

**ANALISIS STRUKTUR DAN PENENTUAN DAERAH PROSPEK
PANASBUMI BERDASARKAN DATA FIRST HORIZONTAL
DERIVATIVE (FHD) DAN SECOND VERTICAL DERIVATIVE (SVD)
ANOMALI GAYABERAT SERTA PEMODELAN 2,5D DAN 3D BAWAH
PERMUKAAN PADA LAPANGAN PANASBUMI DOLOK MARAWA**

(Skripsi)

Oleh

Martin Ridwan



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2019**

ABSTRACT

STRUCTURAL ANALYSIS AND GEOTHERMAL PROSPECT IDENTIFICATION BASED ON FIRST HORIZONTAL DERIVATIVE (FHD) AND SECOND VERTICAL DERIVATIVE (SVD) GRAVITY ANOMALY AND 2.5D AND 3D SUBSURFACE MODELING IN DOLOK MARAWA GEOTHERMAL FIELD

By

MARTIN RIDWAN

Indonesia is a country that have the third largest geothermal potential that can generate electricity with 16,000 Mwe of total potential. In 2005 Indonesia was only able to produce 797 MW of electricity from geothermal energy then in 2010 it increased to 1197 MW. To maximize this potential, exploration is needed on unexploited geothermal fields. In this study, Dolok Marawa geothermal field was chosen by the author to identify its prospect zone based on advanced gravity data processing.

Gravity data from previous researchers is further processed to the First Horizontal Derivative analysis and the Second Vertical Derivative. The process produces information in the form of structural position, lithology boundaries and geothermal prospect boundaries. This information is the basis of Forward Modeling and Inverse Modeling.

The low density of the inverse modeling model was chosen as the prospect zone which represented a region with relatively higher prestige. The geothermal prospect area in this study is in the northeast of Mount Bahtopu with an area of $\pm 10.9 \text{ km}^2$.

Keywords : Geothermal, Dolok Marawa, Gravity Method, Horizontal Gradien, Second Vertical Derivative, Forward Modeling, Inverse Modeling.

ABSTRAK

ANALISIS STRUKTUR DAN PENENTUAN DAERAH PROSPEK PANASBUMI BERDASARKAN DATA FIRST HORIZONTAL DERIVATIVE (FHD) DAN SECOND VERTICAL DERIVATIVE (SVD) ANOMALI GAYABERAT SERTA PEMODELAN 2,5D DAN 3D BAWAH PERMUKAAN PADA LAPANGAN PANASBUMI DOLOK MARAWA

Oleh

MARTIN RIDWAN

Indonesia merupakan negara yang memiliki potensi panasbumi yang dapat diubah menjadi energi listrik terbesar ketiga di dunia dengan total potensi sebesar 16.000 MWe. Pada tahun 2005 Indonesia hanya mampu menghasilkan listrik hasil pemanfaatan energi panasbumi sebesar 797 MW dan pada tahun 2010 meningkat menjadi 1197 MW. Untuk memaksimalkan potensi tersebut maka diperlukan eksplorasi pada lapangan panasbumi yang belum tereksploitasi. Pada penelitian ini lapangan panasbumi Dolok Marawa dipilih oleh penulis untuk diidentifikasi zona prospeknya berdasarkan pengolahan lanjut data gayaberat.

Data gayaberat dari peneliti terdahulu diolah lebih lanjut hingga analisis turunan horizontal pertama dan turunan vertikal kedua. Proses tersebut menghasilkan informasi berupa posisi struktur, batas lithologi serta batas daerah prospek panasbumi. Informasi tersebut menjadi landasan proses pemodelan kedepan (*Forward Modeling*) dan kebelakang (*Inverse Modeling*).

Densitas rendah pada model hasil *inverse modeling* dipilih sebagai zona prospek yang merepresentasikan daerah dengan permeabilitas relatif lebih tinggi. Daerah prospek panasbumi dalam penelitian ini berada di Timurlaut Gunung Bahtopu dengan luas $\pm 10.9 \text{ km}^2$.

Kata Kunci : Panasbumi, Dolok Marawa, Gayaberat, Gradien Horizontal, *Second Vertical Derivative*, *Forward Modeling*, *Inverse Modeling*

**ANALISIS STRUKTUR DAN PENENTUAN DAERAH PROSPEK
PANASBUMI BERDASARKAN DATA FIRST HORIZONTAL
DERIVATIVE (FHD) DAN SECOND VERTICAL DERIVATIVE (SVD)
ANOMALI GAYABERAT SERTA PEMODELAN 2,5D DAN 3D BAWAH
PERMUKAAN PADA LAPANGAN PANASBUMI DOLOK MARAWA**

Oleh

MARTIN RIDWAN

Skripsi

**Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar
SARJANA TEKNIK**

Pada

**Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2019**

Judul Skripsi

**: ANALISIS STRUKTUR DAN PENENTUAN
DAERAH PROSPEK PANASBUMI
BERDASARKAN DATA FIRST HORIZONTAL
DERIVATIVE (FHD) DAN SECOND VERTICAL
DERIVATIVE (SVD) ANOMALI GAYABERAT
SERTA PEMODELAN 2,5D DAN 3D BAWAH
PERMUKAAN PADA LAPANGAN PANASBUMI
DOLOK MARAWA**

Nama Mahasiswa

: Martin Ridwan

Nomor Pokok Mahasiswa : 1415051039

Jurusan

: Teknik Geofisika

Fakultas

: Teknik

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing

Pembimbing I

Pembimbing II

Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si.

NIP 19711210 199702 1 001

Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.

NIP 19750911 200012 1 002

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

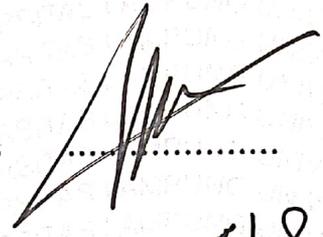
Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.

NIP 19750911 200012 1 002

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

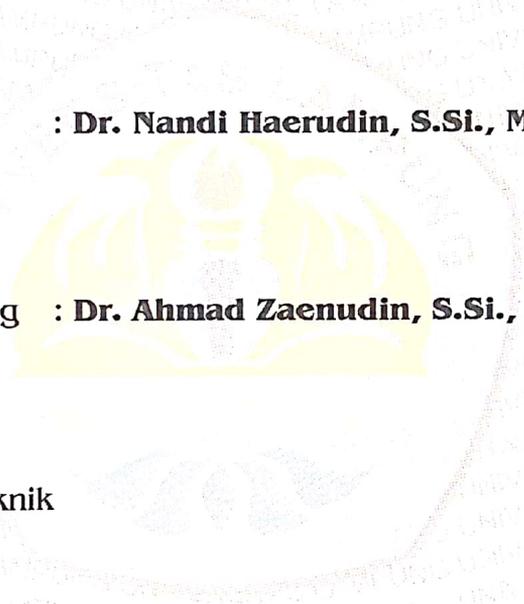
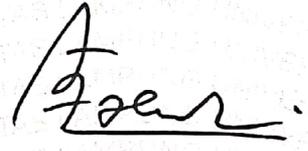
Ketua : Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si.



Sekretaris : Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.



