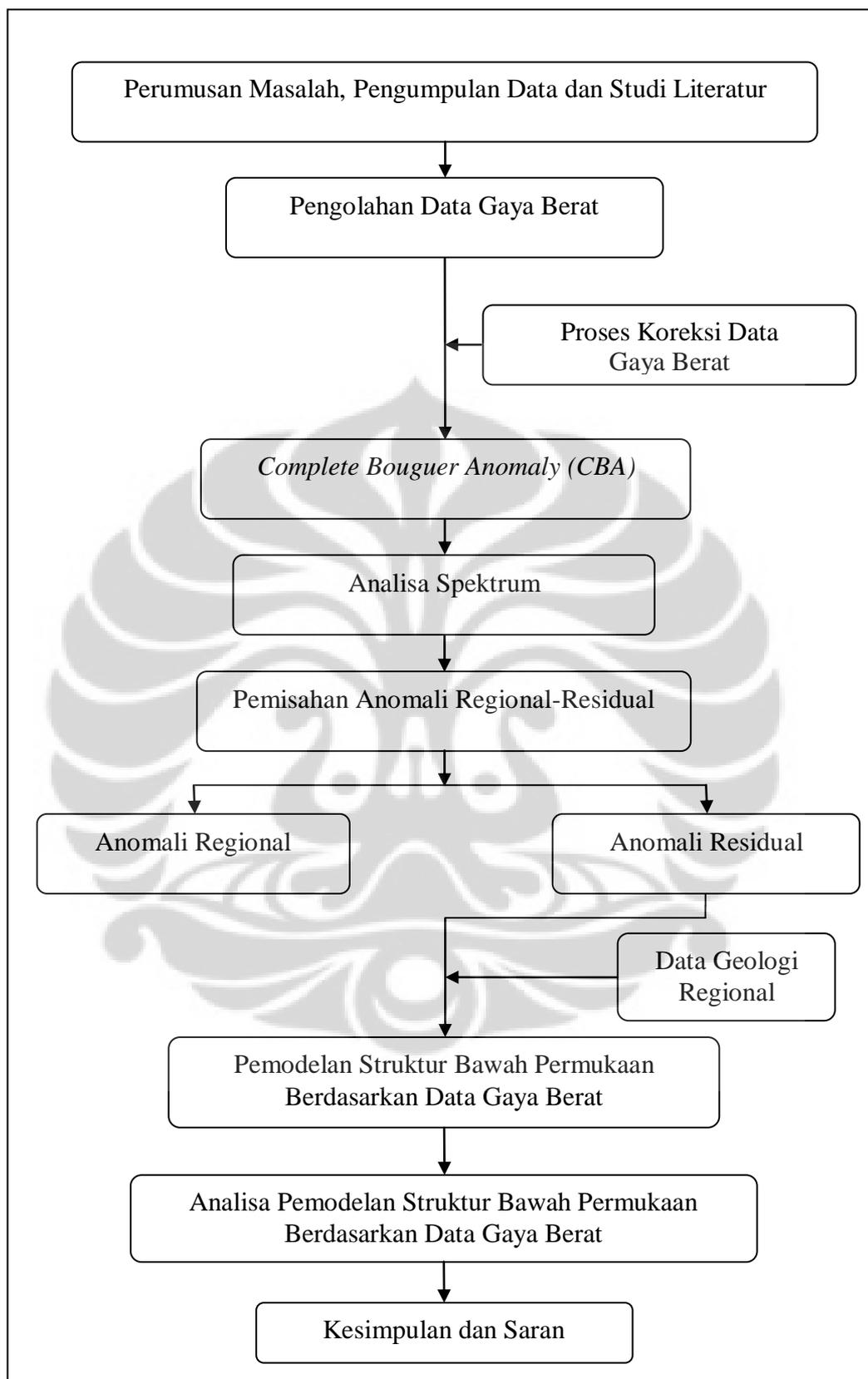
1. Penelitian ini menitikberatkan pada pembahasan dan analisa dengan menggunakan metode gaya berat pada daerah penelitian.
2. Data yang digunakan adalah data gaya berat observasi hasil pengukuran di lapangan (g_{read}).
3. Penelitian ini difokuskan pada analisa konsep sistem panas bumi (*geothermal*).

1.4 Metodologi Penelitian

Metode yang digunakan dalam penelitian untuk mendapatkan penyelesaian masalah dan mencapai tujuan diatas adalah:

1. Perumusan masalah dan pengumpulan data.
2. Studi literatur mengenai aspek-aspek eksplorasi panas bumi dan geologi regional di daerah penelitian. Studi literatur ini dilakukan dengan mengumpulkan dan mempelajari bahan pustaka yang berkaitan dan akan menunjang penelitian seperti laporan penelitian, buku, dan paper.
3. Pengolahan data gaya berat hasil observasi di lapangan, yang meliputi:
 - *Proses koreksi*, yaitu tahapan pengolahan data gaya berat hasil observasi di lapangan sehingga didapatkan nilai *Complete Bouguer Anomaly (CBA)*.
 - *Analisa Spektrum*, yaitu tahapan analisa spektrum gaya berat untuk menentukan kedalaman sumber-sumber anomali regional dan residual.
 - *Filtering*, yaitu tahapan pengolahan data gaya berat yang dilakukan untuk pemisahan anomali regional dan anomali residual, dan
 - *Gravity forward modeling*, yaitu tahapan pembuatan model penampang bawah permukaan berdasarkan data gaya berat.
4. Interpretasi, yaitu analisa hasil pengolahan data serta model struktur bawah permukaan yang telah dibuat untuk mendapatkan kesimpulan dan penyelesaian yang baik dari masalah yang dihadapi.
5. Pengambilan kesimpulan dan saran atau rekomendasi yang dapat didefinisikan dari hasil penelitian.

Seluruh metodologi penelitian ini digambarkan menjadi suatu diagram alir penelitian yang ditunjukkan pada Gambar 1.2.



Gambar 1.2 Diagram alir metodologi penelitian

1.5 Sistematika Penyajian Laporan

BAB I : PENDAHULUAN

Pada bab ini dibahas mengenai latar belakang, tujuan penelitian, pembatasan masalah, metodologi penelitian, dan sistematika penyajian laporan.

BAB II : TEORI DASAR

Pada bab ini dibahas mengenai teori dasar dan koreksi-koreksi dalam metode gaya berat. Selain itu, pada bab ini juga membahas tentang sistem panas bumi dan peranan metode gaya berat dalam eksplorasi panas bumi.

BAB III : PENGOLAHAN DATA

Pada bab ini dibahas mengenai pengolahan data gaya berat mulai dari pengolahan data lapangan (g_{read}) sehingga mendapatkan nilai anomali Bouguer, analisa spektrum, pemisahan anomali regional-residual sampai pemodelan struktur bawah permukaan.

BAB IV : HASIL DAN PEMBAHASAN

Pada bab ini dibahas mengenai hasil akhir dan analisa pengolahan data gaya berat yaitu peta kontur anomali Bouguer, analisa spektrum, peta kontur anomali regional dan residual serta model struktur bawah permukaan yang dikorelasikan dengan data geologi regional.

BAB V : KESIMPULAN DAN SARAN

Pada bab ini dituliskan kesimpulan dan saran atau rekomendasi yang dapat diambil dari dilakukannya penelitian ini.

BAB II

TEORI DASAR

2.1 Teori Dasar Metode Gaya Berat

2.1.1. Hukum Newton Tentang Gravitasi

Berdasarkan Hukum Newton, gaya (F) yang bekerja diantara dua partikel massa (m_1 dan m_2) dapat dinyatakan dalam persamaan:

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

dimana:

F = gaya antara dua partikel bermassa m_1 ke m_2

G = konstanta gravitasi universal ($6.672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$)

m_1 = massa benda 1

m_2 = massa benda 2

r = jarak antara dua partikel bermassa m_1 ke m_2

2.1.2 Percepatan Gravitasi

Hukum Newton kedua dapat dinyatakan dalam persamaan:

$$F = m \times a \quad (2.2)$$

dimana:

F = gaya yang menyebabkan partikel massa bergerak

m = massa partikel

a = percepatan

Pada metode gaya berat, percepatan (a) merupakan percepatan gravitasi (g) sehingga persamaan (2.2) menjadi

$$F = m \times g \quad (2.3)$$

Persamaan (2.1) dan (2.3) dapat digunakan untuk mendapatkan percepatan partikel dengan massa m_2 yang disebabkan oleh karena keberadaan partikel dengan massa m_1 . Percepatan partikel yang terjadi dapat dinyatakan dalam persamaan:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} = m_2 \times g$$

$$g = G \frac{m_1}{r^2} \quad (2.4)$$

Jika m_1 merupakan massa Bumi (M_e), maka g adalah percepatan gravitasi yang dinyatakan dalam persamaan:

$$g = G \frac{M_e}{R_e^2} \quad (2.5)$$

dimana R_e adalah jari-jari Bumi.

2.1.3 Potensial Gravitasi

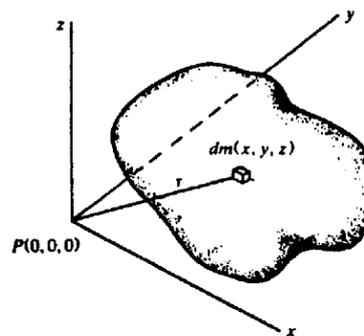
Medan gravitasi adalah medan konservatif, dimana usaha yang dilakukan untuk memindahkan suatu massa pada medan gravitasi tidak bergantung kepada lintasan tetapi hanya bergantung pada posisi awal dan posisi akhirnya (Telford et al, 1990).

Gravitasi merupakan vektor dengan arah lintasan sepanjang garis yang menghubungkan kedua pusat massa, dan gaya ini timbul sebagai fungsi potensial skalar (Rosid, 2005).

Fungsi potensial skalar, disebut *Newtonian* atau *potensial tiga dimensi*, dinyatakan dalam persamaan:

$$\begin{aligned} \nabla U(\vec{r}) &= -\frac{F(\vec{r})}{m_2} = -g(\vec{r}) \\ U(\vec{r}) &= \int_{\infty}^r (\nabla U) \cdot d\vec{r} = -\int_{\infty}^r g \cdot d\vec{r} \\ U(r) &= -Gm \int_{\infty}^r \frac{dr}{r^2} = G \frac{m}{r} \end{aligned} \quad (2.6)$$

dimana U adalah potensial.



Gambar 2.1 Potensial massa tiga dimensi. (Telford et al, 1990)

Berdasarkan persamaan (2.6), potensial yang disebabkan oleh elemen massa dm pada titik (x, y, z) dengan jarak r dari $P(0, 0, 0)$ adalah

$$dU = G \frac{dm}{r} = G\rho \frac{dxdydz}{r}$$

dimana $\rho(x, y, z)$ adalah densitas, dan $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$.

Potensial total dari massa adalah

$$U = G \int_x \int_y \int_z \left(\frac{\rho}{r} \right) dxdydz \quad (2.7)$$

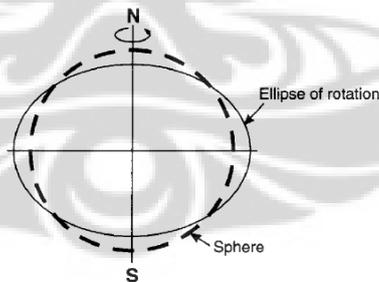
Karena g adalah percepatan gravitasi pada sumbu z (arah vertikal) dan dengan asumsi ρ konstan, maka

$$g = -\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right) = G\rho \int_x \int_y \int_z \frac{z}{r^3} dxdydz \quad (2.8)$$

2.2 Bentuk Bumi

2.2.1 Spheroid Referensi

Berdasarkan pengukuran oleh geodesi dan satelit, bumi diketahui memiliki bentuk hampir bulat sempurna seperti bola (*spheroidal*). Bumi yang melakukan rotasi menyebabkan bentuk bumi tidak bulat sempurna sehingga terjadi pemipihan pada kutub (*flattened*) dan pembesaran pada ekuator (*bulging*) (Gambar 2.2).



Gambar 2.2 Perbedaan bentuk bumi. (Reynolds, 1997)

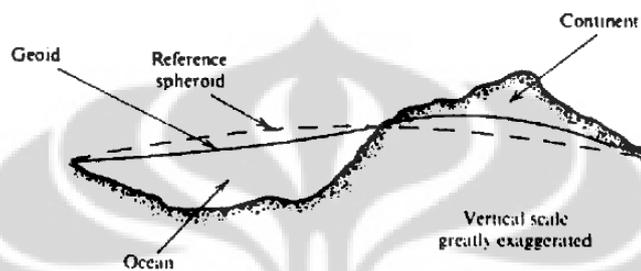
Spheroid Referensi adalah suatu elipsoid dengan pemipihan pada kutub yang merupakan perkiraan permukaan laut rata-rata dan efek massa di daratan telah dihilangkan (Telford et al, 1990).

2.2.2 Geoid

Spheroid referensi berlaku jika dianggap tidak terjadi undulasi di permukaan bumi (Rosid, 2005). Sementara pada kenyataannya, elevasi

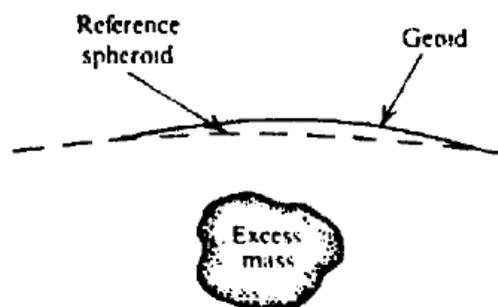
daratan sekitar 500 m dan elevasi maksimum daratan dengan depresi samudera sekitar 9000 m berdasarkan permukaan laut. Oleh karena hal tersebut maka digunakan geoid sebagai muka laut rata-rata.

Geoid dan spheroid referensi tidak pernah berada dalam satu garis yang sama. Di samudera posisi geoid lebih rendah daripada spheroid referensi, sementara di benua posisi geoid lebih tinggi daripada spheroid referensi (Gambar 2.3).



Gambar 2.3 Perbedaan posisi geoid dan spheroid referensi. (Telford et al, 1990)

Perbedaan posisi geoid dan spheroid referensi di benua dan samudra disebabkan karena efek tarikan massa batuan (Gambar 2.4). Di benua posisi geoid lebih tinggi daripada spheroid referensi karena efek tarikan massa batuan di atasnya. Sementara di samudera posisi geoid lebih rendah daripada spheroid referensi karena hilangnya efek tarikan massa batuan di atasnya akibat densitas air yang rendah (Telford et al, 1990).



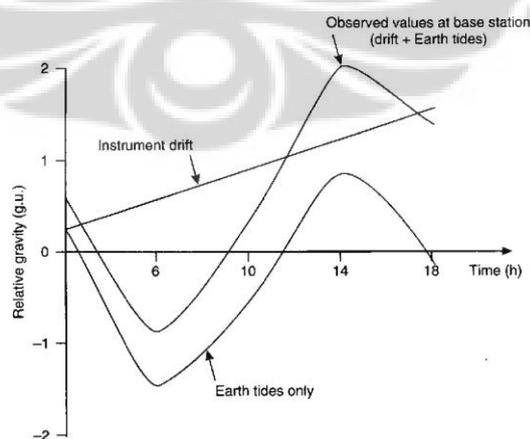
Gambar 2.4 Efek massa batuan yang mempengaruhi posisi geoid. (Telford et al, 1990)

2.3 Koreksi Metode Gaya Berat

Besar nilai gravitasi bergantung kepada lima faktor yaitu lintang, elevasi, topografi daerah sekitar pengukuran, pasang surut bumi dan variasi densitas di bawah permukaan (Telford et al, 1990). Eksplorasi gravitasi lebih menekankan pada perubahan besar nilai gravitasi oleh karena variasi densitas di bawah permukaan. Sementara nilai gravitasi yang terukur pada alat *gravimeter* tidak hanya berasal dari nilai gravitasi yang disebabkan oleh variasi densitas di bawah permukaan, tetapi juga dari keempat faktor lainnya. Koreksi dalam metode gravitasi diperlukan untuk menghilangkan faktor-faktor lain yang mempengaruhi besar nilai gravitasi sehingga didapatkan nilai gravitasi yang hanya disebabkan oleh pengaruh variasi densitas di bawah permukaan. Berikut adalah koreksi-koreksi yang dilakukan kepada data gravitasi lapangan (g_{read}):

2.3.1 Koreksi Pasang Surut Bumi (*Earth-Tide Correction*)

Koreksi ini dilakukan untuk menghilangkan efek benda-benda di luar bumi seperti matahari dan bulan yang dapat mempengaruhi nilai gravitasi di bumi. Posisi matahari dan bulan akan menghasilkan tarikan terhadap bumi sehingga menyebabkan terjadinya pasang surut muka air laut. Pasang surut muka air laut tersebut akan mempengaruhi pembacaan gravitasi di lapangan (Gambar 2.5).



Gambar 2.5 Koreksi pasang surut bumi. (Reynolds, 1997)

Koreksi pasang surut bumi diberikan oleh persamaan potensial berikut ini :

$$U_M = G_{(r)} \left(\frac{c}{R} \right)^3 \left[3 \left(\frac{1}{3} - \sin^2 \delta \right) \left[\frac{1}{3} - \sin^2 \Phi \right] - \sin 2\Phi \sin \delta \cos t + \cos^2 \Phi \cos^2 \delta \cos 2t \right] \quad (2.9)$$

dimana :

Φ = lintang

δ = deklinasi

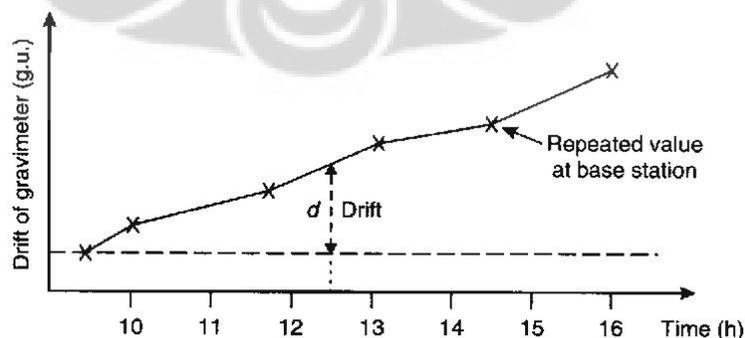
t = sudut waktu bulan

c = jarak rata-rata ke bulan

Koreksi dilakukan dengan cara mengurangi nilai gravitasi lapangan (g_{read}) terhadap besar nilai koreksi pasang surut bumi.

2.3.2 Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Koreksi apungan merupakan koreksi pada data gravitasi, sebagai akibat perbedaan pembacaan nilai gravitasi di stasiun yang sama pada waktu yang berbeda oleh alat *gravimeter* (Gambar 2.6). Perbedaan tersebut disebabkan karena terjadi guncangan pegas dan perubahan temperatur pada alat *gravimeter* selama proses perjalanan dari satu stasiun ke stasiun berikutnya.



Gambar 2.6 Koreksi apungan. (Reynolds, 1997)

Untuk menghilangkan efek ini, proses akuisisi data atau pengukuran dirancang dalam suatu lintasan tertutup sehingga besar penyimpangan tersebut dapat diketahui. Koreksi apungan diberikan oleh persamaan berikut ini :

$$D_n = \frac{g_{akhir} - g_o}{t_{akhir} - t_o} (t_n - t_o) \quad (2.10)$$

dimana :

- D_n = koreksi drift pada titik n
- g_{akhir} = pembacaan gravimeter pada akhir looping
- g_o = pembacaan gravimeter pada awal looping
- t_{akhir} = waktu pembacaan pada akhir looping
- t_o = waktu pembacaan pada awal looping
- t_n = waktu pembacaan pada stasiun n

Koreksi dilakukan dengan cara mengurangi nilai gravitasi lapangan (g_{read}) terhadap besar nilai koreksi apungan.

2.3.3 Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Koreksi lintang pada data gravitasi diperlukan sebagai akibat dari rotasi bumi. Rotasi bumi tersebut akan menyebabkan (Rosid, 2005):

- Bentuk bumi yang berubah pada ekuator (*bulging*) dan kutub (*flattened*) sehingga jari-jari di ekuator lebih besar dari jari-jari di kutub.
- Akumulasi massa (fluida) pada ekuator.
- Terjadinya percepatan centrifugal, yang maksimal terjadi di ekuator dan minimal terjadi di kutub.

Hasil dari rotasi bumi tersebut akan menyebabkan perbedaan nilai percepatan gravitasi di seluruh permukaan bumi, yaitu bervariasi dari ekuator ke kutub atau bervariasi terhadap lintang. Untuk menghilangkan

efek rotasi bumi yang mempengaruhi nilai gravitasi, dapat dinyatakan dalam persamaan umum gravitasi internasional (Reynolds, 1997):

$$g_{\phi} = g_0(1 + \alpha \sin^2 \phi - \beta \sin^2 2\phi) \quad (2.11)$$

Kemudian persamaan (2.11) disempurnakan sehingga didapatkan persamaan baru, yang dikenal sebagai Geodetic Reference System 1967 (GRS67), yaitu:

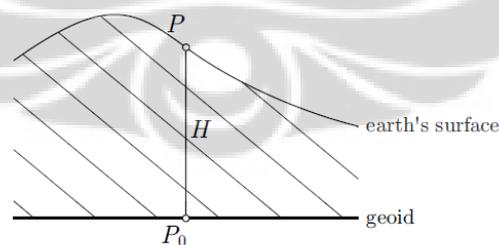
$$g(\Phi) = 978031.846(1 + 0.005278895 \sin^2 \Phi + 0.000023462 \sin^4 \Phi) \quad (2.12)$$

dengan Φ adalah sudut lintang dalam radian.

Koreksi dilakukan dengan cara mengurangi nilai gravitasi lapangan (*gobserve*) yang telah dirubah menjadi gravitasi absolut (*gabs*) terhadap besar nilai koreksi lintang.

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

Koreksi udara bebas merupakan koreksi yang disebabkan oleh karena pengaruh variasi ketinggian terhadap medan gravitasi bumi. Koreksi ini dilakukan untuk menarik bidang pengukuran (P) ke bidang datum yaitu bidang geoid (P_0) (Gambar 2.7).



Gambar 2.7 Koreksi Udara Bebas. (Wellenhof and Moritz, 2005)

Perhitungan koreksi udara bebas (*Free-air Correction*) dilakukan dengan cara (Rosid, 2005):

$$g = G \frac{M}{r^2}$$

$$dg = -2G \frac{M}{r^3} dr = -2 \frac{g}{r} dr$$

Jika pertambahan jari-jari dr dinyatakan dalam bentuk ketinggian di atas muka laut h maka:

$$\frac{dg}{dr} = \frac{dg}{h} = -2 \frac{g}{r} \quad (2.13)$$

dimana g adalah besar nilai gravitasi absolut dan r adalah jari-jari bumi.

Dengan memasukkan nilai g dan r ke dalam persamaan (2.13), maka besar koreksi udara bebas adalah:

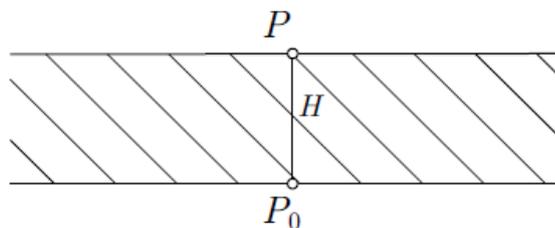
$$\delta g = -0.3086h \quad (2.14)$$

dimana h adalah ketinggian dalam pengukuran gravitasi.

Koreksi udara bebas (*Free-air Correction*) tidak memperhitungkan massa batuan yang terdapat di antara stasiun pengukuran dengan bidang geoid. Koreksi dilakukan dengan cara menambahkan atau mengurangi nilai gravitasi terhadap besar nilai koreksi udara bebas, tergantung kepada posisi stasiun pengukuran terhadap posisi bidang geoid.

2.3.5 Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

Koreksi Bouguer memperhitungkan massa batuan yang terdapat di antara stasiun pengukuran dengan bidang geoid. Koreksi ini dilakukan dengan menghitung tarikan gravitasi yang disebabkan oleh batuan berupa slab dengan ketebalan H dan densitas rata-rata ρ (Gambar 2.8).



Gambar 2.8 Koreksi Bouguer. (Wellenhof and Moritz, 2005)

Besar koreksi Bouguer diberikan oleh persamaan :

$$BC = 0,04185h\rho \quad (2.15)$$

dengan h adalah ketinggian dan ρ adalah densitas.

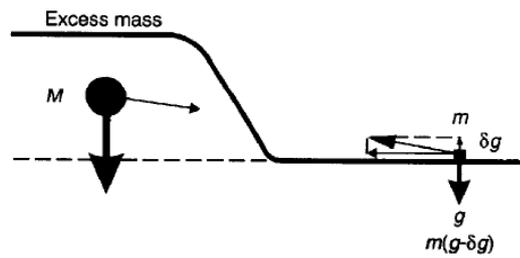
Densitas pada koreksi bouguer dapat ditentukan dengan berbagai cara yaitu (Rosid, 2005):

1. Mengasumsikan densitas batuan sebesar $\rho = 2.67 \text{ Mg/m}^3$ atau 2.67 g/cm^3 .
2. Melihat literatur yang dapat dipercaya.
3. Mengukur langsung dari sampel tangan (*hand sample*), *cutting*, atau inti batu (*core*).
4. Menggunakan Gamma-Gamma *density log*.
5. Mengekstrak nilai densitas dari kecepatan seismik.
6. Menggunakan *borehole gravity*.
7. Menggunakan metode Nettleton dan Parasnis.
8. Menghitung porositas batuan di lapangan.

Koreksi dilakukan dengan cara mengurangi atau menambahkan nilai gravitasi terhadap besar nilai koreksi bouguer, tergantung kepada tanda positif atau negatif (\pm) pada koreksi udara bebas. Tanda positif-negatif (\pm) pada koreksi Bouguer berbanding terbalik dengan tanda positif-negatif (\pm) pada koreksi udara bebas.

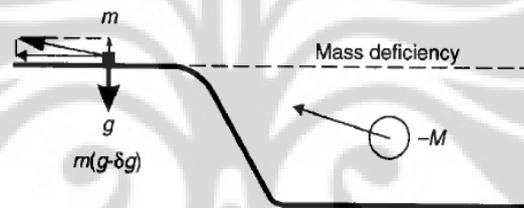
2.3.6 Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Koreksi medan diperlukan oleh karena setiap stasiun pengukuran gravitasi memiliki bentuk permukaan yang tidak datar atau memiliki undulasi. Jika stasiun pengukuran berada dekat dengan gunung, maka akan terdapat gaya ke atas yang menarik pegas pada gravimeter, sehingga akan mengurangi nilai pembacaan gravitasi (Gambar 2.9).



Gambar 2.9 Stasiun yang berada dekat dengan gunung. (Reynolds, 1997)

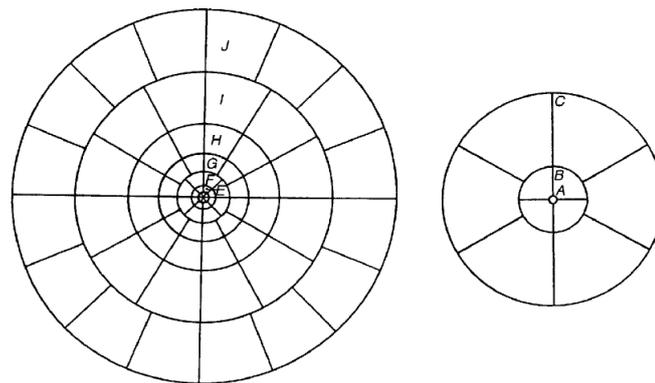
Sementara jika stasiun pengukuran berada dekat dengan lembah, maka akan ada gaya ke bawah yang hilang sehingga pegas pada gravimeter tertarik ke atas. Hal ini akan mengurangi nilai pembacaan gravitasi (Gambar 2.10).



Gambar 2.10 Stasiun yang berada dekat dengan lembah. (Reynolds, 1997)

Dengan demikian pada kedua kondisi tersebut, koreksi medan ditambahkan kepada nilai gravitasi.

Perhitungan besar nilai koreksi medan (*Terrain Correction*) dilakukan dengan menggunakan Hammer Chart (Gambar 2.11).



Gambar 2.11 Hammer Chart. (Reynolds, 1997)

Hammer Chart dikelompokkan berdasarkan besarnya radius dari titik pengukuran gravitasi, yaitu:

1. Inner Zone

Memiliki radius yang tidak terlalu besar sehingga bisa didapatkan dari pengamatan langsung di lapangan. Inner zone ini dapat dibagi menjadi beberapa zona:

- Zona B : radius 6,56 ft dan dibagi menjadi 4 sektor
- Zona C : radius 54,6 ft dan dibagi menjadi 6 sektor

2. Outer Zone

Memiliki radius yang cukup jauh, sehingga biasanya perbedaan ketinggian dengan titik pengukuran gravitasi menggunakan analisa peta kontur. Outer zone dibagi menjadi beberapa zona:

- Zona D : radius 175 ft dan dibagi menjadi 6 sektor.
- Zona E : radius 558 ft dan dibagi menjadi 8 sektor.
- Zona F : radius 1280 ft dan dibagi menjadi 8 sektor.
- Zona G : radius 2936 ft dan dibagi menjadi 12 sektor.
- Zona H : radius 5018 ft dan dibagi menjadi 12 sektor.
- Zona I : radius 8575 ft dan dibagi menjadi 12 sektor.
- Zona J : radius 14612 ft dan dibagi menjadi 12 sektor.

- Zona K sampai M, masing-masing dibagi menjadi 12 sektor.

Koreksi medan pada tiap sektor dihitung dengan menggunakan persamaan:

$$TC = 0,04191 \frac{\rho}{n} r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2} \quad (2.16)$$

Sehingga besar nilai koreksi medan pada setiap stasiun pengukuran gaya berat adalah total dari koreksi medan (TC) sektor-sektor dalam satu stasiun pengukuran tersebut.

Setelah melakukan proses koreksi diatas, maka akan didapatkan nilai yang disebut anomali Bouguer (*Bouguer Anomaly*). Anomali Bouguer adalah anomali yang disebabkan oleh variasi densitas secara lateral pada batuan di kerak bumi yang telah berada pada bidang referensi yaitu bidang geoid. Persamaan untuk mendapatkan nilai anomali Bouguer (g_{AB}) adalah

$$\begin{aligned} g_{obs} &= g_{read} - g_{tidal} - g_{drift} \\ g_{AB} &= g_{obs} - g_{\emptyset} + g_{FA} - g_B + TC \end{aligned} \quad (2.17)$$

dimana:

g_{read} = Nilai pembacaan gravitasi di lapangan

g_{tidal} = Koreksi pasang surut

g_{drift} = Koreksi apungan

g_{\emptyset} = Koreksi lintang

g_{FA} = Koreksi udara bebas

g_B = Koreksi bouguer

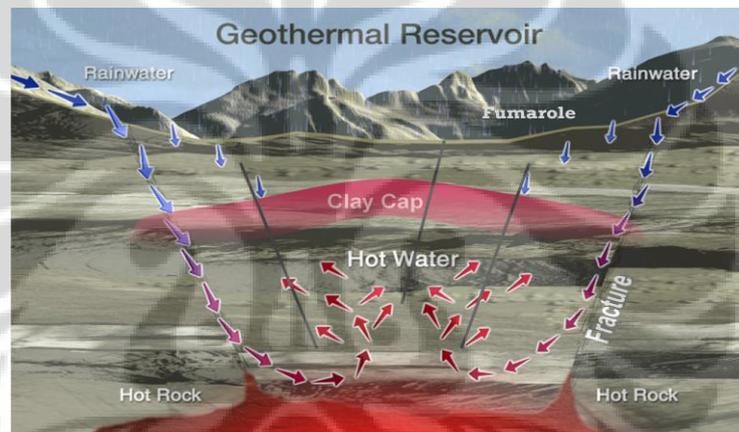
TC = Koreksi medan

Nilai anomali Bouguer di atas sering disebut sebagai *Complete Bouguer Anomaly* (CBA). Sedangkan anomali Bouguer yang didapatkan tanpa memasukkan koreksi medan ke dalam perhitungan disebut *Simple Bouguer Anomaly* (SBA). Sementara nilai lain yang biasa digunakan untuk survei daerah laut adalah *Free-Air Anomaly* (FA Anomaly). FA anomaly adalah

nilai anomali Bouguer yang tidak memperhitungkan efek massa batuan sehingga tidak memasukkan koreksi Bouguer ke dalam perhitungan.