**Penguji
Bukan Pembimbing : Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.**



2. Dekan Fakultas Teknik



Prof. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.
NIP 19620717 198703 1 002



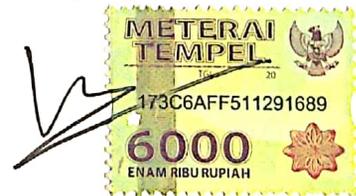
Tanggal Lulus Ujian Skripsi : 04 Maret 2019

PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa dalam skripsi ini tidak terdapat karya yang pernah dilakukan orang lain, dan sepanjang pengetahuan saya juga tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali yang secara tertulis diacu dalam naskah ini sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka, selain itu saya menyatakan pula bahwa skripsi ini dibuat oleh saya sendiri.

Apabila pernyataan saya ini tidak benar maka saya bersedia dikenai sanksi sesuai dengan hukum yang berlaku.

Bandar Lampung, 27 Maret 2019



Martin Ridwan

SANWACANA

Puji dan syukur penulis panjatkan kehadirat Tuhan Yang Maha Esa karena dengan segala rahmat-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan Skripsi ini.

Skripsi dengan judul *Analisis Struktur dan Penentuan Daerah Prospek Panasbumi Berdasarkan Data First Horizontal Derivative (FHD) dan Second Vertical Derivative (SVD) Anomali Gayaberat serta Pemodelan 2,5D dan 3D Bawah Permukaan pada Lapangan Panasbumi Dolok Marawa* ini disusun untuk memenuhi prasyarat untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik Jurusan Teknik Geofisika pada Fakultas Teknik, Universitas Lampung.

Dalam pelaksanaan dan penyelesaian skripsi ini tentunya tidak lepas dari bimbingan dan dukungan berbagai pihak, maka pada kesempatan ini penulis ingin menyampaikan terimakasih kepada:

1. **Dr. Muh Sarkowi, S.Si., M.Si.** dan **Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.**, selaku pembimbing I dan II yang disela-sela kesibukannya telah banyak membantu, memberikan arahan dan masukan serta memberikan waktunya untuk berdiskusi dengan penulis.
2. **Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.Si.**, selaku penguji atas waktunya untuk berdiskusi dan segala masukan serta koreksinya dalam penyusunan Skripsi

ini.

3. **Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.**, selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung yang telah memberikan saran dan masukan.
4. **Dr. Ordas Dewanto, S.Si., M.Si.**, selaku dosen pembimbing akademik yang telah memberi bimbingan, nasehat dan saran selama penulis menempuh pendidikan di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
5. **Ayahanda (Omri Panjaitan), Ibunda (Arta Sihombing) dan Adik (Artri Monica Gabriella** tercinta yang selalu memberikan semangat, kesetiaan dan kesabaran dalam mendampingi penulis.
6. Yang terhormat para Dosen pengajar Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung yang telah berbagi ilmu dan pengalaman selama perkuliahan.
7. Semua keluarga Teknik Geofisika 2014, agnes, agra, agung, budi, andi, amir, alfa, alfan, arief, aulia, aziz, cinthia, delvia, desta, diana, dicky, dimas, ewin, evi, fajar, faqih, fhera, filza, fitria, gaffar, galang, ghiat, helbrat, ida, ikhwan, ilham, indra, isti, jefri, azri, morales, farizi, ical, asrin, niko, nurdin, zaki, romi, nabila, nana, norman, indah, nupit, tiwi, pungky, malik, rati, rhaka, ridho, aldi, rita, pakde, dharta, kiki, diana jawir, ipeh, viska, ino, witta, dan yudha, yang telah banyak membantu dan memberi dukungan penulis dari awal kuliah hingga penyelesaian laporan Tugas Akhir ini.
8. Semua pihak yang telah memberikan dorongan dan bantuan kepada penulis dalam penyelesaian tugas akhir ini yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu.

Penulis menyadari bahwa Skripsi ini masih jauh dari sempurna, sehingga kritik dan saran yang membangun dari para pembaca sangat penulis harapkan agar nantinya dalam penyusunan laporan yang akan datang, penulis dapat membuatnya dengan lebih baik dari yang sebelumnya.

Akhirnya, penulis berharap agar Skripsi ini dapat bermanfaat bagi para pembaca, serta dapat memperkaya pengetahuan kita semua dalam bidang Teknik Geofisika.

Penulis

Martin Ridwan

DAFTAR ISI

	Halaman
DAFTAR ISI	iv
DAFTAR GAMBAR	vi
DAFTAR TABEL	ix
I. PENDAHULUAN	
A. Latar Belakang	1
B. Tujuan Penelitian	2
C. Batasan Masalah	3
II. TINJAUAN PUSTAKA	
A. Letak dan Lokasi Penelitian	4
B. Geologi Regional	5
III. TEORI DASAR	
A. Prinsip Dasar Metode Gayaberat	8
B. Anomali Bouguer	12
C. Analisis Spektrum	12
D. Filter <i>Moving Average</i>	16
E. Analisis Turunan (<i>Derivative</i>) Horizontal dan Vertikal Gayaberat	17
F. <i>Forward Modeling</i>	19
G. <i>Inverse Modeling</i>	22
H. Sistem Panasbumi	22
I. Metode Gayaberat dalam Ekplorasi Panasbumi	25
IV. METODOLOGI PENELITIAN	
A. Lokasi, Waktu dan Tema Penelitian	27
B. Alat dan Bahan	27
C. Diagram Alir	28
D. Produk Penelitian	29

V. HASIL DAN PEMBAHASAN

A. Analisis Data Sintetis Gayaberat	31
B. Anomali Bouguer	36
C. Analisis Spektrum	37
D. Anomali Regional dan Residual	41
E. Analisis Turunan (<i>Derivative</i>) Horizontal dan Vertikal Gayaberat ..	44
F. <i>Forward Modeling</i>	47
G. <i>Inverse Modeling</i>	53
H. Penentuan Daerah Prospek	61

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan	63
B. Saran	64

DAFTAR PUSTAKA

LAMPIRAN

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Peta Lokasi Penelitian	4
2. Peta Geologi Daerah Penelitian	6
3. Benda m dan m_o menghasilkan gaya gravitasi yang sebanding dengan m, m_o, r^{-2} . Vektor \hat{r} memiliki arah dari sumber gravitasi ke titik observasi, yang mana dalam kasus ini lokasinya di m_o	9
4. Potensial dan kuat medan massa 3 dimensi	10
5. Grafik hasil analisis spektrum dari model sintetik anomali gayaberat ...	15
6. Anomali magnet, anomali <i>pseudogravity</i> , dan nilai gradien horizontal dari benda <i>tabular</i>	17
7. Elemen Geometri yang berkaitan dengan gayatarik gravitasi dari poligon dengan n-sisi	19
8. Skematik sistem <i>geothermal</i> yang ideal	23
9. Diagram Alir Penelitian	27
10. (a) Model sintesis sesar normal dengan <i>hanging wall</i> di kanan. (b) Model sintesis sesar normal dengan <i>hanging wall</i> di kiri.....	32
11. (a) Model sintesis sesar naik dengan <i>hanging wall</i> di kiri. (b) Model sintesis sesar naik dengan <i>hanging wall</i> di kanan.	34
12. (a) Model sintesis intrusi batuan	35
13. Peta Anomali Bouguer daerah penelitian	37
14. Peta lintasan yang digunakan pada analisis spektrum	38
15. Hasil analisis spektrum Line A – A'	39

16. Hasil analisis spektrum Line B – B’	39
17. Hasil analisis spektrum Line C – C’	39
18. Hasil analisis spektrum Line D – D’	40
19. Hasil analisis spektrum Line E – E’	40
20. Peta anomali regional daerah penelitian	42
21. Peta anomali residual daerah penelitian	43
22. Peta Gradien Horizontal daerah penelitian	44
23. Peta SVD daerah penelitian	45
24. Peta Gradien Horizontal dan SVD daerah penelitian. Kontur pada peta merupakan nilai Gradien Horizontal sedangkan skala warna merupakan nilai SVD	46
25. Peta lintasan <i>forward modeling</i>	49
26. (a) Profil Anomali residual, Gradien Horizontal dan SVD. (b) Model Lintasan AB	50
27. (a) Profil Anomali residual, Gradien Horizontal dan SVD. (b) Model Lintasan CD	51
28. (a) Profil Anomali residual, Gradien Horizontal dan SVD. (b) Model Lintasan EF	52
29. Peta gabungan model hasil <i>forward modeling</i> lintasan AB, CD dan EF	53
30. (a) Model 3D bawah permukaan dilihat dari arah Baratdaya. (b) Model 3D bawah permukaan dilihat dari arah Timurlaut	54
31. Penampang model tahanan jenis 2D pada lintasan AB	54
32. (a) Profil anomali residual Lintasan AB. (b) Model bawah permukaan Lintasan AB hasil <i>forward modeling</i> . (c) Model bawah permukaan Lintasan AB hasil <i>inverse modeling</i> . (d) Model bawah permukaan Lintasan AB hasil integrasi model <i>forward</i> dan <i>inverse</i> (e) Penampang model tahanan jenis 2D pada lintasan AB	55
33. (a) Profil anomali residual Lintasan CD. (b) Model bawah permukaan Lintasan CD hasil <i>forward modeling</i> . (c) Model bawah permukaan	

Lintasan CD hasil <i>inverse modeling</i> (d) Model bawah permukaan Lintasan CD hasil integrasi model <i>forward</i> dan <i>inverse</i>	57
34. (a) Profil anomali residual Lintasan EF. (b) Model bawah permukaan Lintasan EF hasil <i>forward modeling</i> . (c) Model bawah permukaan Lintasan EF hasil <i>inverse modeling</i> (d) Model bawah permukaan Lintasan EF hasil integrasi model <i>forward</i> dan <i>inverse</i>	58
35. Penampang model hasil inversi	59
36. (a) Model 3D bawah permukaan dengan densitas 2.76 – 3.38 gr/cc. (b) Model 3D bawah permukaan dengan densitas 1.95 – 2.62 gr/cc	60
37. Peta daerah prospek panasbumi. Anak panah berwarna putih merupakan prediksi arah aliran fluida. Poligon berwarna ungu merupakan daerah prospek panasbumi	61

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
1. Hasil analisis SVD data sintetis	36
2. Hasil analisis spektrum	41

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Indonesia merupakan negara yang memiliki potensi panasbumi yang dapat diubah menjadi energi listrik terbesar ketiga di dunia dengan total potensi sebesar 16.000 MWe (Stefansson, 2005). Pada tahun 2005 Indonesia telah menghasilkan listrik hasil pemanfaatan energi panasbumi sebesar 797 MW dan pada tahun 2010 meningkat menjadi 1197 MW (Bertani, 2012). Untuk memaksimalkan potensi tersebut maka diperlukan eksplorasi pada lapangan panasbumi yang belum tereksplorasi. Pada penelitian ini lapangan panasbumi Dolok Marawa dipilih oleh penulis untuk diidentifikasi zona prospeknya berdasarkan pengolahan lanjut data gayaberat.

Metode gayaberat dapat memberikan informasi kondisi struktur suatu area, kemenerusan struktur, dan mengetahui kedalaman *basement*. Metode ini biasanya digunakan pada tahap awal dalam menentukan daerah prospek sebagai referensi dalam melakukan survey lanjutan (Huenges, 2010). Metode gayaberat adalah suatu usaha untuk menggambarkan keadaan bawah permukaan berdasarkan pada variasi medan gravitasi bumi yang diakibatkan oleh perbedaan densitas batuan bawah permukaan. Parameter yang diselidiki adalah perbedaan medan gravitasi dari suatu

titik observasi terhadap titik observasi lainnya. Identifikasi adanya struktur di bawah permukaan didapatkan dari variasi nilai densitas batuan di bawah permukaan (Telford *et al.*, 1990). Di Indonesia sendiri, metode gayabarat telah diterapkan pada beberapa lapangan panasbumi seperti Ulubelu (Sarkowi, 2010), Lahendong (Sumintadireja dkk., 2001), dan Kamojang (Sumintadireja *et al.*, 2000)

Lapangan Panasbumi Dolok Marawa memiliki luas daerah prospek sebesar ± 5.5 km² dengan potensi cadangan terduga ± 38 Mwe (Sundhoro dkk., 2006). Berdasarkan data geokimia, lapangan panasbumi Dolok Marawa memiliki suhu reservoir ± 180 °C yang termasuk dalam entalpi sedang (Iim dkk., 2006). Menurut Kusuma dkk. (2006), lapangan panasbumi Dolok Marawa memiliki sumber panas yang berasal dari Gunung Dolok Bahtopu.

B. Tujuan Penelitian

Tujuan penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Menganalisis struktur bawah permukaan dengan pendekatan model sintesis anomali gayabarat.
2. Mendapatkan model bawah permukaan berdasarkan data anomali gayabarat dengan pemodelan 2.5 D dan 3D.
3. Menentukan batas daerah prospek panasbumi berdasarkan data FHD dan SVD anomali gayabarat.

C. Batasan Masalah

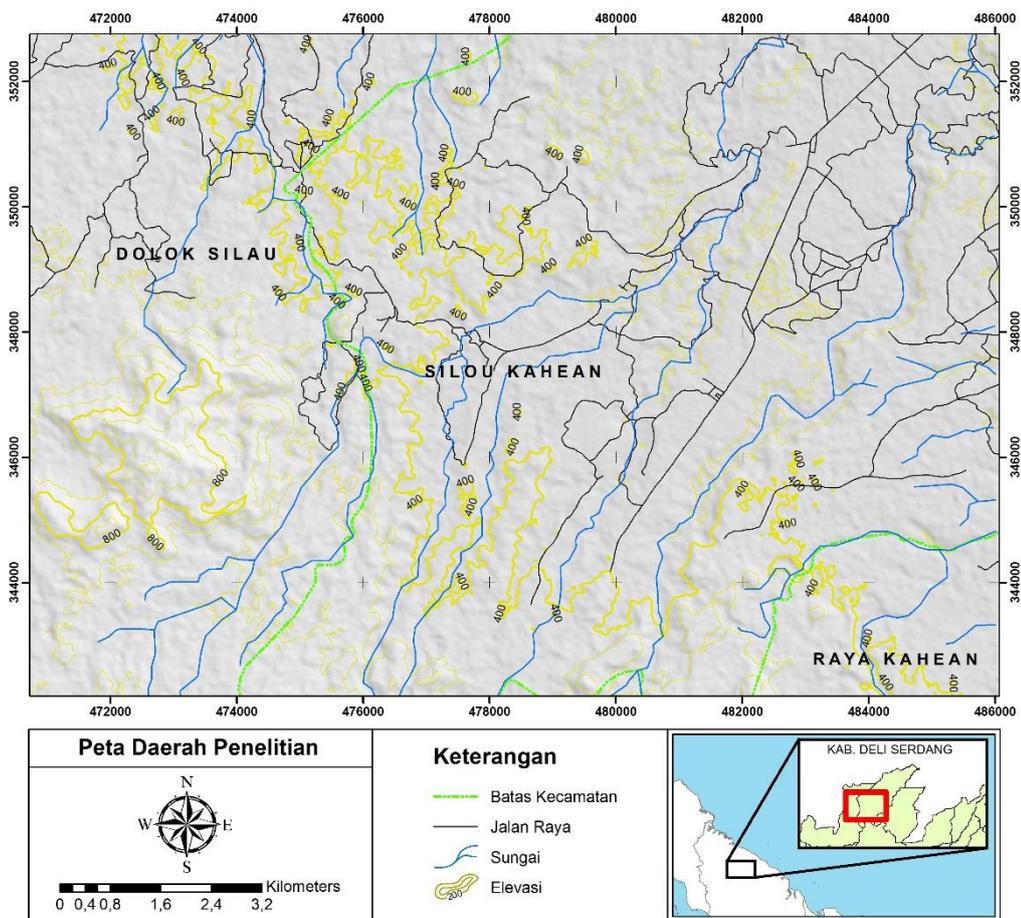
Batasan masalah penelitian ini adalah metode yang digunakan adalah:

1. Data Anomali Bouguer yang digunakan merupakan data sekunder.
2. Penentuan daerah prospek panasbumi dilakukan berdasarkan informasi hasil pengolahan data gayaberat saja.
3. Pemodelan 2,5D bawah permukaan dilakukan menggunakan profil anomali residual serta informasi geologi, sedangkan 3D hanya menggunakan data gayaberat saja.

II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Letak dan Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian terletak pada dua kecamatan yaitu Silou Kahean dan Dolok Silau, Kabupaten Simalungun, Propinsi Sumatera Utara. Secara geografi



Gambar 1. Peta Lokasi Penelitian (tanahair.indonesia.go.id, 2018)

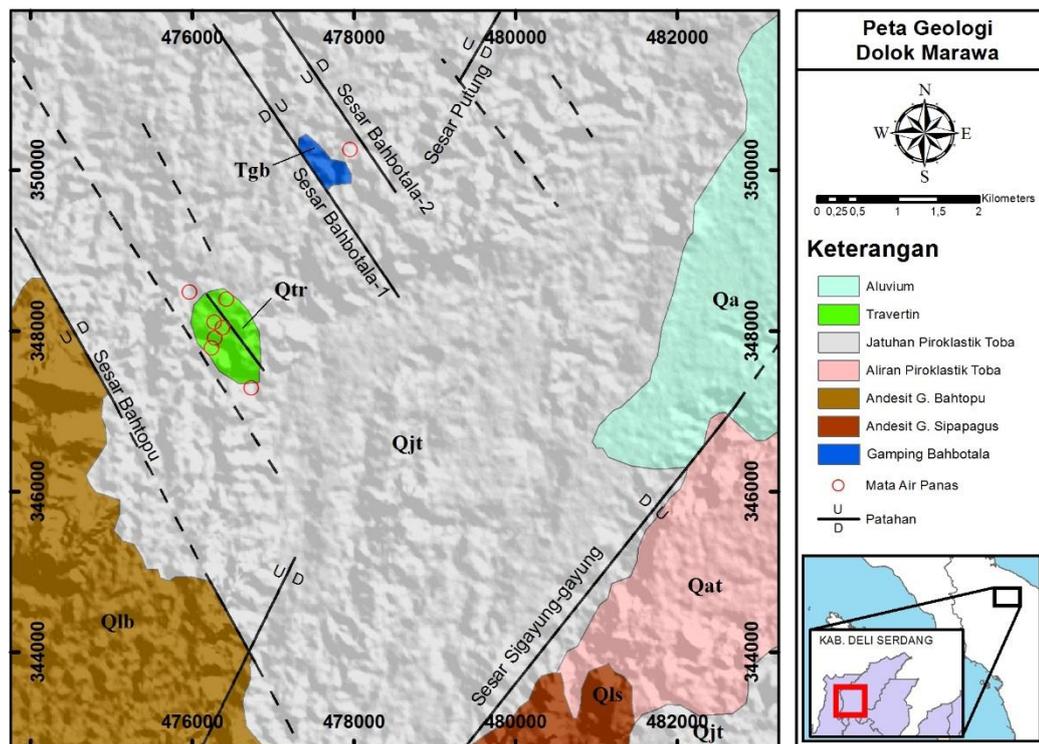
daerah ini berada pada posisi $3^{\circ}5'58'' - 3^{\circ}11'5''$ Lintang Utara dan $98^{\circ}45'30'' - 98^{\circ}51'5''$ Bujur Timur. Luas daerah penelitian sekitar 90 km^2 (sembilan puluh kilometer persegi).

B. Geologi Regional

Berdasarkan peta cekungan sedimen Indonesia, lapangan panasbumi Dolok Marawa berada pada cekungan Sumatera Utara (Pusat Survey Geologi, 2009). Cekungan Sumatera Utara memiliki luas area sebesar 60.000 km^2 dan ketebelan sedimen tersier mencapai 5 km. Tinggian pegunungan Bukit Barisan berumur Pliosen hingga holosen menjadi batas Baratdaya cekungan Sumatera Utara (Barber *et al.*, 2005).

1. Struktur Geologi Dolok Marawa

Peta geologi lapangan panasbumi Dolok Marawa (Gambar 2) menunjukkan bahwa daerah penelitian memiliki struktur berupa sesar dan kekar yang dominan memiliki arah Barat Laut – Tenggara. Terdapat dua sesar yang mengontrol keberadaan mata air panas bersuhu $36.4 - 66.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ dan endapan sinter karbonat (*travertine*) yaitu Sesar Bahtopu dan Sesar Bahbotala. Kedua sesar tersebut memiliki arah Barat Laut – Tenggara. Sesar Bahtopu memotong Gunung Bahtopu dan Gunung Sipapagus dimana blok barat relatif naik terhadap blok timur. Sesar Bahbotala sejajar dengan Sesar Bahtopu dimana blok timur relatif lebih naik terhadap blok barat. Sesar Bahbotala merupakan penyebab munculnya batuan gamping Tersier (Tgb). Sesar yang tegak lurus dengan Sesar Bahbotala dan sesar Bahtopu adalah Sesar Sigayung-gayung dan Sesar Putung yang memiliki arah Timurlaut-Baratdaya



Gambar 2. Peta Geologi Daerah Penelitian (Modifikasi dari Sundhoro dkk., 2006)

(N40 – 60° E). Struktur geologi lainnya berupa kelurusan (*lineament*) gunungapi berarah Baratlaut – Tenggara (N 320 – 325° E), berupa *dike* yang memotong *basement* dan memunculkan deretan Gunung Bahtopu dan Gunung Sipapagus (Iim dkk., 2006).