2.4 SISTEM PANAS BUMI

Secara umum panas bumi merupakan suatu bentuk energi panas yang tersimpan dalam batuan di bawah permukaan bumi dan fluida yang terkandung didalamnya. Sementara sistem panas bumi adalah suatu sistem yang memungkinkan terjadinya pergerakan fluida dari daerah *meteoric recharge* ke dalam reservoir yang berada di atas sumber panas (*heat source*) (Gambar 2.12).



Gambar 2.12 Sistem panas bumi. (Daud, 2010)

Suatu daerah dikatakan memiliki sistem panas bumi jika memenuhi syarat-syarat berikut ini:

2.4.1 Sumber Panas (*Heat Source*)

Sumber panas pada sistem panas bumi dapat terdiri dari intrusi batuan, dapur magma (*magma chambers*) atau gradien temperatur dimana semakin ke dalam temperatur semakin meningkat. Sistem panas bumi dengan sumber panas yang berasal dari intrusi batuan atau magma biasa ditemukan pada daerah gunung api (*volcanic*). Sementara sistem panas bumi dengan sumber panas yang berasal dari gradien temperatur biasa

ditemukan pada daerah lempeng tektonik aktif dan cekungan sedimen (*sedimentary basins*).

Magma sebagai sumber panas yang umum pada sistem panas bumi terjadi karena proses pelelehan di mantel (*partial melting*). Proses pelelehan tersebut dapat disebabkan oleh penurunan tekanan di mantel atau penurunan temperatur sebagai akibat masuknya air dari permukaan bumi selama proses subduksi (Sigurdsson, 2000).

Sementara dapur magma (*magma chambers*) secara umum dibagi menjadi tiga (Marsh, 2000), yaitu:

- Sills dan dikes merupakan batuan lokal dengan bentuk paralel. Dikes berperan sebagai jalur transport magma dan sills sebagai tempat menyimpan magma. Ketebalan sills dan dikes dapat mencapai beberapa centimeter sampai lebih dari satu kilometer.
- Necks, Plugs dan Stocks merupakan batuan intrusi yang memiliki bentuk silinder vertikal. Diameter batuan dapat mencapai 100 m sampai 1.5 km.
- Plutons merupakan batuan dengan bentuk seperti bola yang berada di daerah vulkanik yang terhubung dengan subduksi lempeng (*plate subduction*). Plutons memiliki diameter sekitar 2-10 km.

Sumber panas mengalirkan panas melalui tiga proses yaitu konduksi, konveksi dan radiasi (Gupta and Roy, 2007). Pada sistem panas bumi, perpindahan panas biasa terjadi melalui proses konduksi dan konveksi. Konduksi merupakan proses transfer energi kinetik dari molekul atau atom suatu benda yang panas kepada benda yang lebih dingin. Proses perpindahan panas secara konduksi terjadi pada bagian bumi yang padat yaitu litosfer. Sementara konveksi adalah proses transfer panas dengan melibatkan perpindahan massa molekul-molekul dari satu tempat ke tempat lainnya. Transfer panas secara konveksi terjadi pada bagian bumi yang cair (*viscous*) yaitu astenosfer.

2.4.2 Fluida Panas Bumi (*Geothermal Fluid*)

Tipe-tipe fluida panas bumi (Moehadi, 2009):

- *Juvenile water*, merupakan air “baru” yang berasal dari magma primer yang kemudian menjadi bagian dari hidrosfera.
- *Magmatic water*, merupakan air yang berasal dari magma, sejak magma bersatu dengan air meteorik atau air dari material sedimen.
- *Meteoric water*, merupakan air yang berada di lingkungan atmosfera.
- *Connate water*, merupakan “fosil” air yang berhubungan dengan atmosfera selama periode geologi yang panjang. Air ini tertutup oleh formasi batuan yang tebal dimana di dalam cekungan sedimentasi connate water merupakan air yang umumnya dihasilkan dari laut, tetapi telah mengalami perubahan oleh proses fisika dan kimia.

Fluida tersebut akan terakumulasi pada reservoir dan dipanaskan oleh sumber panas (*heat source*).

2.4.3 Reservoir Panas Bumi (*Geothermal Reservoir*)

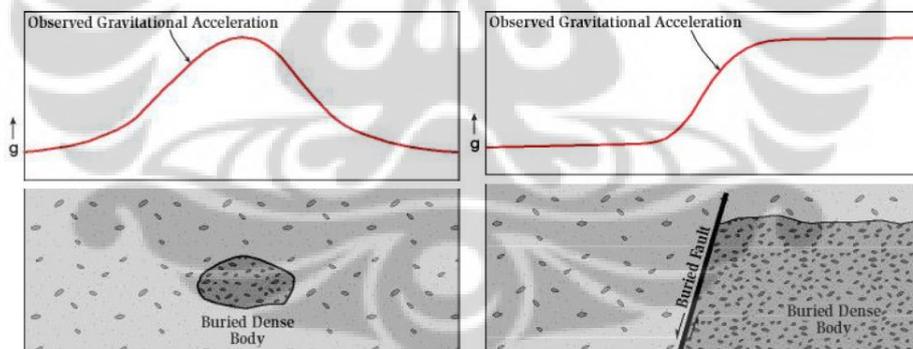
Reservoir panas bumi merupakan batuan yang memiliki porositas dan permeabilitas yang baik sehingga fluida dapat terakumulasi untuk dipanaskan oleh sumber panas. Selain memiliki porositas dan permeabilitas yang baik, reservoir panas bumi dikatakan produktif dengan syarat memiliki volume yang besar, suhu yang tinggi dan jumlah fluida yang banyak. Panas dari fluida pada batuan reservoir akan diekstrak untuk digunakan sebagai sumber energi panas bumi.

2.4.4 Batuan Penutup (*Cap Rock*)

Batuan penutup atau *cap rock* pada sistem panas bumi berguna untuk menjaga agar panas yang berasal dari reservoir tidak keluar ke permukaan. Batuan penutup memiliki karakteristik yaitu permeabilitas yang rendah, tebal dan berada diatas reservoir. Pada batuan penutup sering terjadi proses alterasi yang disebabkan oleh interaksi fluida saat melewati batuan sehingga dapat menjadi indikator adanya sistem panas bumi pada suatu daerah.

2.5 Peranan Metode Gaya Berat Dalam Eksplorasi Panas Bumi

Survei geofisika merupakan satu-satunya cara untuk memetakan struktur bawah permukaan selain melakukan pemboran. Kelebihan survei geofisika dibandingkan pemboran adalah dapat melakukan survei pada area yang besar dalam waktu singkat dan biaya yang lebih terjangkau. Dalam eksplorasi panas bumi, survei geofisika digunakan untuk memetakan sumber panas, luas area reservoir, zona pergerakan fluida dan potensi energi panas bumi yang tersedia (Gupta and Roy, 2007). Sementara target utama dalam program eksplorasi adalah untuk memetakan zona permeabilitas tinggi (Lumb, 1981). Anomali geofisika pada suatu daerah prospek panas bumi biasa disebabkan oleh kontras sifat fisika dari batuan atau fluida di reservoir dengan daerah sekitarnya. Sifat fisika yang umumnya menjadi target eksplorasi geofisika adalah densitas, resistivitas dan lain-lain. Salah satu metode geofisika yang digunakan dalam eksplorasi panas bumi adalah metode gaya berat (*gravity*). Metode gaya berat digunakan untuk memetakan struktur pada sistem panas bumi yaitu graben, basins, faults dan intrusi batuan (Gambar 2.13).



Gambar 2.13 Pemetaan struktur bawah permukaan dengan menggunakan metode gaya berat. (Mariita, 2007)

BAB III

PENGOLAHAN DATA

3.1 Anomali Gaya Berat (*Bouguer Anomaly*)

Data yang digunakan untuk diolah lebih lanjut adalah data hasil pengukuran gaya berat di lapangan (g_{read}). Pengolahan data hasil pengukuran di lapangan bertujuan untuk menghilangkan pengaruh-pengaruh yang tidak diinginkan pada data hasil pengukuran di lapangan (g_{read}). Pengolahan data untuk mendapatkan nilai anomali gaya berat (*Bouguer Anomaly*) dilakukan dengan menggunakan program Ms. Excel.

Pengolahan data dilakukan dengan cara melakukan koreksi-koreksi, yang telah dijelaskan pada bab sebelumnya, terhadap data hasil pengukuran gaya berat di lapangan. Sebelum melakukan koreksi-koreksi tersebut, data hasil pengukuran gaya berat di lapangan (g_{read}) terlebih dahulu dikonversi sehingga mendapatkan nilai g_{read} dalam satuan mgal. Proses selanjutnya adalah melakukan koreksi pasang surut bumi (*earth-tide Correction*) dan koreksi apungan (*drift correction*). Dengan melakukan koreksi apungan, maka nilai gaya berat pada setiap base camp akan sama. Nilai base camp yang sama tersebut dapat menjadi acuan benar atau salah pengolahan data koreksi apungan yang dilakukan. Hasil yang didapatkan setelah melakukan koreksi pasang surut bumi dan koreksi apungan disebut gobserve (g_{obs}) (3.1).

$$g_{obs} = g_{read} - g_{tidal} - g_{drift} \quad (3.1)$$

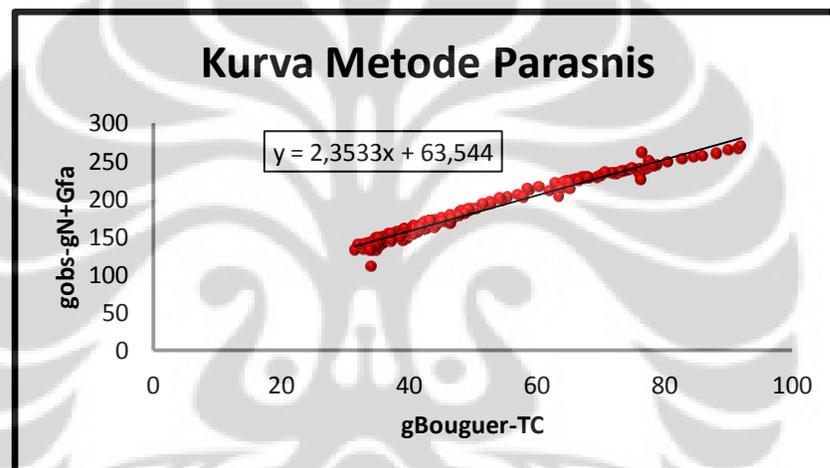
Setelah mendapatkan nilai gobserve untuk setiap stasiun, pengolahan data dilanjutkan dengan melakukan secara berturut-turut koreksi lintang (*latitude correction*), koreksi udara bebas (*free-air correction*), koreksi Bouguer (*Bouguer correction*), koreksi medan (*terrain correction*). Pada koreksi Bouguer, metode yang digunakan untuk mencari densitas batuan rata-rata pada daerah penelitian adalah metode Parasnis. Metode Parasnis mencari densitas batuan dengan cara

memplot nilai koreksi Bouguer dikurangi koreksi medan ($g_{\text{bouguer}} - TC$) terhadap nilai anomali udara bebas ($g_{\text{obs}} - g_{\phi} + g_{FA}$) (3.2).

$$(g_{\text{obs}} - g_N + g_{FA}) = \rho(g_{\text{bouguer}} - TC) \quad (3.2)$$

$\underbrace{\hspace{10em}}_y \quad \downarrow \quad \underbrace{\hspace{10em}}_x$
 m

Kemudian dibuat suatu garis linear untuk mendapatkan gradien dari kurva tersebut (Gambar 3.1). Nilai gradien ini yang merupakan densitas batuan rata-rata pada daerah penelitian.



Gambar 3.1 Kurva Metode Parasnis.

Hasil akhir yang didapatkan setelah melakukan pengolahan data adalah nilai gaya berat yang hanya disebabkan oleh pengaruh ketidakseragaman densitas di bawah permukaan atau yang sering disebut sebagai anomali gaya berat (*Bouguer Anomaly*) (3.3).

$$g_{AB} = g_{\text{obs}} - g_{\phi} + g_{FA} - g_B + TC \quad (3.3)$$

Setelah melakukan koreksi-koreksi tersebut, hasil anomali gaya berat (*Bouguer Anomaly*) dibuat menjadi suatu kontur yang bertujuan untuk memudahkan dalam proses interpretasi. Proses pembuatan kontur dilakukan dengan menggunakan

program Surfer 9. *Input* untuk pembuatan kontur menggunakan Surfer 9 adalah koordinat (x dan y) titik pengukuran dan nilai anomali Boguer pada titik tersebut.

3.2 Analisa Spektrum

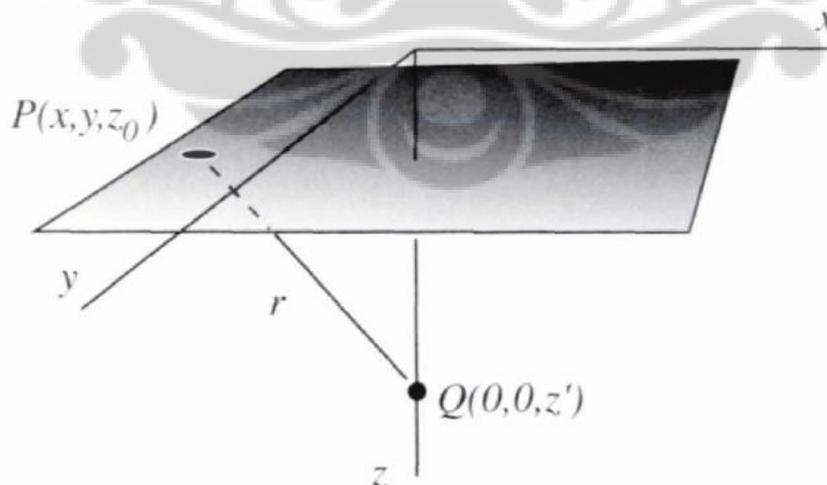
Analisa spektrum bertujuan untuk memperkirakan kedalaman suatu benda anomali gaya berat di bawah permukaan (Widianto, 2008). Metode analisa spektrum menggunakan transformasi Fourier yang berguna untuk mengubah suatu fungsi dalam jarak atau waktu menjadi suatu fungsi dalam bilangan gelombang atau frekuensi (Blakely, 1995).