2. Stratigrafi Lapangan Panasbumi Dolok Marawa

Terdapat tujuh satuan batuan yang terdapat pada lapangan panasbumi Dolok Marawa. Urutan batuan dari tua ke muda adalah: Satuan Gamping Bahbotala (Tgb), Andesit Gunung Sipapagus (Qls), Andesit Gunung Bahtopu (Qlb), Aliran Piroklastik Toba (Qat), Jatuhannya Piroklastik Toba (Qjt), Travertin (Qtr) dan Aluvium (Qa). Umur jejak belah lava Andesit Gunung Bahtopu adalah 1.9 ± 0.2 Ma (Pliosen) (Sundhoro dkk., 2006).

Gamping Bahbotala (Tgb) berumur Miosen tengah – Miosen atas termasuk kedalam Formasi Belumai (Cameron *et al.*, 1982, dan Iim dkk., 2006). Di Cekungan Sumatera Utara, Formasi Peutu dan Belumai tergabung kedalam Formasi Baong. Formasi Baong Berumur Miosen memiliki ketebalan 700 – 2500 m (Barber *et al.*, 2005). Travertin Dolok Tinggi Raja merupakan travertin termogen yang berarti sumber pembawa gas CO₂-nya berasal dari panas yang terdapat pada bagian kerak bumi. Travertin Dolok Tinggi Raja dibagi menjadi dua yaitu travertin rekristalisasi dan travertin baru. Mineral penyusun travertin rekristalisasi adalah kalsit sekunder sedangkan travertin baru adalah kalsit dan aragonit. Keterdapatannya mineral aragonit pada travertin Dolok Tinggi Raja dipengaruhi oleh suhu mata air panas karena aragonit lebih stabil pada suhu tinggi dibandingkan dengan mineral kalsit (Silsilia dan Harijoko, 2015).

Aliran Piroklastik Toba (Qat) dan Jatuhan Piroklastik Toba (Qjt) merupakan produk erupsi Gunung Toba pada (zaman kuartar). Hasil erupsi Gunung Toba sendiri dibagi menjadi empat berdasarkan waktu erupsinya yaitu *Haranggoal Dacite Tuff* (1.20 ± 0.16 Ma), *Oldest Toba Tuff* (0.84 ± 0.03 Ma), *Middle Toba Tuff* (0.501 ± 0.05 Ma) dan *Youngest Toba Tuff* (0.074 Ma). Batuan Piroklastik toba yang berada di lapangan panasbumi Dolok Marawa didominasi oleh *Youngest Toba Tuff* (YTT) karena memiliki sebaran yang paling luas hingga 20.000 km². Lebih dari 400m YTT tersingkap di dinding kaldera Toba (Chesner, 1991).

III. TEORI DASAR

A. Prinsip Dasar Metode Gayaberat

Metode gayaberat adalah suatu usaha untuk menggambarkan keadaan bawah permukaan berdasarkan pada variasi medan gravitasi bumi yang diakibatkan oleh perbedaan densitas batuan bawah permukaan. Parameter yang diselidiki adalah perbedaan medan gravitasi dari suatu titik observasi terhadap titik observasi lainnya (Telford *et al.*, 1990).

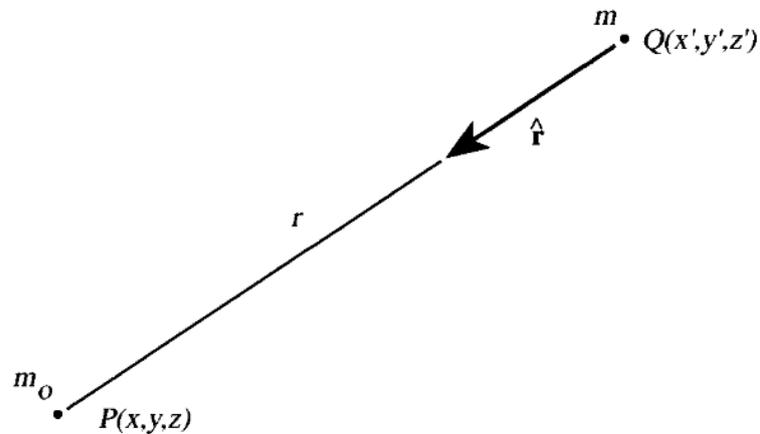
1. Hukum Newton Tentang Gravitasi

Besarnya gaya gravitasi diantara dua benda sebanding dengan massa kedua benda tersebut dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara kedua masa benda tersebut. Dalam koordinat kartesian (Gambar 1), gaya antara partikel (F) bermasa m yang berpusat di titik $Q = (x', y', z')$ dengan partikel bermasa m_o di titik $P = (x, y, z)$ diperoleh dengan rumus:

$$F = \gamma \frac{m \cdot m_o}{r^2} \quad (1)$$

dimana,

$$r = [(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2]^2 \quad (2)$$



Gambar 3. Benda m dan m_o menghasilkan gaya gravitasi yang sebanding dengan m, m_o, r^{-2} . Vektor \hat{r} memiliki arah dari sumber gravitasi ke titik observasi, yang mana dalam kasus ini lokasinya di m_o (Blakely, 1996).

Dimana γ adalah konstanta gravitasi universal. Jika kita menjadikan m_o sebagai partikel yang diuji dengan suatu besaran, lalu membagi gaya gravitasi dengan m_o sehingga menghasilkan gaya tarik gravitasi yang berasal dari massa m di lokasi benda yang diukur:

$$\mathbf{g}(P) = -\gamma \frac{m}{r^2} \hat{r} \quad (3)$$

dimana \hat{r} adalah vektor satuan yang berarah dari massa m ke titik observasi P yang dalam sistem koordinat kartesian berupa:

$$\hat{r} = \frac{1}{r} [(x - x')\hat{i} + (y - y')\hat{j} + (z - z')\hat{k}] \quad (4)$$

Tanda negatif pada persamaan (3) disebabkan karena arahnya berlawanan dengan gaya gravitasi. Karena \mathbf{g} adalah gaya yang dibagi oleh massa, \mathbf{g} merupakan satuan percepatan dan biasanya disebut percepatan gravitasi.

Percepatan gravitasi dapat direpresentasikan sebagai gradient dari potensial skalar

$$\mathbf{g}(P) = \nabla U(P) \quad (5)$$

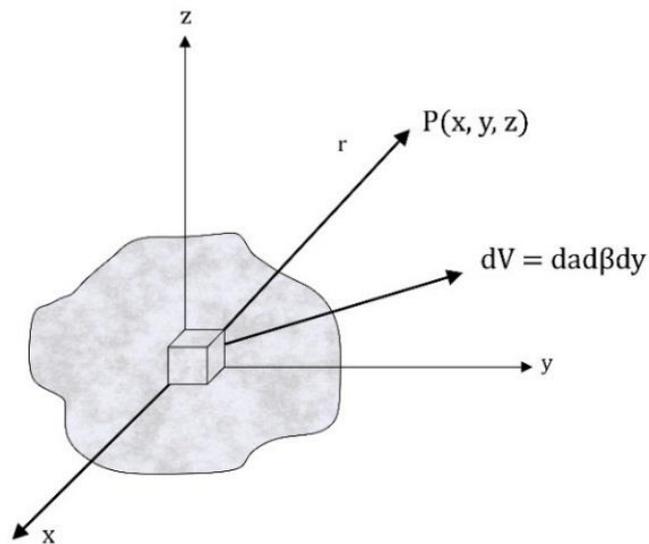
dimana

$$U(P) = \gamma \frac{m}{r} \quad (6)$$

(Blakely, 1996).

1. Potensial Tiga Dimensi

Gambar 2 menunjukkan sebuah massa tiga dimensi dengan bentuk sembarang.



Gambar 4. Potensial dan kuat medan massa 3 dimensi (Modifikasi dari Maulana, 2012).

Apabila suatu massa 3 dimensi bentuk sembarang terdistribusi secara kontinu dengan rapat massa $\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)$, maka potensial gayaberat di titik $P(x, y, z)$ diberikan oleh:

$$U(x, y, z) = G \iiint \frac{\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)}{[(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - \gamma)^2]^{1/2}} d\alpha. d\beta. d\gamma \quad (7)$$

Medan gayaberat akibat distribusi rapat massa di atas diperoleh dengan mendiferensialkan persamaan (7) terhadap x, y dan z yang hasilnya adalah:

$$\begin{aligned} \Delta g_x(x, y, z) &= -\frac{\partial U(x, y, z)}{\partial x} \\ &= -G \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty \int_{-\infty}^\infty \frac{\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)(x - \alpha)}{[(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - \gamma)^2]^{3/2}} d\alpha. d\beta. d\gamma \quad (8) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Delta g_y(x, y, z) &= -\frac{\partial U(x, y, z)}{\partial y} \\ &= -G \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty \int_{-\infty}^\infty \frac{\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)(x - \beta)}{[(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - \gamma)^2]^{3/2}} d\alpha. d\beta. d\gamma \quad (9) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Delta g_z(x, y, z) &= -\frac{\partial U(x, y, z)}{\partial z} \\ &= -G \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty \int_{-\infty}^\infty \frac{\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)(x - \gamma)}{[(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - \gamma)^2]^{3/2}} d\alpha. d\beta. d\gamma \quad (10) \end{aligned}$$

Dari persamaan (10) diperoleh nilai medan gayaberat Δg di permukaan bumi yang bervariasi. Medan gayaberat bumi dipengaruhi oleh distribusi massa di bawah permukaan yang di tunjukkan oleh fungsi densitas (ρ) dan bentuk bumi yang sebenarnya, yang ditunjukkan oleh batas integral. Dalam satuan Internasional (SI), pengukuran gayaberat digunakan satuan Gal. Untuk konversi medan gaya berat digunakan:

$$\begin{aligned} 1 \text{ Gal} &= 1 \text{ cm/sec}^2 \\ &= 10^{-2} \text{ m/sec}^2 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 1 \text{ mGal} &= 10^{-5} \text{ m/sec}^2 \\
 1 \text{ } \mu\text{Gal} &= 10^{-8} \text{ m/sec}^2 \quad (\text{Maulana, 2012}).
 \end{aligned}$$

B. Anomali Bouguer

Anomali bouguer merupakan perbedaan antara nilai gayaberat observasi (g_{obs}) dengan jumlah secara aljabar dari koreksi (koreksi *drift*, koreksi pasang surut, koreksi lintang, koreksi udara bebas, koreksi bouguer, koreksi *Terrain*). Variasi dari anomali bouguer merefleksikan variasi densitas secara lateral misalnya benda dengan densitas tinggi berada di dalam medium yang memiliki densitas rendah akan menghasilkan nilai bouguer anomali positif. Sebaliknya, benda dengan densitas rendah yang berada pada medium dengan densitas tinggi akan menghasilkan nilai anomali bouguer negatif (Reynolds, 1997).

C. Analisis Spektrum

Transformasi Fourier $F(k)$ secara umum merupakan fungsi kompleks yang terdiri dari bilangan riil dan imajiner $F(k) = \text{Re}F(k) + i\text{Im}F(k)$ yang juga dapat ditulis sebagai:

$$F(k) = |F(k)|e^{i\theta(k)} \quad (11)$$

dimana

$$|F(k)| = \left[(\text{Re}F(k))^2 + (\text{Im}F(k))^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (12)$$

$$\theta(k) = \arctan \frac{\text{Im}F(k)}{\text{Re}F(k)} \quad (13)$$

$$|F(k)| = \text{Amplitudo}$$

Spektrum diturunkan dari potensial gayaberat yang teramati pada suatu bidang horizontal dimana transformasi fouriernya sebagai berikut:

$$F(U) = \gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \quad (14)$$

$$F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (15)$$

Dimana:

- U : potensial gayaberat
- μ : anomali rapat massa
- γ : konstanta gayaberat
- r : jarak
- k : bilangan gelombang
- $z_0 - z'$: kedalaman

Berdasarkan persamaan (14) dan (15) maka diperoleh

$$F(U) = 2\pi\gamma\mu \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (16)$$

Percepatan gravitasi \mathbf{g} berhubungan dengan potensial dengan persamaan $\mathbf{g} = \nabla_p U$, jadi semua komponen \mathbf{g} adalah turunan dari U . Gayatarik vertikal gayaberat terhadap titik massa adalah turunan vertikal dari $\gamma\mu/r$ yang dapat ditulis sebagai berikut:

$$g_z = \gamma\mu \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \quad (17)$$

Sehingga transformasi fourier pada bidang horizontal adalah sebagai berikut:

$$F(g_z) = \gamma\mu F\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) \quad (18)$$

$$= \gamma\mu \frac{\partial}{\partial z} F\left(\frac{1}{r}\right) \quad (19)$$

$$F(g_z) = 2\pi\gamma\mu e^{|k|(z_0-z')}, \quad z' > z_0 \quad (20)$$

Jika distribusi rapat massa bersifat random dan tidak ada korelasi antara masing-masing nilai gaya berat, maka $\mu = 1$ sehingga hasil transformasi Fourier anomali gaya berat menjadi:

$$A = C e^{|k|(z_0-z')} \quad (21)$$

Dimana A dan C merupakan amplitudo dan konstanta. Untuk memperoleh hubungan antara amplitudo (A) dengan bilangan gelombang (k) dan kedalaman ($z_0 - z'$) dilakukan dengan melogaritmakan persamaan $A = C e^{|k|(z_0-z')}$ sehingga bilangan gelombang k berbanding lurus dengan spectral amplitude.

$$\ln A = \ln 2\pi\gamma\mu e^{|k|(z_0-z')} \quad (22)$$

$$\ln A = \ln e^{|k|(z_0-z')} + \ln C \quad (23)$$

$$\ln A = (z_0 - z')|k| + \ln C \quad (24)$$

Persamaan di atas dapat dianalogikan dalam persamaan garis lurus:

$$y = mx + c \quad (25)$$

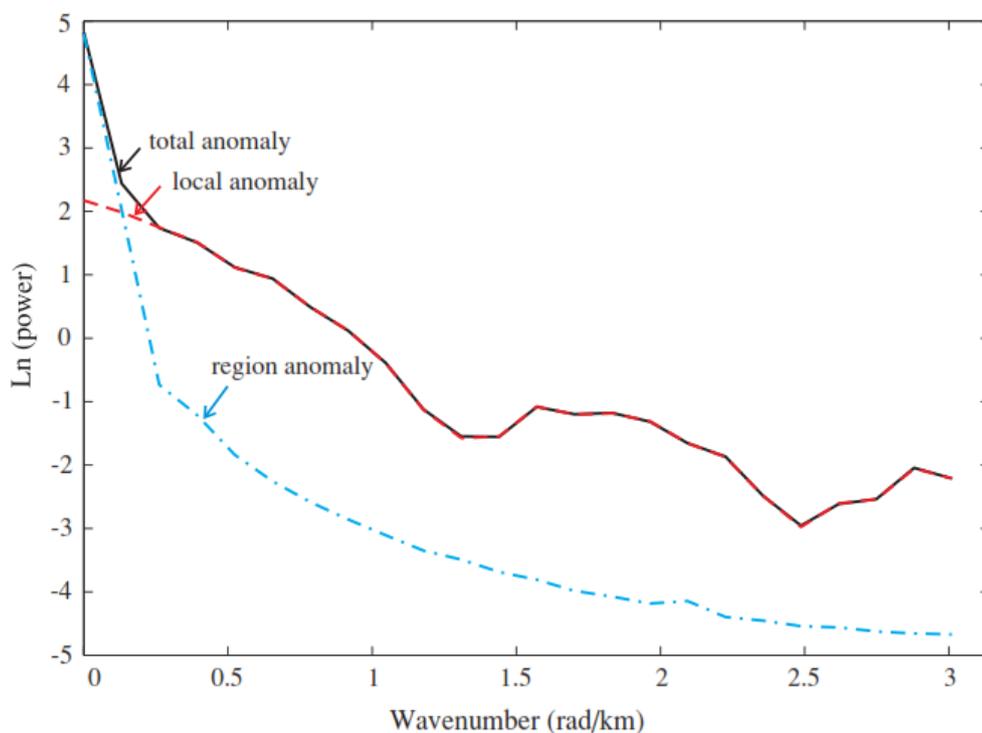
Dimana $\ln A$ sebagai sumbu y , $|k|$ sebagai sumbu x , dan $(z_0 - z')$ sebagai kemiringan garis (gradien). Oleh karena itu, kemiringan garisnya merupakan kedalaman bidang dalam dan dangkal. $|k|$ sebagai sumbu x didefinisikan sebagai bilangan gelombang yang besarnya $\frac{2\pi}{\lambda}$ dan satuannya *cycle/meter*, dengan λ adalah panjang gelombang. Hubungan λ dengan Δx diperoleh dari persamaan :

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi}{k_c \Delta x} \quad (26)$$

Nilai λ sama dengan Δx , ada faktor lain pada Δx yang disebut konstanta penggali, sehingga $\lambda = N \cdot \Delta x$, konstanta N didefinisikan sebagai lebar jendela, jadi lebar jendela dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$N = \frac{2\pi}{k_c \Delta x} \quad (27)$$

Dimana Δx adalah domain spasi yang akan digunakan dalam Fast Fourier Transform (FFT), dan k_c adalah bilangan gelombang *cutoff*. Semakin besar nilai k maka nilai frekuensi akan tinggi. Hubungan bilangan gelombang k dengan frekuensi f adalah $k = 2\pi f$ (Blakely, 1996). Frekuensi rendah berasal dari benda yang relatif dalam atau biasa disebut anomali regional dan frekuensi tinggi berasal dari benda yang berada di atas anomali regional atau disebut anomali residual (Reynolds, 1997).



Gambar 5. Grafik hasil analisis spektrum dari model sintetik anomali gayaberat (Xu *et al*, 2009)

D. Filter Moving Average

Anomali residual tidak diperoleh secara langsung dengan metode ini. *Moving average* dilakukan dengan cara merata-ratakan nilai anomalnya yang menghasilkan anomali regional. Anomali residual diperoleh dengan mengurangi anomali bouguer dengan anomali regionalnya. Persamaan *moving average* satu dimensi dan satu jendela adalah:

$$\Delta g_{\alpha}(x_i) = \Delta g(x_i) - \frac{1}{N} \sum_{i=-n/2}^{i=n/2} \Delta g(x_i - k) \quad (28)$$

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

$$\Delta \bar{g}_{\alpha,\beta}(x) = \Delta \bar{g}_{\alpha}(x) - \Delta \bar{g}_{\beta}(x) \quad (29)$$

Keterangan:

- α, β : lebar jendela penapisan
- Δg : harga gayaberat pada titik amat
- $\Delta \bar{g}_{\alpha}$: anomali residual sisa penapisan jendela α
- N : jumlah data yang diproses

Sedangkan persamaan *moving average 2D* untuk lebar jendela $N \times N$ adalah:

$$\Delta g_{reg} \left(\frac{N+1}{2}, \frac{N+1}{2} \right) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{\Delta g(i,j)}{N^2} \quad (30)$$

Dan anomali residualnya:

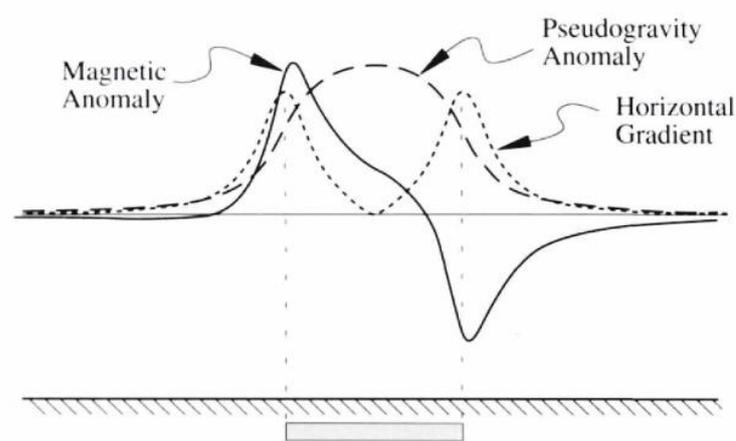
$$\Delta g_{res}(i,j) = \Delta g(i,j) - \Delta g_{reg}(i,j) \quad (31)$$

Berdasarkan karakter spektrum dari filter ini, lebar window $N \times N$ berbanding langsung dengan “*low cut*” dari panjang gelombang atau “*high cut*” frkuensi spasial

dari “*low-pas filter*”. Sehingga dengan bertambahnya lebar jendela maka panjang gelombang regional (output) ikut bertambah (Sarkowi, 2014).

E. Analisis Turunan (*Derivative*) Horizontal dan Vertikal Gayaberat

Menurut (Blakely, 1996) nilai maksimum dari gradien horizontal anomali gayaberat yang disebabkan oleh benda *tabular* cenderung menunjukkan tepi dari benda tersebut (Gambar 4).