Transformasi Fourier suatu fungsi $f(x)$ dapat dituliskan sebagai berikut (Blakely, 1995):

$$F[f] = \int_{-\infty}^{\infty} f(x)e^{-ikx} dx$$

Suatu bidang horisontal P berada pada ketinggian z_0 dan Q merupakan suatu titik yang berada pada sumbu z ($0,0,z'$) dengan $z' > z_0$ (Gambar 3.2). Sementara r merupakan jarak antara titik P dan titik Q. Transformasi Fourier dua dimensi dari $1/r$ (Blakely, 1995) adalah

$$F\left[\frac{1}{r}\right] = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{x^2+y^2+(z_0-z')^2}} e^{-i(k_x x+k_y y)} dx dy \quad (3.4)$$



Gambar 3.2 Sistem koordinat untuk penurunan transformasi Fourier. Medan diukur pada permukaan horisontal z_0 dan sumber berada di sumbu z pada z' . (Blakely, 1995)

Persamaan (3.4) dapat disederhanakan dengan syarat fungsi $1/r$ adalah silinder simetri (*cylindrically symmetrical*) di sekitar sumbu z dan merubah integral ke koordinat bola. Jika kita anggap

$$x = a \cos \theta, y = a \sin \theta, k_x = k \cos \phi, k_y = k \sin \phi$$

$$a = \sqrt{x^2 + y^2}, k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}, w = z_0 - z'$$

Sehingga transformasi Fourier dua dimensi dari $1/r$ menjadi

$$\begin{aligned} F\left[\frac{1}{r}\right] &= \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{1}{\sqrt{a^2 + w^2}} e^{-iak \cos(\theta - \phi)} a da d\theta \\ &= \int_0^\infty \frac{1}{\sqrt{a^2 + w^2}} \left[\int_0^{2\pi} e^{-iak \cos \theta} d\theta \right] a da \end{aligned} \quad (3.5)$$

Integral sepanjang θ memiliki bentuk fungsi Bessel zeroth-order

$$J_0(z) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} e^{-iz \cos \theta} d\theta$$

dan kemudian memasukkannya ke persamaan transformasi Fourier (3.5) sehingga menghasilkan

$$F\left[\frac{1}{r}\right] = \int_0^\infty \frac{1}{\sqrt{a^2 + w^2}} J_0(ak) a da \quad (3.6)$$

dengan:

$$J_0(ak) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} e^{-iak \cos \theta} d\theta$$

Solusi persamaan (3.6) menggunakan transformasi Hankel yaitu

$$F\left[\frac{1}{r}\right] = 2\pi \int_0^\infty f(a) J_0(ak) a da \quad (3.7)$$

dengan:

$$f(a) = \frac{1}{\sqrt{a^2 + w^2}}$$

Berdasarkan tabel transformasi Hankel (Bracewell, 2000) yang terdapat pada Lampiran 2, solusi persamaan menggunakan transformasi Hankel adalah

$$f(a) = \frac{1}{(a^2 + w^2)^{\frac{1}{2}}} \rightarrow F(k) = \frac{e^{kw}}{k}$$

sehingga persamaan (3.7) menjadi

$$F\left[\frac{1}{r}\right] = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0 - z')}}{|k|} \quad (3.8)$$

Berdasarkan persamaan (3.8), transformasi Fourier dari suatu medan potensial gravitasi pada bidang horizontal dinyatakan dalam persamaan:

$$\begin{aligned} U &= Gm \frac{1}{r} \\ F[U] &= Gm F\left[\frac{1}{r}\right] \\ &= 2\pi Gm \frac{e^{|k|(z_0 - z')}}{|k|} \end{aligned} \quad (3.9)$$

dimana:

U = potensial gravitasi

G = konstanta gravitasi

m = massa

r = jarak antar 2 titik

Sehingga persamaan transformasi Fourier suatu anomali gravitasi (percepatan gravitasi) pada bidang horizontal adalah

$$\begin{aligned} g_z &= \frac{\partial U}{\partial z} \\ F[g_z] &= \frac{\partial F[U]}{\partial z} \\ &= 2\pi Gme^{|k|(z_0 - z')} \end{aligned} \quad (3.10)$$

dimana:

g_z = anomali gaya berat

k = bilangan gelombang

z_0 = ketinggian titik pengamatan

z' = kedalaman benda anomali

Berdasarkan persamaan (3.10), transformasi Fourier suatu anomali gravitasi menjadi:

$$A = C e^{|k|(z_0 - z')} \quad (3.11)$$

dimana:

A = amplitudo

C = konstanta

k = bilangan gelombang

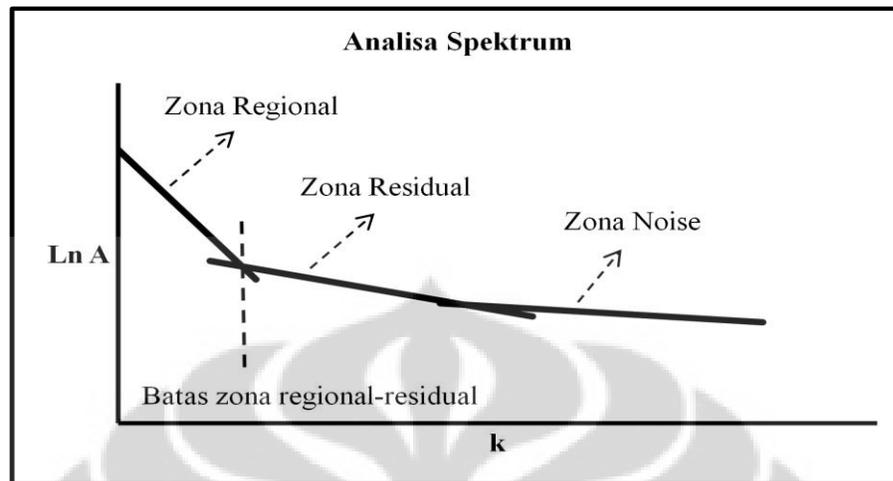
$z_0 - z'$ = kedalaman

Dengan melakukan operasi matematika logaritma pada persamaan (3.11), maka didapatkan hubungan antara amplitudo, bilangan gelombang dan kedalaman benda anomali yang dinyatakan dalam persamaan:

$$\ln A = (z_0 - z')|k| \quad (3.12)$$

Berdasarkan persamaan (3.12), kedalaman benda anomali ($z_0 - z'$) merupakan nilai kemiringan (gradien) dari grafik hubungan antara $\ln A$ dan k (Gambar 3.3). Pada gambar tersebut, zona regional berada pada bagian kiri dan zona regional berada di bagian tengah kurva analisa spektrum. Sementara zona noise terletak pada bagian kanan kurva analisa spektrum.

Input untuk proses analisa spektrum adalah jarak antar titik pengukuran dan nilai anomali gaya berat hasil *slice* dari kontur anomali gaya berat (*Bouguer anomaly*).



Gambar 3.3 Grafik hubungan antara amplitudo dan bilangan gelombang pada analisa spektrum.

3.3 Pemisahan Anomali Regional-Residual

Anomali Bouguer merupakan suatu nilai anomali gaya berat yang disebabkan oleh perbedaan densitas batuan pada daerah dangkal dan daerah yang lebih dalam di bawah permukaan. Efek yang berasal dari batuan pada daerah dangkal disebut anomali residual, sementara efek yang berasal dari batuan pada daerah yang lebih dalam disebut anomali regional. Proses ini bertujuan untuk memisahkan antara anomali residual dengan anomali regional yang terdapat pada anomali Bouguer. Selain itu, hasil pemisahan anomali regional-residual berguna sebagai bahan untuk interpretasi kualitatif tentang kondisi bawah permukaan sebelum melakukan pembuatan model struktur bawah permukaan (interpretasi kuantitatif).

Pemisahan anomali regional-residual dilakukan dengan menggunakan metode polinomial. Persamaan polinomial dinyatakan dalam persamaan (contoh persamaan polinomial orde-1):

$$\Delta g_i = c_1 + c_2 x_i + c_3 y_i \quad (3.13)$$

dimana:

Δg_i = anomali gaya berat

c_1, c_2, c_3 = konstanta polinomial

x_i dan y_i = koordinat stasiun pengukuran gaya berat

Proses awal pada pemisahan anomali regional-residual dengan menggunakan metode polinomial adalah mencari nilai konstanta polinomial. Jika persamaan (3.13) dituliskan untuk semua data maka diperoleh sistem persamaan yang dapat dinyatakan dalam bentuk matriks $\mathbf{d} = \mathbf{Gm}$:

$$\begin{bmatrix} \Delta g_1 \\ \Delta g_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \Delta g_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & x_1 & y_1 \\ 1 & x_2 & y_2 \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ 1 & x_i & y_i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} c_1 \\ c_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ c_i \end{bmatrix} \quad (3.14)$$

dimana:

\mathbf{d} = matriks data

\mathbf{G} = matriks kernel

\mathbf{m} = matriks konstanta polinomial

Untuk menghitung nilai konstanta polinomial pada persamaan (3.14) dilakukan operasi matematika:

$$\mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (3.15)$$

Setelah mendapatkan nilai konstanta polinomial, nilai tersebut dimasukkan ke dalam persamaan (3.13) untuk mendapatkan nilai anomali regional. Sementara anomali residual (\mathbf{R}) didapatkan dengan mengurangi nilai anomali Bouguer (\mathbf{AB}) dengan nilai anomali regional (\mathbf{Z}) (3.16).

$$\mathbf{R} = \mathbf{AB} - \mathbf{Z} \quad (3.16)$$

3.4 Pemodelan Struktur Bawah Permukaan

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

Pemodelan ke depan dilakukan dengan menggunakan program Grav2D yang terdapat di laboratorium Geofisika Universitas Indonesia. *Input* dari program Grav2D adalah data jarak antar stasiun, data ketinggian (topografi) dan data anomali residual tiap stasiun. Ketiga data tersebut didapatkan dengan melakukan proses *slice* pada kontur anomali residual dan topografi. Setelah memasukkan *input* data ke program Grav2D, dilakukan pembuatan model dengan memasukkan suatu *body* dengan densitas tertentu sehingga menghasilkan respon yang cocok atau *fit* dengan data lapangan. Dengan adanya informasi tambahan yang berasal dari data geologi atau data sumur dapat membantu dalam pembuatan model. Model tersebut yang akan menjadi representasi kondisi bawah permukaan di daerah pengukuran dan menjadi bahan untuk melakukan interpretasi lebih lanjut (interpretasi kuantitatif).

BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1 Geologi Regional

Provinsi Jawa Tengah merupakan salah satu provinsi di Negara Kesatuan Republik Indonesia yang terletak di tengah Pulau Jawa. Karakteristik fisik Provinsi Jawa Tengah mempunyai bentuk bervariasi yang tidak lepas dari proses pembentukannya. Sebagaimana layaknya kepulauan yang terjadi karena tumbukan lempeng, di Provinsi Jawa Tengah terdapat busur gunung berapi yang tumbuh pada zona lemah sehingga terdapat beberapa gunung berapi di atasnya. Gunung Lawu adalah salah satu contoh gunung api yang terdapat di Provinsi Jawa Tengah.

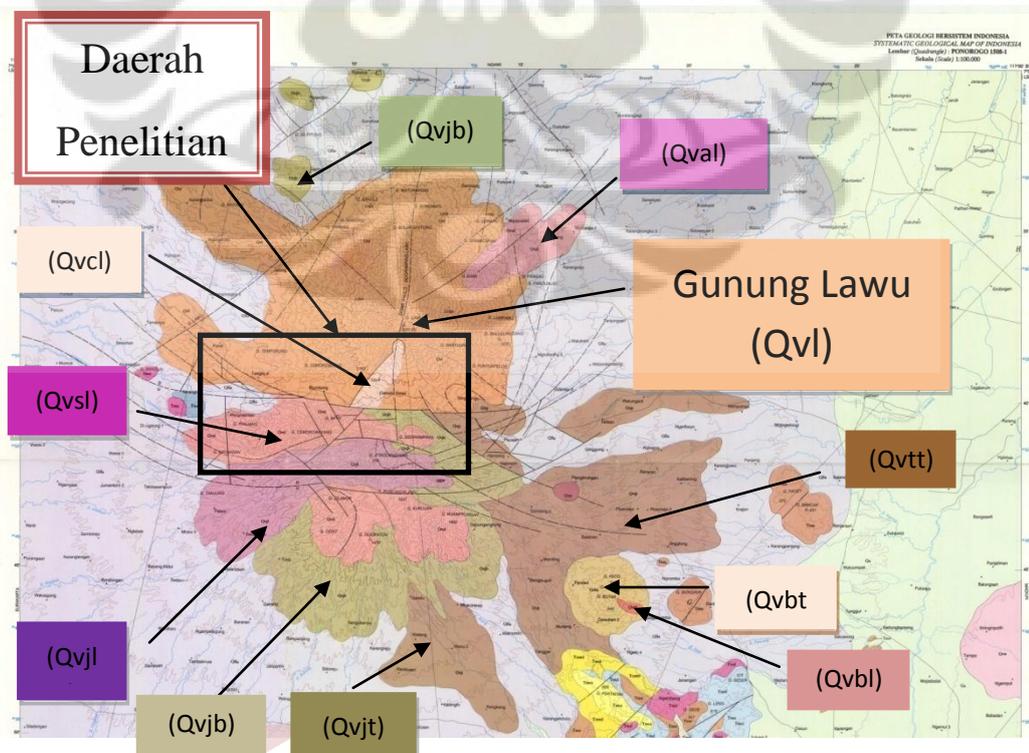
Gunung Lawu berada di daerah Tawangmangu, Karanganyar, Provinsi Jawa Tengah dan termasuk dalam jalur gunung api kuartar (*Quaternary*). Perbukitan di utara S. Tirtomoyo merupakan perbukitan lipatan berarah timur laut-barat daya. Sementara perbukitan tinggi di selatannya selain terlipatkan juga tersesarkan. Beberapa tonjolan morfologi dibentuk oleh batuan terobosan. Secara morfogenesis perbukitan tersebut dipengaruhi oleh struktur (lipatan, sesar) dan sifat litologi.

Gunung Lawu terbentuk akibat kegiatan penunjaman lempeng Samudera Hindia di selatan P.Jawa, yang sejak permulaan Tersier bergeser ke selatan dan mengalami penggiatan lagi selama akhir jenjang Aquitanian. Gaya mampatan yang ditimbulkan menyebabkan terbentuknya pelipatan berarah timur laut-barat daya. Sementara penunjaman pada Kuartar yang terus menerus menghasilkan kegunungapian Lawu. Pada permulaan Plistosen berlangsung kegiatan G.Jobolarangan atau Lawu Tua, yang selanjutnya diikuti oleh ambruknya lereng utara gunung api di sepanjang sesar Cemorsewu kira-kira pada pertengahan Plistosen. Akhirnya, kegiatan magmatisma selanjutnya membentuk kerucut Lawu Muda di pinggiran utara sesar.

Menurut tataan stratigrafi, batuan gunung api Kuartar Kompleks Lawu yang bersusunan andesit menindih tak selaras satuan yang lebih tua. Kumpulan batumannya dibedakan menjadi kelompok:

- Jobolarangan atau Lawu Tua yang berumur Plistosen
 - Tuf Jobolarangan (Qvjt)
 - Tuf Butak (Qvbt)
 - Lava Butak (Qvbl)
 - Tuf Tambal (Qvtt)
 - Breksi Jobolarangan (Qvjb)
 - Lava Sidoramping (Qvsl)
 - Lava Jobolarangan (Qvjl)
- Lawu Muda yang berumur Holosen
 - Batuan Gunung Api Lawu (Qvl)
 - Lava Anak (Qval)
 - Lava Condrodimuko (Qvcl)
 - Lahar Lawu (Qlla)

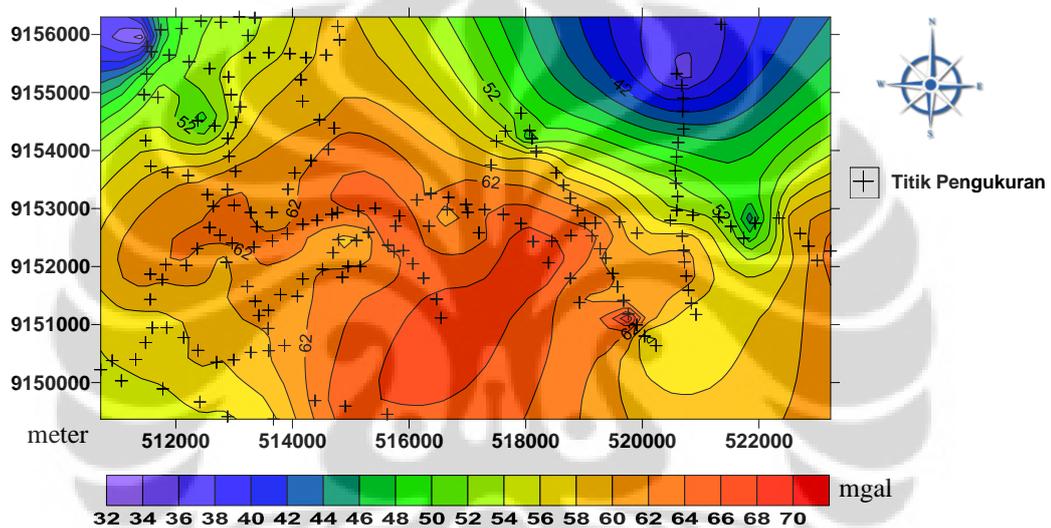
Berikut adalah gambar geologi regional Gunung Lawu (Gambar 4.1):



Gambar 4.1 Peta geologi regional gunung lawu. (Sampurno and Samodra, 1997)

4.2 Anomali Gaya Berat (*Bouguer Anomaly*)

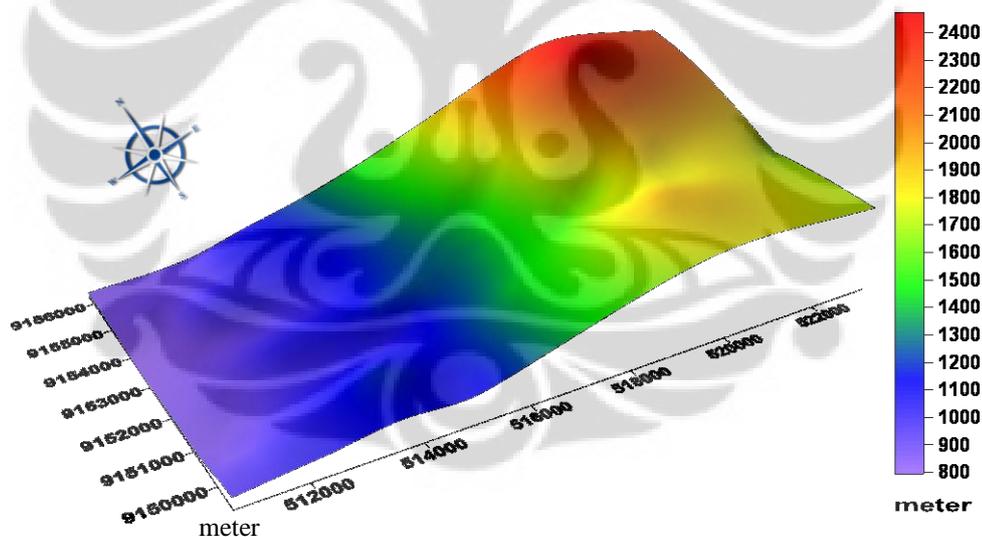
Setelah melakukan pengolahan terhadap data lapangan, maka didapatkan nilai anomali gaya berat (*Bouguer anomaly*). Untuk melakukan proses interpretasi terhadap hasil pengolahan data, dilakukan pembuatan kontur nilai anomali gaya berat (*Bouguer anomaly*). Luas daerah penelitian gaya berat adalah sekitar 6 x 10 km dengan jarak atau spasi antar titik pengukuran pada peta kontur adalah 350 m dan interval kontur yang digunakan adalah 2 mgal. Hasil pembuatan kontur anomali gaya berat (*Bouguer anomaly*) ditunjukkan pada Gambar 4.2:



Gambar 4.2 Peta anomali gaya berat (*Bouguer anomaly*) beserta titik pengukuran gaya berat.

Berdasarkan peta anomali gaya berat terlihat bahwa nilai anomali pada daerah penelitian berkisar antara 32 mgal - 70 mgal. Nilai anomali tinggi berada pada daerah penelitian bagian barat daya dengan nilai berkisar antara 60 mgal – 70 mgal. Nilai anomali tinggi tersebut diperkirakan berasal dari batuan yang memiliki densitas tinggi. Berdasarkan peta geologi regional (Gambar 4.1), daerah dengan anomali tinggi ini merupakan kompleks Lawu Tua dengan batuan yang umumnya berumur Plistosen. Sementara nilai anomali rendah berada pada daerah penelitian bagian timur laut dengan nilai berkisar antara 32 mgal – 50 mgal. Nilai anomali rendah tersebut diperkirakan berasal dari batuan yang memiliki densitas lebih rendah atau disebabkan struktur batuan

yang lebih turun dibandingkan dengan batuan di sekitarnya. Berdasarkan peta geologi regional (Gambar 4.1), daerah dengan anomali rendah ini merupakan kompleks Lawu Muda dengan batuan yang umumnya berumur Holosen. Daerah yang menarik untuk diteliti lebih lanjut adalah area dengan kontur tertutup pada bagian barat daya daerah penelitian yang memiliki anomali relatif tinggi yaitu 68 mgal – 70 mgal dan daerah penelitian bagian timur laut yang memiliki anomali relatif rendah yaitu 32 mgal – 40 mgal. Hal lain yang membuat kedua daerah tersebut menjadi menarik untuk diteliti lebih lanjut adalah kondisi topografi yang berbanding terbalik dengan anomali yang dihasilkan. Berdasarkan peta topografi (Gambar 4.3), daerah dengan anomali Bouguer tinggi pada bagian barat daya daerah penelitian merupakan daerah dengan topografi rendah. Sementara daerah dengan anomali Bouguer rendah pada bagian timur laut daerah penelitian tinggi merupakan daerah dengan topografi tinggi.

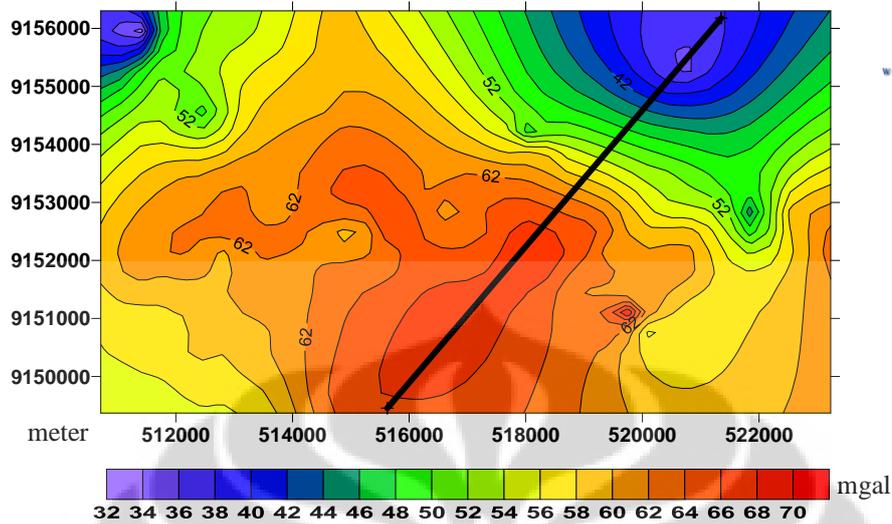


Gambar 4.3 Peta topografi daerah penelitian.

4.3 Analisa Spektrum

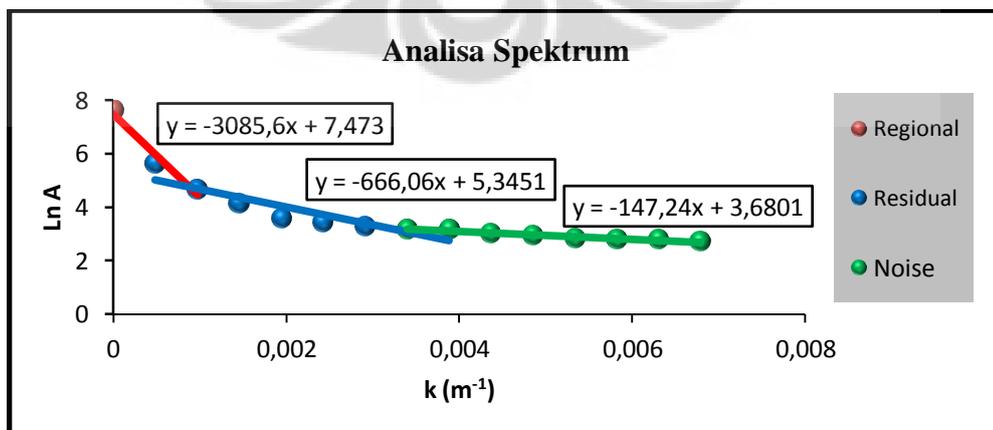
Analisa spektrum bertujuan untuk memperkirakan kedalaman benda anomali di bawah permukaan sehingga akan membantu dalam pemodelan yang akan dilakukan. Dalam melakukan proses analisa spektrum, *input* yang diperlukan adalah jarak antar titik pengukuran dan nilai anomali gaya berat hasil *slice*

dari kontur anomali gaya berat (*Bouguer anomaly*). Daerah yang menjadi lintasan *slice* 1 untuk analisa spektrum ditunjukkan pada Gambar 4.4.



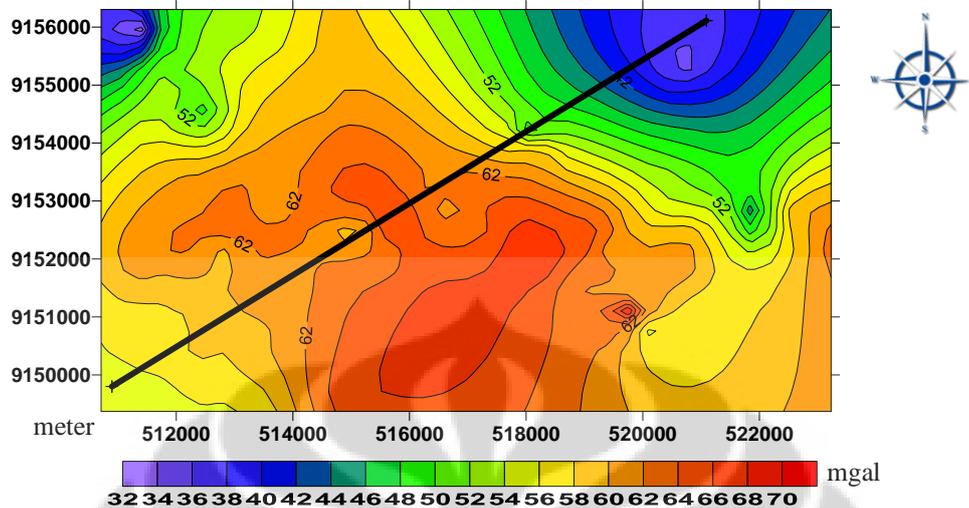
Gambar 4.4 Lintasan *slice* 1 pada peta anomali gaya berat (*Bouguer anomaly*) untuk proses analisa spektrum.

Hasil analisa spektrum adalah kurva yang menampilkan estimasi kedalaman anomali regional dan anomali residual pada lintasan tersebut. Nilai estimasi kedalaman berasal dari gradien kurva analisis spektrum. Gambar 4.5 adalah kurva hasil proses analisa spektrum pada lintasan *slice* 1.



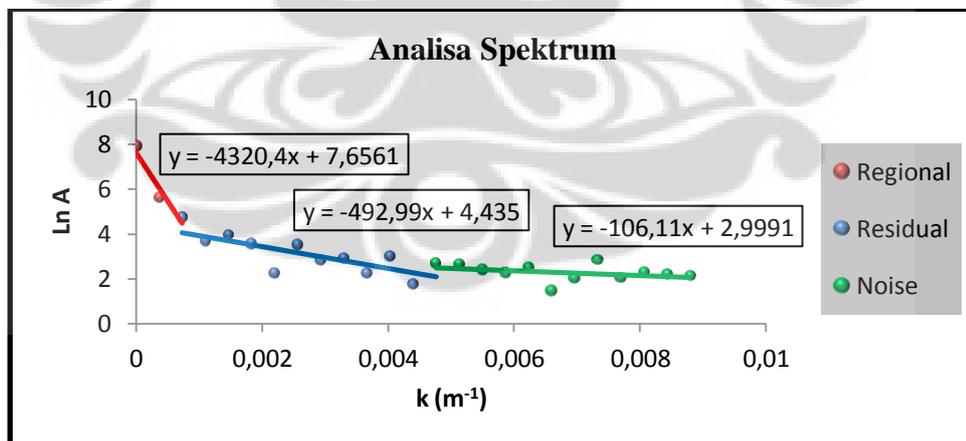
Gambar 4.5 Kurva hasil analisa spektrum pada lintasan *slice* 1.

Sementara lintasan *slice 2* untuk analisa spektrum ditunjukkan pada Gambar 4.6.



Gambar 4.6 Lintasan *slice 2* pada peta anomali gaya berat (*Bouguer anomaly*) untuk proses analisa spektrum.

Kurva hasil proses analisa spektrum pada lintasan *slice 2* ditunjukkan pada Gambar 4.7.



Gambar 4.7 Kurva hasil analisa spektrum pada lintasan *slice 2*.

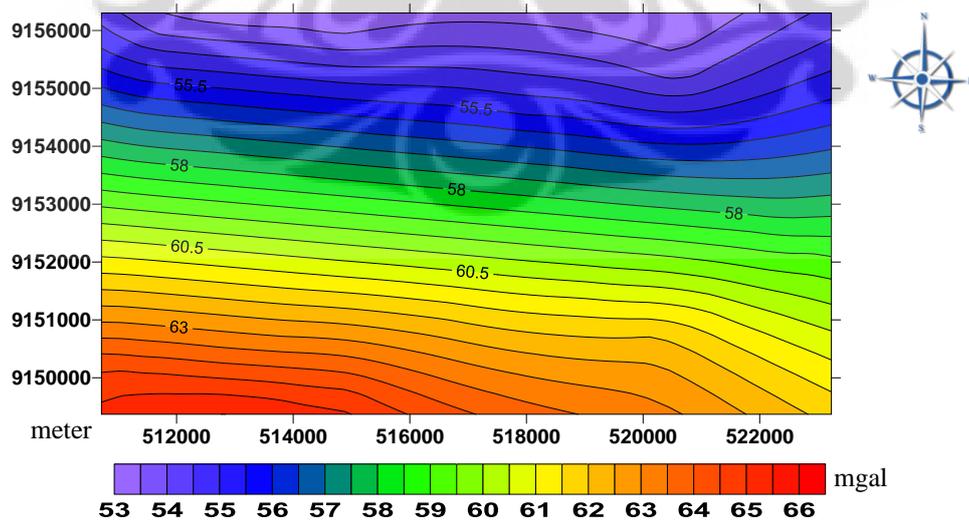
Berdasarkan kurva hasil proses analisa spektrum, didapatkan kedalaman benda anomali regional pada lintasan *slice 1* adalah sekitar 3085 m atau 3 km dan pada lintasan *slice 2* adalah sekitar 4320 m. Anomali regional tersebut

berasosiasi dengan keberadaan sumber anomali yang paling dalam pada lintasan *slice*. Kedalaman hasil analisa spektrum tersebut yang akan dijadikan kedalaman maksimum dalam membuat model struktur bawah permukaan.

4.4 Pemisahan Anomali Regional-Residual

Pemisahan anomali regional-residual berhubungan dengan kedalaman benda anomali regional yang didapatkan pada proses analisa spektrum. Dengan proses analisa spektrum, kedalaman benda anomali regional adalah sekitar 3085 m pada lintasan *slice* 1 dan 4320 m pada lintasan *slice* 2. Berdasarkan hasil tersebut perlu ditentukan orde polinomial yang akan digunakan untuk memisahkan anomali regional-residual, sehingga benda anomali dengan kedalaman 3085 m dan 4320 m masih muncul pada anomali residual.

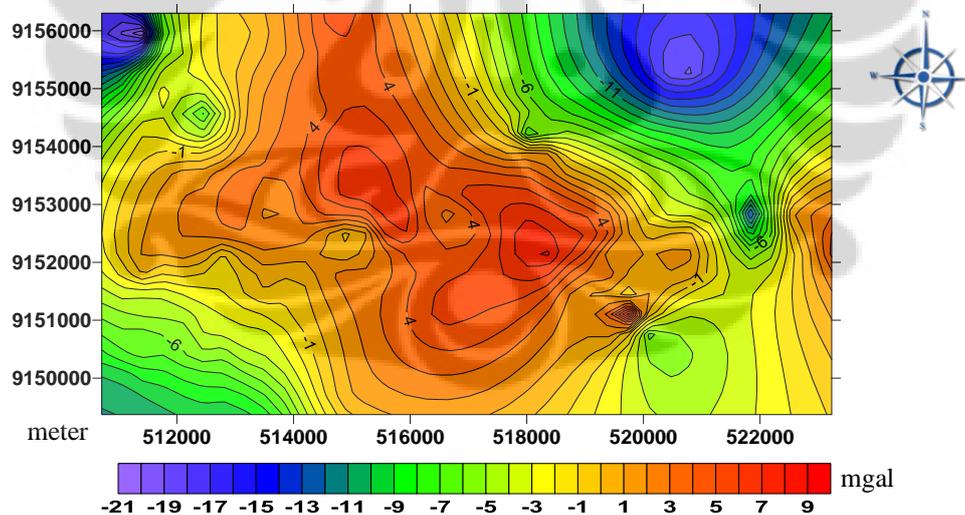
Penggunaan orde yang kecil saat melakukan pemisahan anomali regional-residual akan menghasilkan anomali residual yang masih memiliki tren regional (Telford et al, 1990). Berdasarkan hal tersebut, orde yang digunakan pada proses pemisahan anomali regional-residual adalah orde-1. Setelah melakukan proses pemisahan dari anomali Bouguer menggunakan polinomial orde-1, maka didapatkan kontur anomali regional yang ditunjukkan pada Gambar 4.8.



Gambar 4.8 Peta anomali regional orde-1.

Dari peta anomali regional orde-1 terlihat adanya penyebaran nilai anomali rendah, sedang dan tinggi. Nilai anomali rendah terdapat pada bagian utara daerah penelitian dengan nilai sekitar 53 mgal – 57 mgal. Anomali rendah ini mungkin disebabkan oleh karena struktur batuan vulkanik muda berumur Holosen dari kompleks Lawu Muda yang relatif turun. Kemudian nilai anomali sedang berada pada bagian tengah daerah penelitian dengan nilai sekitar 58 mgal – 61 mgal. Sementara nilai anomali tinggi terdapat pada bagian selatan daerah penelitian dengan nilai sekitar 63 mgal – 66 mgal. Anomali tinggi ini mungkin disebabkan oleh karena struktur batuan vulkanik tua berumur Plistosen dari kompleks Lawu Tua yang relatif naik. Ketiga anomali tersebut memiliki tren menerus dari arah barat menuju timur daerah penelitian.

Untuk mendapatkan anomali residual pada daerah penelitian dilakukan pengurangan anomali Bouguer terhadap anomali regional. Gambar 4.9 merupakan peta kontur anomali residual orde-1 daerah Gunung Lawu.



Gambar 4.9 Peta anomali residual orde-1.

Berdasarkan peta pada Gambar 4.9 terlihat bahwa anomali rendah pada bagian timur laut daerah penelitian dan anomali tinggi pada bagian barat daya daerah penelitian yang sebelumnya terdapat pada anomali Bouguer (Gambar 4.2) masih muncul pada anomali residual. Hal ini menunjukkan bahwa

polinomial orde-1 berhasil memisahkan anomali regional-residual pada daerah penelitian, sehingga benda anomali regional pada kedalaman 3085 m dan 4320 m yang didapatkan melalui analisa spektrum masih muncul pada anomali residual.

Dari peta anomali residual orde-1 (Gambar 4.9) terlihat adanya anomali dengan nilai positif dan negatif. Anomali dengan nilai positif dan negatif tersebut disebabkan oleh karena tiga hal yaitu densitas batuan, posisi dan besar *body* batuan yang menghasilkan anomali (Rosid, 2005). Anomali rendah pada bagian timur laut daerah penelitian dengan nilai berkisar antara -11 mgal - -21 mgal diduga merupakan suatu struktur yang disebabkan oleh patahan. Patahan ini mengakibatkan posisi batuan pada daerah tersebut menjadi turun sehingga menghasilkan struktur graben. Batuan pengisi graben diduga memiliki densitas yang rendah dibandingkan batuan di sekitarnya. Berdasarkan peta geologi regional (Gambar 4.1), batuan pada bagian timur laut daerah penelitian merupakan batuan dengan umur Holosen yang berasal dari kompleks Lawu Muda. Sementara anomali tinggi pada bagian barat daya daerah penelitian dengan nilai berkisar antara 3 mgal – 9 mgal diduga berasal dari struktur batuan yang naik akibat patahan yang terdapat pada daerah penelitian. Batuan pada daerah tersebut diduga memiliki densitas yang tinggi dibandingkan batuan di sekitarnya. Berdasarkan peta geologi regional (Gambar 4.1), batuan pada bagian selatan daerah penelitian merupakan batuan berumur Plistosen yang berasal dari kompleks Lawu Tua. Pada daerah antara anomali rendah pada bagian timur laut dan anomali tinggi pada barat daya terdapat anomali dengan jarak antar kontur yang rapat. Jarak antar kontur yang rapat ini diduga merupakan akibat dari struktur patahan yang terdapat pada daerah tersebut.

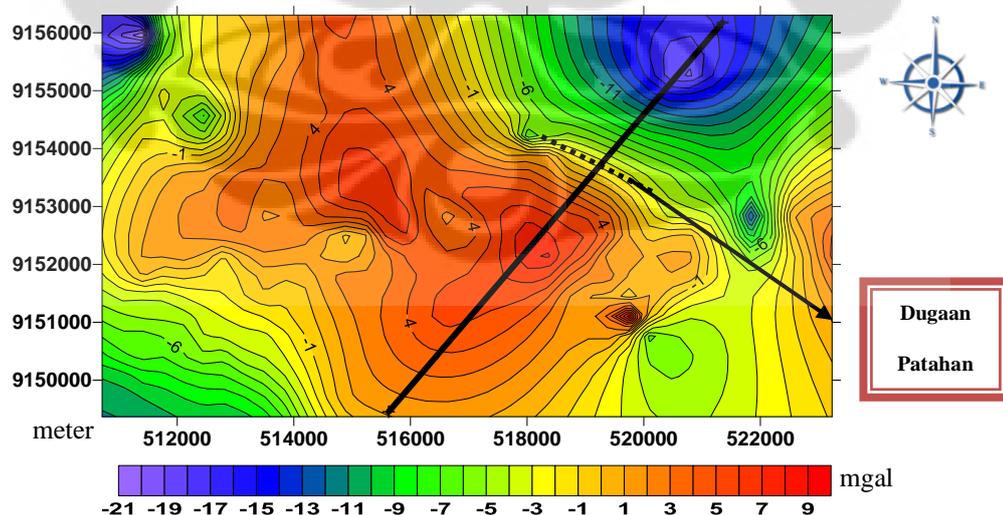
4.5 Pemodelan Struktur Bawah Permukaan

Pemodelan struktur bawah permukaan bertujuan untuk melihat kondisi bawah permukaan untuk dikorelasikan dengan potensi panas bumi pada daerah penelitian. Pemodelan struktur bawah permukaan dilakukan dengan menggunakan 2 lintasan *slice* pada anomali residual. Hal ini dilakukan untuk

melihat kemenerusan struktur patahan dan batuan yang terdapat pada daerah penelitian.

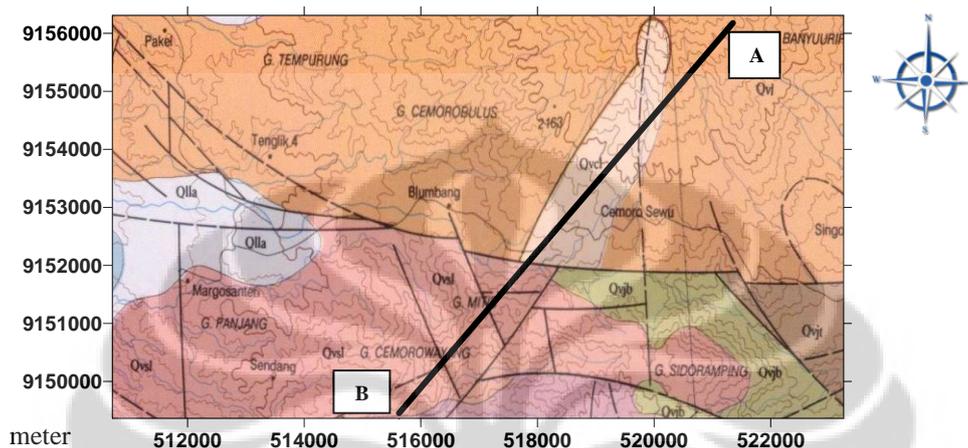
Peta anomali residual dengan lintasan *slice* 1 untuk pemodelan struktur bawah permukaan ditunjukkan pada Gambar 4.10. Anomali Residual dipilih karena pemisahan yang dilakukan menggunakan orde-1 sehingga trend regional masih muncul pada anomali residual. Lintasan *slice* untuk pemodelan melintang dari arah timur laut sampai ke arah barat daya daerah penelitian dan dibuat tegak lurus dengan daerah yang diduga merupakan daerah patahan. Hal tersebut dilakukan untuk memetakan patahan yang terjadi di bawah permukaan yang dapat menghasilkan struktur graben.

Berdasarkan sejarah geologi (Sampurno and Samodra, 1997), terjadi suatu peristiwa yang ditandai dengan ambruknya lereng utara gunung api di sepanjang sesar kira-kira pada pertengahan Plistosen. Ambruknya lereng utara gunung api tersebut diduga akibat pergerakan magma yang masih cair (*fluid*) sehingga tidak cukup kuat untuk menahan batuan yang berada di atasnya. Dugaan ini diperkuat dengan fakta kegiatan magmatisme yang terjadi setelah ambruknya lereng utara gunung api dan membentuk kerucut Lawu Muda di pinggiran utara sesar.



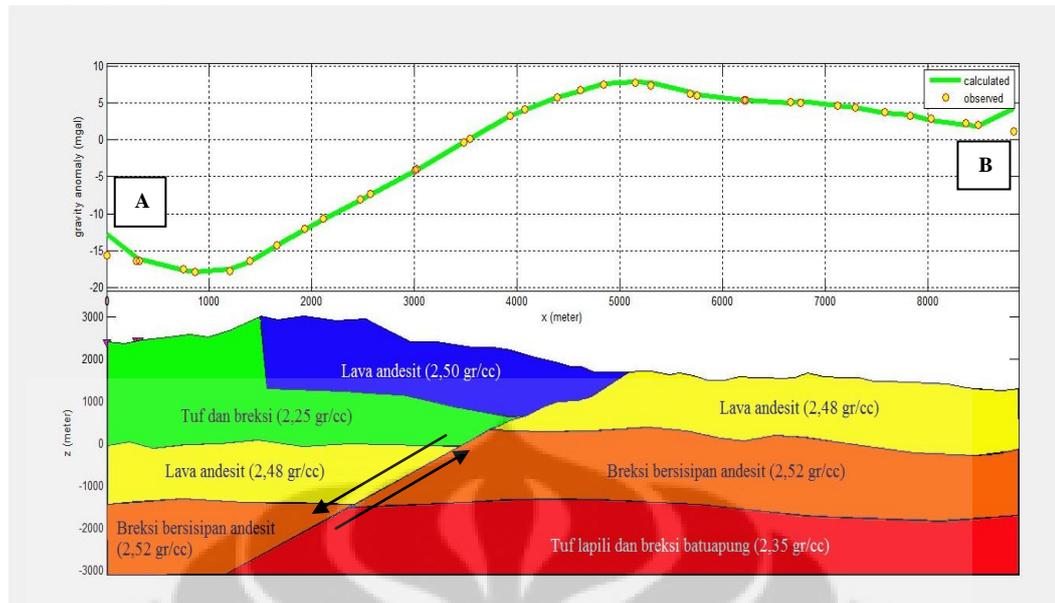
Gambar 4.10 Peta anomali residual dengan lintasan *slice* 1 untuk pemodelan struktur bawah permukaan.

Pemodelan struktur bawah permukaan dilakukan dengan melihat korelasi antara hasil anomali residual dengan peta geologi regional daerah penelitian. Hal ini bertujuan untuk mendapatkan hasil pemodelan struktur bawah permukaan yang sesuai dengan kondisi di lapangan. Peta geologi regional dengan lintasan *slice* 1 untuk pemodelan struktur bawah permukaan ditunjukkan pada Gambar 4.11.



Gambar 4.11 Peta geologi regional daerah penelitian dengan lintasan *slice* 1 untuk pemodelan struktur bawah permukaan.

Hasil pemodelan struktur bawah permukaan pada lintasan *slice* 1 anomali residual ditunjukkan pada Gambar 4.12. Kedalaman maksimum model struktur bawah permukaan menggunakan hasil analisa spektrum pada lintasan *slice* 1 yaitu 3085 m. Pemodelan ini dianggap merupakan model yang paling cocok dengan geologi regional dan dapat digunakan untuk merepresentasikan kondisi struktur dan litologi bawah permukaan daerah penelitian. Pada pemodelan struktur bawah permukaan, densitas batuan yang dijadikan acuan berasal dari hasil densitas metode Parasnis. Hal ini disebabkan karena hasil densitas metode Parasnis merupakan rata-rata densitas yang terdapat pada seluruh daerah penelitian. Sementara densitas batuan yang terdapat pada model struktur bawah permukaan didapatkan dengan menggunakan tabel nilai densitas batuan pada Lampiran 1 yang telah dikorelasikan dengan jenis batuan yang terdapat pada lintasan *slice* peta geologi (Gambar 4.11).

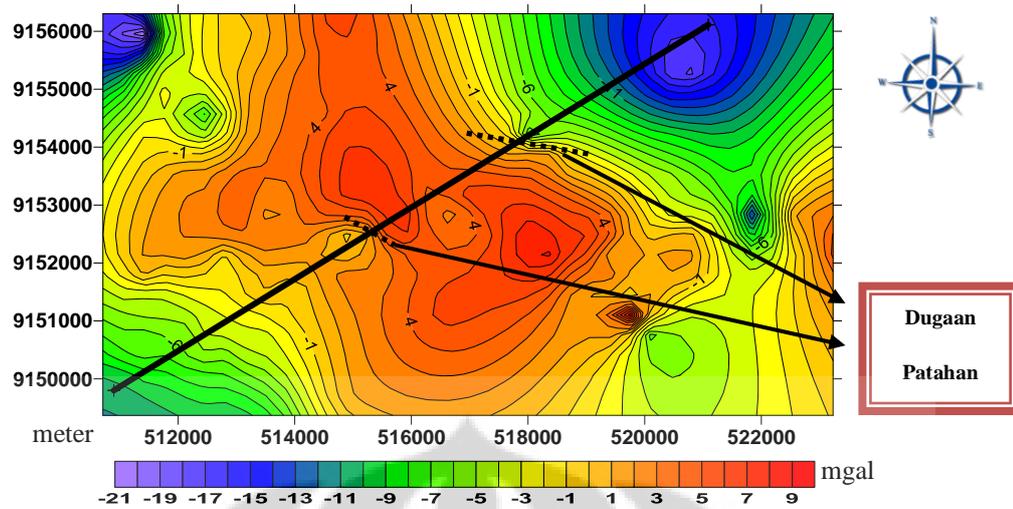


Gambar 4.12 Pemodelan struktur bawah permukaan pada lintasan *slice* 1 daerah penelitian.

Model struktur bawah permukaan di lintasan *slice* 1 daerah penelitian terdiri dari lima lapisan batuan. Lima lapisan batuan tersebut dipilih berdasarkan batuan yang terdapat pada peta geologi regional daerah penelitian (Gambar 4.11). Batuan dengan densitas 2,50 gr/cc pada bagian timur laut daerah penelitian merupakan lava andesit (Qvcl) yang dilelerkan dari Kawah Condromimuko ke arah barat daya. Pelamparannya ke barat laut dibatasi oleh sesar turun yang memotong puncak G. Lawu ke selatan oleh Sesar Cemorosewu. Lava andesit ini adalah batuan termuda dengan umur Holosen yang berada di daerah penelitian. Di bawahnya terdapat lapisan batuan Gunung Api Lawu (Qvl) dengan densitas 2,25 gr/cc. Batuan Gunung Api Lawu terdiri dari tuf dan breksi gunungapi yang bersisipan lava, umumnya bersusunan andesit. Tuf berbutir kasar hingga sangat kasar mengandung kepingan andesit, batuapung, kuarsa, felspar serta sedikit piroksin dan amfibol. Sebagian dari felsparnya berubah menjadi lempung dan klorit. Sementara breksi gunungapi berwarna kelabu hitam terdiri dari komponen andesit, terpilah buruk, butiran menyudut. Lava berwarna hitam kelabu bersusunan andesit, terdiri dari plagioklas, felspar, sedikit mineral mafik dan

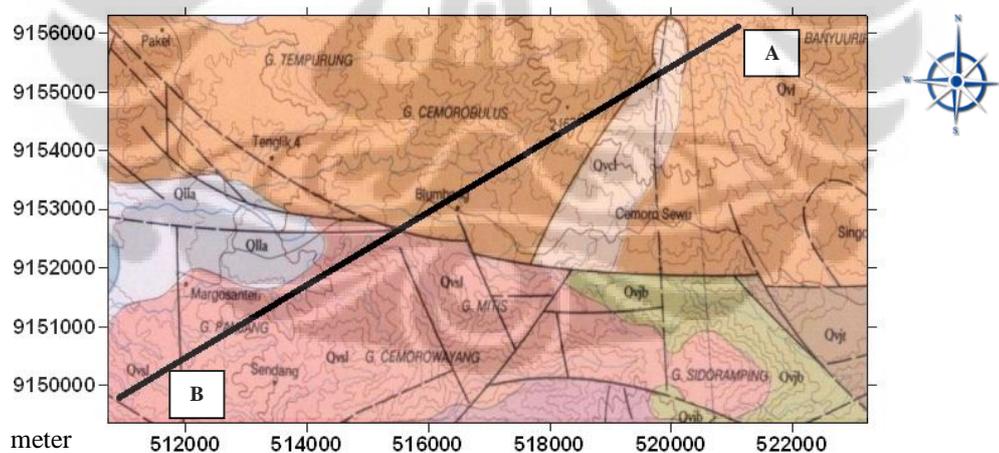
kaca gunungapi. Batuan Gunung Api Lawu (Qvl) tersebut merupakan batuan termuda kedua setelah lava andesit (Qvcl). Hal ini sesuai dengan tektonika dan sejarah geologi yang terdapat pada daerah penelitian (Sampurno and Samodra, 1997) dimana kegiatan magmatisma yang membentuk kerucut Lawu Muda di pinggiran utara sesar Cemoro Sewu terjadi belakangan. Lapisan batuan berikutnya adalah lava Sidoramping (Qvsl) dengan densitas 2,48 gr/cc yang merupakan lava bersusunan andesit berwarna kelabu tua yang terdiri dari plagioklas, kuarsa dan felspar di dalam mikrolit plagioklas dan kaca gunungapi. Lava alir ini berasal dari G. Sidoramping dan memiliki arah aliran ke barat. Lava Sidoramping (Qvsl) adalah batuan dengan umur Plistosen dan merupakan batuan termuda ketiga setelah lava andesit (Qvcl) dan batuan Gunung Api Lawu (Qvl). Selanjutnya lapisan batuan yang terdapat pada daerah penelitian adalah breksi Jobolarangan (Qvjb) dengan densitas 2,52 gr/cc. Breksi Jobolarangan merupakan breksi gunungapi yang bersisipan lava dengan susunan andesit. Sebarannya terutama menempati bagian puncak kompleks Lawu Tua. Batuan breksi Jobolarangan adalah batuan dengan umur Plistosen dan merupakan batuan termuda keempat setelah lava andesit (Qvcl), batuan Gunung Api Lawu (Qvl) dan lava Sidoramping (Qvsl). Lapisan batuan terakhir yang terdapat pada daerah penelitian adalah tuf Jobolarangan (Qvjt) dengan densitas 2,35 gr/cc. Tuf Jobolarangan merupakan batuan tuf lapili dan breksi batuapung yang tersebar di lereng selatan dan tenggara G. Jobolarangan. Di daerah Sarangan dan Watugarit sentuhannya dengan satuan yang lebih muda yaitu endapan Lawu Muda dibatasi oleh Sesar Cemoro Sewu. Batuan gunungapi ini dihasilkan oleh G. Jobolarangan atau Lawu Tua. Tuf Jobolarangan (Qvjt) adalah batuan tertua yang terdapat pada daerah penelitian dengan umur Plistosen.

Sementara pemodelan struktur bawah permukaan yang lain dilakukan dengan menggunakan lintasan *slice 2* pada peta anomali residual daerah penelitian (Gambar 4.13). Lintasan *slice 2* untuk pemodelan dibuat paralel dengan lintasan *slice 1* dan tegak lurus dengan daerah yang diduga merupakan daerah patahan. Hal tersebut dilakukan untuk memetakan kemenerusan patahan yang sebelumnya terdapat pada lintasan *slice 1*.



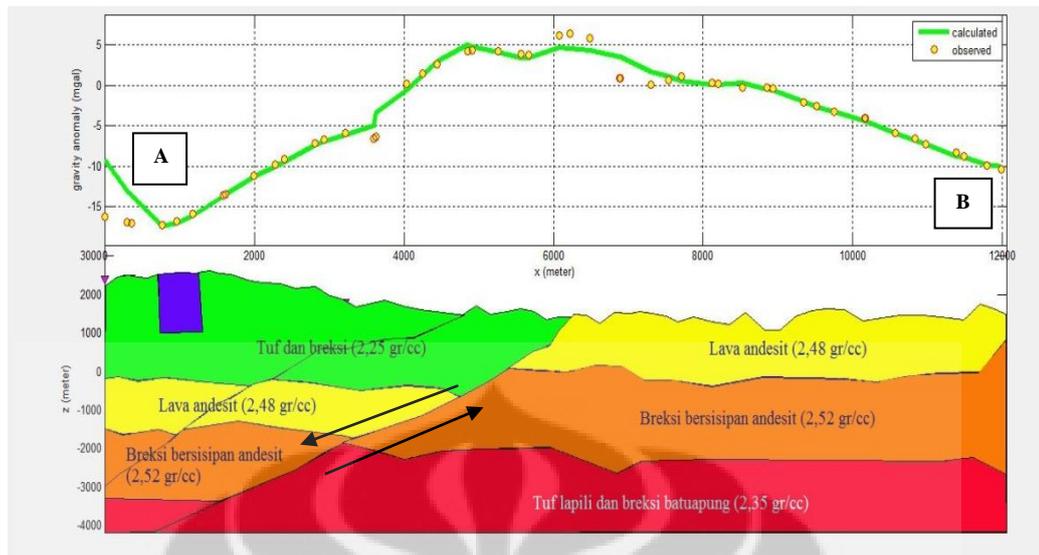
Gambar 4.13 Peta anomali residual dengan lintasan *slice 2* untuk pemodelan struktur bawah permukaan.

Peta geologi regional dengan lintasan *slice 2* untuk pemodelan struktur bawah permukaan ditunjukkan pada Gambar 4.14.



Gambar 4.14 Peta geologi regional daerah penelitian dengan lintasan *slice 2* untuk pemodelan struktur bawah permukaan.

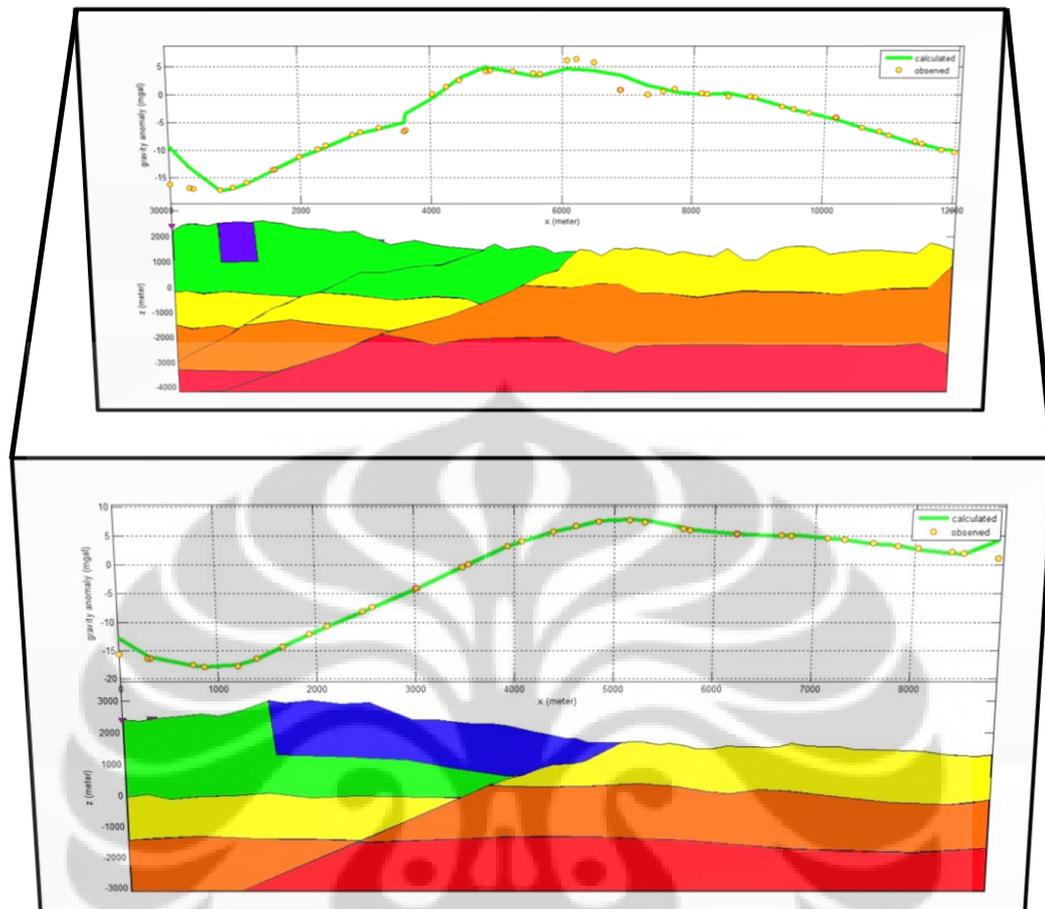
Hasil pemodelan struktur bawah permukaan pada lintasan *slice 2* anomali residual ditunjukkan pada Gambar 4.15. Kedalaman maksimum model struktur bawah permukaan menggunakan hasil analisa spektrum yaitu 4320 m.



Gambar 4.15 Pemodelan struktur bawah permukaan pada lintasan *slice* 2 daerah penelitian.

Batuan model struktur bawah permukaan pada lintasan *slice* 2 sama dengan batuan yang terdapat pada model struktur bawah permukaan lintasan *slice* 1. Pada model struktur bawah permukaan lintasan *slice* 2 (Gambar 4.15) terdapat dua struktur patahan. Hal ini sesuai dengan hasil anomali residual lintasan *slice* 2 yang menunjukkan adanya dua anomali jarak antar kontur yang rapat (Gambar 4.13) dan informasi yang terdapat pada peta geologi lintasan *slice* 2 (Gambar 4.14).

Berdasarkan hasil pemodelan struktur bawah permukaan yang telah dilakukan pada lintasan *slice* 1 dan *slice* 2 (Gambar 4.16), struktur graben diduga berada pada kedalaman sekitar 3500 m dari permukaan. Batuan pengisi graben tersebut adalah breksi bersisipan andesit dengan densitas sekitar 2,52 gr/cc. Pada Gambar 4.16 juga terlihat bahwa patahan mengalami kemenerusan dari lintasan *slice* 1 sampai lintasan *slice* 2.

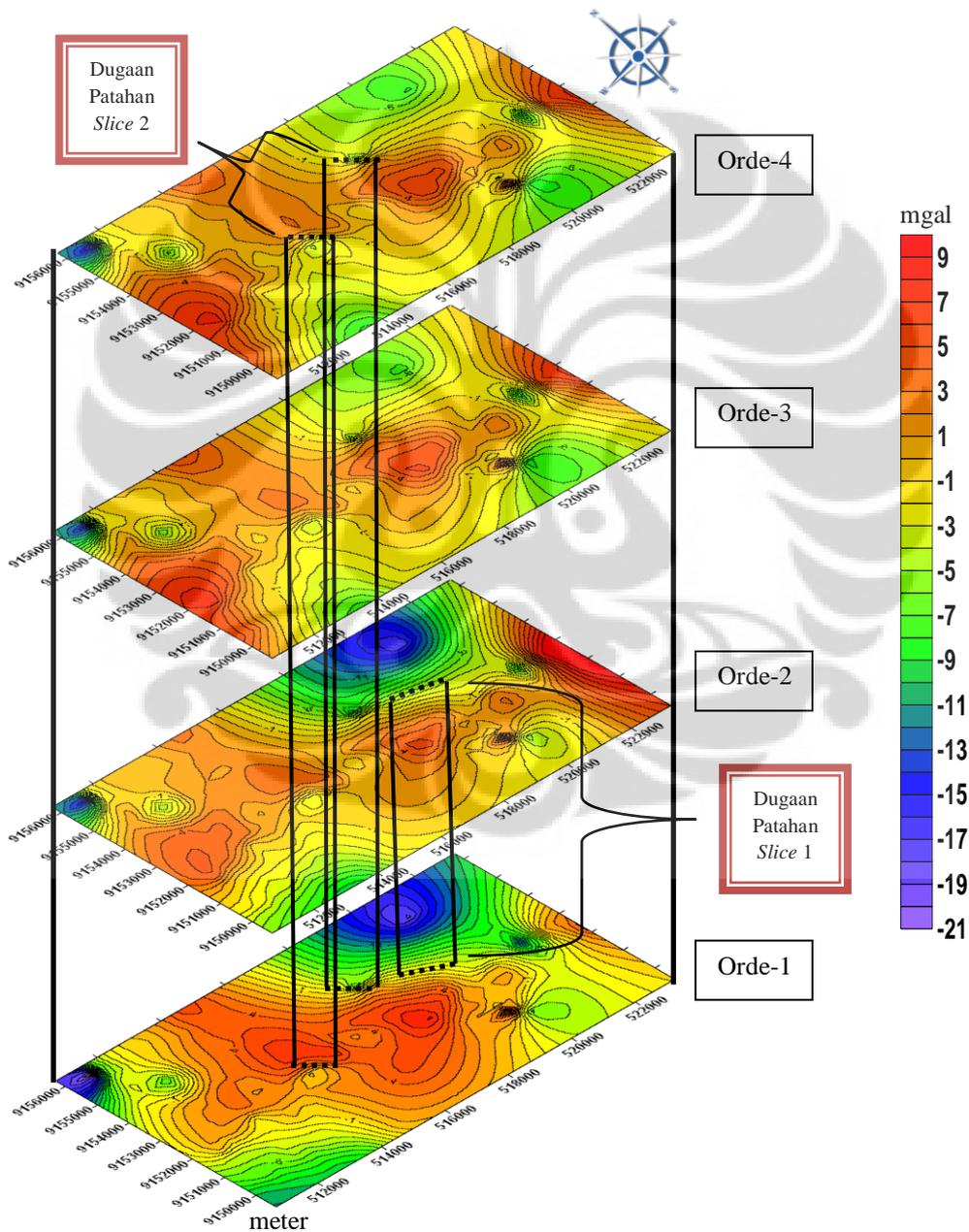


Gambar 4.16 Kemenerusan struktur patahan pada model lintasan *slice* 1 (bawah) dan *slice* 2 (atas).

Pada model struktur bawah permukaan *slice* 1, patahan diduga terjadi di bawah permukaan dan tidak menerus sampai ke permukaan. Dugaan ini dibuktikan dengan hasil anomali residual menggunakan polinomial orde-1 yang menunjukkan patahan hanya berada di bawah permukaan dan tidak terlihat saat menggunakan polinomial dengan orde lebih tinggi (Gambar 4.17). Pada anomali residual orde 3 dan 4, jarak antar kontur daerah yang diduga patahan lebih renggang dibandingkan dengan jarak antar kontur daerah yang diduga patahan pada orde 1 dan 2.

Peta geologi regional daerah penelitian dengan lintasan *slice* 1 (Gambar 4.11) juga menguatkan dugaan tersebut, dimana batuan lava andesit (Qvcl) di permukaan yang muncul belakangan menutup patahan yang terjadi di bawah

permukaan. Berdasarkan sejarah geologi (Sampurno and Samodra, 1997), pada permulaan Plistosen berlangsung kegiatan G.Jobolarangan atau Lawu Tua, yang selanjutnya diikuti oleh ambruknya lereng utara gunung api di sepanjang sesar kira-kira pada pertengahan Plistosen. Akhirnya, kegiatan magmatisma selanjutnya membentuk kerucut Lawu Muda di pinggiran utara sesar. Kegiatan magmatisma ini yang menghasilkan lava andesit (Qvcl) dan menutup patahan di bawah permukaan.



Gambar 4.17 Perbandingan hasil anomali residual masing-masing orde.

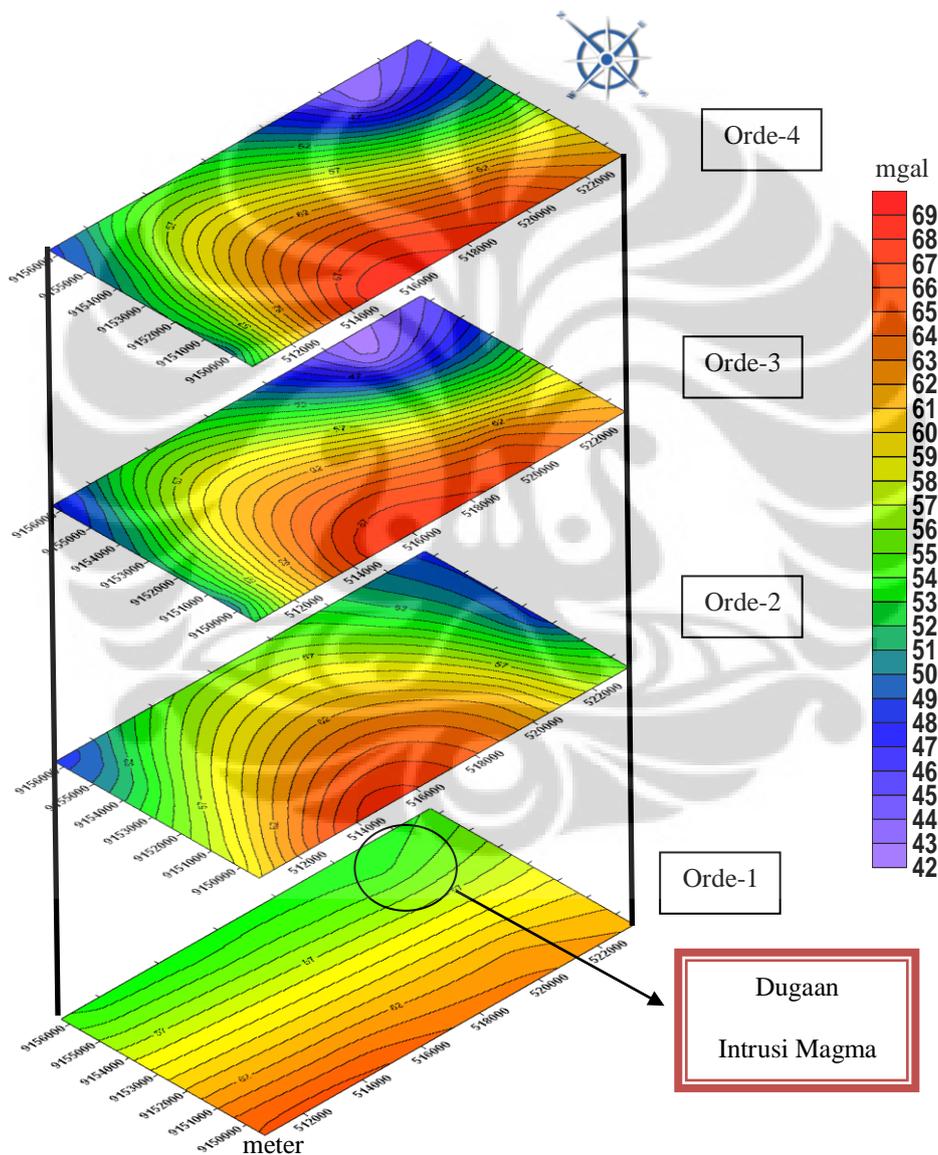
Sementara pada model struktur bawah permukaan *slice* 2, patahan diduga mengalami kemenerusan sampai ke permukaan. Dugaan ini dibuktikan dengan kehadiran anomali jarak antar kontur yang sangat rapat dalam hasil anomali residual polinomial orde 1 – orde 4 (Gambar 4.17). Jarak antar kontur yang sangat rapat tersebut diduga terjadi akibat struktur patahan.

Patahan yang terdapat pada lintasan *slice* 1 dan *slice* 2 disebabkan oleh sesar Cemorosewu. Sesar ini yang mengakibatkan lapisan batuan di bagian timur laut daerah lintasan *slice* relatif berada di bawah dan lapisan batuan di bagian selatan lintasan *slice* relatif berada di bagian atas. Kehadiran patahan ini juga menghasilkan kurva anomali negatif-positif, dimana lapisan batuan yang turun di bagian timur laut daerah lintasan *slice* memiliki densitas yang lebih kecil dibandingkan dengan lapisan batuan yang naik di bagian selatan daerah lintasan *slice* yang memiliki densitas tinggi. Lapisan batuan yang turun di bagian timur laut daerah lintasan *slice* menghasilkan struktur graben. Sementara patahan yang disebabkan oleh sesar Cemorosewu dapat menjadi jalur untuk *meteoric water* sampai ke reservoir.

Pada model struktur bawah permukaan tidak terdapat batuan yang diduga intrusi. Hal tersebut dikarenakan nilai anomali tinggi pada peta anomali residual yang bernilai 9 mgal masih terlalu kecil sebagai representasi nilai batuan intrusi. Tetapi menurut sejarah geologi (Sampurno and Samodra, 1997), pada pertengahan Plistosen terjadi peristiwa ambruknya lereng utara gunung api di sepanjang sesar. Ambruknya lereng utara gunung api tersebut diduga akibat pergerakan magma yang masih cair (*fluid*) sehingga tidak cukup kuat untuk menahan batuan yang berada di atasnya. Dugaan ini diperkuat dengan fakta kegiatan magmatisme yang terjadi setelah ambruknya lereng utara gunung api dan membentuk kerucut Lawu Muda di pinggiran utara sesar. Berdasarkan hal tersebut diduga bahwa batuan intrusi berupa magma berada pada posisi yang lebih dalam di bawah struktur batuan pada model yang telah dibuat.

Untuk memastikan dugaan ini dilakukan pemisahan anomali dengan menggunakan orde 1 – orde 4 untuk membandingkan hasil anomali regional

dari masing-masing orde. Dari Gambar 4.18 terlihat anomali rendah pada bagian timur laut daerah penelitian yang dihasilkan oleh anomali regional orde 2 – orde 4. Kontur anomali dengan nilai rendah tersebut semakin membesar seiring dengan kenaikan orde. Berbeda dengan anomali regional orde 2 – orde 4, pada anomali regional orde 1 terjadi kenaikan nilai anomali pada bagian timur laut daerah penelitian. Kenaikan nilai anomali ini diduga berasal dari kehadiran batuan dengan densitas tinggi yaitu intrusi magma.



Gambar 4.18 Perbandingan hasil anomali regional masing-masing orde.

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan penelitian menggunakan metode gaya berat yang dilakukan di daerah Gunung Lawu, Karanganyar, Jawa Tengah dan dengan didukung oleh data geologi dapat ditarik kesimpulan sebagai berikut:

- Metode gaya berat berhasil memetakan struktur bawah permukaan daerah Gunung Lawu yang ditunjukkan pada model 2 dimensi yang telah dibuat.
- Potensi panas bumi daerah Gunung Lawu yang didapatkan dengan menggunakan metode gaya berat berada pada bagian timur laut daerah penelitian.

5.2 Saran

Saran yang dapat direkomendasikan pada penelitian ini adalah:

- Melakukan survei gaya berat lanjutan pada bagian timur laut daerah penelitian dengan jumlah stasiun yang lebih banyak dan jarak antar stasiun yang lebih besar untuk melihat persebaran struktur graben dan keberadaan *hot rock*.
- Melakukan survei magnetik pada bagian timur laut daerah penelitian untuk melihat keberadaan *hot rock* yang dapat menjadi sumber panas pada daerah penelitian.
- Melakukan survei *magnetotulleric* pada bagian timur laut daerah penelitian yang memiliki penetrasi lebih dalam untuk memperkuat batas-batas sistem panas bumi dan mendeteksi keberadaan *cap rock* pada daerah penelitian.

DAFTAR ACUAN

- Blakely, R.J., 1995, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*: Cambridge, Cambridge University Press.
- Bracewell, R.N., 2000, *The Fourier Transform and Its Applications* (3rd ed.): New York, McGraw-Hill.
- Daud, Y., 2009, *Klasifikasi Sistem Geothermal*, Depok, Bahan Kuliah Eksplorasi Geothermal: Universitas Indonesia.
- Grandis, H., 2009, *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*: Jakarta, HAGI.
- Gupta, H., and Roy, S., 2007, *Geothermal Energy: An Alternative Resource For The 21ST Century*: Oxford, Elsevier.
- Hochstein, M.P., and Sudarman, S., 2008, *History of Geothermal exploration in Indonesia From 1970 to 2000*: Oxford, Elsevier.
- Indonesia geothermal projects and working area map, 2011, September: *API News*, p. 15.
- LaFehr, T.R., 1980, November, *Gravity Method*: Geophysics, Vol. 45, No. 11, 1634-1639.
- Lumb, J.T., 1981, *Prospecting for geothermal resources*, In: Rybach, L., Muffler, L.J.P. (Eds.), *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*. Wiley, pp. 77–108.
- Mariita, N.O., 2007, November 2-17, *The Gravity Method*: Short Course II on Surface Exploration for Geothermal Resources.
- Marsh, B.D., 2000, *Magma Chambers*: Maryland, Academic Press.
- Moehadi, M., 2009, *Geologi Dasar*: Depok, Universitas Indonesia
- Musset, A.E., and Kham, M.A., 2000, *Looking Into The Earth*: Cambridge, Cambridge University Press.

- Nabighian, M.N., Ander, M.E., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Pearson, W.C., Peirce, J.W., Phillips, J.D., and Ruder, M.E., *The Historical Development of The Gravity Method in Exploration*.
- Reynolds, J. M., 1997, *An Introduction to Applied and Enviromental Geophysics*: England, John Wiley & Sons.
- Rosid, S., 2005, *Lecture Notes : Gravity Method in Exploration Geophysics*: Depok, University of Indonesia.
- Sampurno., and Samodra, H., 1997, *Geological Map of The Ponorogo Quadrangle, Jawa* (2nd ed.): Bandung, Geological Research and Development Center.
- Sigurdsson, H., 2000, *History of Volcanology*: Rhode Island, Academic Press.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., and Sheriff, R. E., 1990, *Applied Geophysics* (2nd ed.): Cambridge, Cambridge University Press.
- Wellenhof, B.H., and Moritz, H., 2005, *Physical Geodesy*: Austria, SpringerWienNewYork.
- Widianto, E., 2008, *Penentuan konfigurasi struktur batuan dasar dan jenis cekungan dengan data gayaberat serta implikasinya pada target eksplorasi minyak dan gas bumi di Pulau Jawa*: Bandung, Institut Teknologi Bandung.

LAMPIRAN 1

Tabel Densitas Batuan (Telford, 1990)

Rock type	Range	Average
Sediment (wet)		
Overbrden		1.92
Soil	1.2 -2.4	1.92
Clay	1.63 - 2.6	2.21
Gravel	1.7 - 2.4	2
Sand	1.7 - 2.3	2
Sandstone	1.61 - 2.76	2.35
Shale	1.77 - 3.2	2.4
Limestone	1.93 - 2.90	2.55
Dolomite	2.28 -2.90	2.7
Sedimentary rocks (av)		2.5
Igneous Rock		
Rhyolite	2.35 - 2.70	2.52
Andesite	2.4 - 2.8	2.61
Granite	2.5 - 2.81	2.64
Granodiorite	2.67 - 2.79	2.73
Porphyry	2.6 - 2.89	2.74
Quartz diorite	2.62 - 2.96	2.79
Diorite	2.72 - 2.99	2.85
Lavas	2.8 - 3	2.9
Diabase	2.5 - 3.2	2.91
Basalt	2.7 - 3.30	2.99
Gabbro	2.7 - 3.5	3.03
Peridotite	2.78 - 3.37	3.15
Acid igneous	2.3 - 3.11	2.61
Basic igneous	2.09 - 3.17	2.79
Metamorphic rocks		
Quartize	2.5 - 2.70	2.6
Schist	2.39 - 2.9	2.64
Graywacke	2.6 - 2.7	2.65
Marble	2.6 - 2.9	2.75
Serpentine	2.4 - 3.10	2.78
Slate	2.7 - 2.9	2.79
Gneiss	2.59 - 3.0	2.8
Amphibolite	2.90 - 3.04	2.96
Eclogite	3.2 - 3.54	3.37
Metamorphic	2.4 - 3.1	2.74

LAMPIRAN 2

Tabel Transformasi Hankel (Bracewell, 2000)

$f(r)$	$F(q)$
$\Pi\left(\frac{r}{2a}\right)$	$\frac{aJ_1(2\pi aq)}{q}$
$\frac{\sin 2\pi ar}{r}$	$\frac{\Pi(q/2a)}{(a^2 - q^2)^{1/2}}$
$\frac{1}{2}\delta(r - a)$	$\pi a J_0(2\pi aq)$
$M(ar)^\dagger$	$a^{-2}\Lambda\left(\frac{q}{a}\right)$
$e^{-\pi r^2}$	$e^{-\pi q^2}$
$\frac{1}{(a^2 + r^2)^{1/2}}$	$\frac{e^{-2\pi aq}}{q}$
$\frac{1}{(a^2 + r^2)^{3/2}}$	$\frac{2\pi e^{-2\pi aq}}{a}$
$\frac{1}{a^2 + r^2}$	$2\pi K_0(2\pi aq)$