Gambar 6. Anomali magnet, anomali *pseudogravity*, dan nilai gradien horizontal dari benda *tabular* (Blakely, 1996)

Tentu saja nilai maksimum gradien horizontal dapat menentukan secara langsung lokasi tepi dari suatu benda yang memiliki kontras densitas secara horizontal dengan lingkungannya. Kita dapat menggunakan karakteristik anomaly gayaberat ini untuk menentukan perubahan densitas secara lateral dari pengukuran gayaberat. Besarnya nilai gradien horizontal dari anomali gayabereat dapat dihitung dengan persamaan berikut

$$h(x, y) = \left[\left(\frac{\partial g_z(x, y)}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial g_z(x, y)}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (32)$$

Citra dari *Second Vertical Derivative* (SVD) memiliki penggambaran yang lebih jelas untuk menentukan tipe anomali dibandingkan dengan nilai anomali gayaberat. Nilai SVD didapat dari penurunan persamaan Laplace's yang secara teori dapat diaplikasikan pada semua fungsi harmonik $H(x, y, z)$

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \quad (33)$$

Jika kita terapkan pada anomali gayaberat maka didapat,

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = 0 \quad (34)$$

Berdasarkan persamaan (34) kita dapat menghitung nilai *Second Vertical Derivative* (SVD) dari Δg

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} \right) \quad (35)$$

Pada kasus dua dimensi, kita dapat mengabaikan salah satu koordinat horisontal yaitu koordinat y . Pada kasus ini persamaan Laplace (33) menjadi

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \quad (36)$$

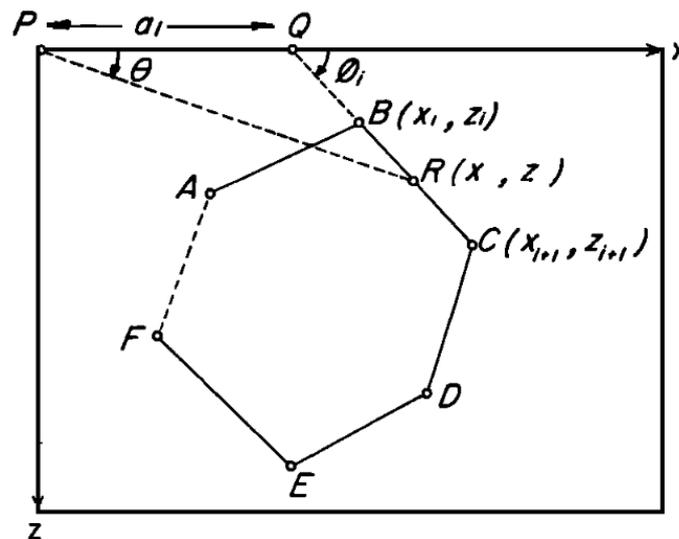
Sehingga kita mendapatkan

$$\frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = - \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \quad (37)$$

Berdasarkan persamaan (37) kita dapat menghitung *Second Vertical Derivative* (SVD) sebagai negatif dari *Second Horizontal Derivative* (SHD) pada profil yang memiliki nilai y konstan (Elkins, 1951).

F. *Forward Modeling*

Inversi *Trial-and-error* adalah pendekatan paling umum dan lebih berhasil dalam interpretasi anomali gayaberat. *Forward modeling* ini melibatkan penghitungan efek yang dihasilkan oleh model matematis dari kondisi bawah permukaan yang diperkirakan dengan merubah parameter model yang dibuat sehingga menghasilkan efek yang memiliki korelasi yang dapat “diterima” dengan anomali residual. Kecocokan yang dapat “diterima” antara anomali residual dan efek dari model bersifat sangat subjektif dan mungkin berbeda-beda karena interpreter, kondisi geologi dan pengontrol geofisika bawah permukaan, tujuan, dan sumberdaya. Estimasi eror seperti *root mean square deviations* dapat menjadi tambahan estimasi dari koefisien korelasi untuk memastikan kecocokan gradien horizontal antara anomali residual dan efek yang disebabkan oleh model. Pengontrol terpenting cocok atau tidaknya anomali adalah kesamaan gradien horizontal (Hinze *et al.*, 2012).



Gambar 7. Elemen Geometri yang berkaitan dengan gayatarik gravitasi dari poligon dengan n-sisi (Talwani *et al.*, 1959)

Jika Garis CB diteruskan hingga bertemu sumbu x pada titik Q dan membentuk sudut ϕ_i serta $PQ = a_i$ maka,

$$z = x \tan \theta \quad (38)$$

Untuk titik sembarang sepanjang garis BC menjadi,

$$z = (x - a_i) \tan \phi_i \quad (39)$$

Dari persamaan (38) dan (39) kita mendapatkan

$$z = \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad (40)$$

atau

$$\int_{BC} z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta \equiv Z_i \quad (41)$$

Serupa dengan itu dapat menunjukkan bahwa

$$\int_{BC} x d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta \equiv X_i \quad (42)$$

Komponen vertikal dari gayatarik gravitasi V dan komponen horizontal H, didapat dengan

$$V = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (43)$$

dan

$$H = 2G\rho \sum_{i=1}^n X_i \quad (44)$$

penjumlahan dilakukan sepanjang n sisi dari poligon.

Selanjutnya menyelesaikan integral yang mengandung Z_i dan X_i yang pada kasus umum dapat ditunjukkan dengan

$$Z_i = a \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\theta_i - \theta_{i+1} + \tan \phi_i \log_a \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right] \quad (45)$$

$$X_i = a \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\tan \phi_i (\theta_{i+1} - \theta_i) + \log_a \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right] \quad (46)$$

dimana

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{Z_i}{x_i} \quad (47)$$

$$\phi_i = \tan^{-1} \frac{Z_{i+1} - Z_i}{x_{i+1} - x_i} \quad (48)$$

$$\theta_{i+1} = \tan^{-1} \frac{Z_{i+1}}{x_{i+1}} \quad (49)$$

dan

$$a_i = x_{i+1} + Z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{Z_i - Z_{i+1}} \quad (50)$$

Batas dari benda dua dimensi dapat diperkirakan dengan pendekatan poligon, dengan membuat jumlah sisi poligon cukup banyak. Hasil analisis dapat diperoleh untuk komponen vertikal dan horizontal dari gayatarik gravitasi yang berkaitan dengan poligon ini pada titik tertentu. Pernyataan tersebut dapat digunakan tanpa batasan ukuran atau posisi benda. Akurasi metode ini dipengaruhi oleh seberapa dekatnya poligon berhimpit dengan benda, dan dapat meningkat dengan menambah sisi dari poligon. Dengan begitu bentuk benda dua dimensi yang takberaturan dapat dengan mudah diperkirakan oleh poligon dibanding dengan kotak (Talwani *et al.*, 1959).

G. Inverse Modeling

Inverse Modeling diformulasikan sebagai suatu optimisasi fungsi objektif dari sebuah model densitas yang diminimalisir untuk membuat data dapat dihitung kembali sehingga menghasilkan respon yang mendekati dengan data lapangan. Detail fungsi objektif bergantung pada kondisi, tetapi umumnya kita membutuhkan model yang mendekati model acuan, ρ_0 , dan modelnya *smooth* secara tiga dimensi. Fungsi objektif untuk menyelesaikan masalah ini adalah sebagai berikut:

$$\begin{aligned}
\Phi_m(\rho) = & a_s \int_V w_s \{w(z)[\rho(\mathbf{r}) - \rho_0]\}^2 dv \\
& + a_x \int_V w_x \left\{ \frac{\partial w(z)[\rho(\mathbf{r}) - \rho_0]}{\partial x} \right\}^2 dv \\
& + a_y \int_V w_y \left\{ \frac{\partial w(z)[\rho(\mathbf{r}) - \rho_0]}{\partial y} \right\}^2 dv \\
& + a_z \int_V w_z \left\{ \frac{\partial w(z)[\rho(\mathbf{r}) - \rho_0]}{\partial z} \right\}^2 dv +
\end{aligned} \tag{51}$$

Dimana fungsi w_s , w_x , w_y , dan w_z merupakan variabel fungsi pembobotan ketika a_s , a_x , a_y , dan a_z merupakan koefisien yang mempengaruhi perbandingan antar komponen yang berbeda dalam fungsi objektif. Disini, $w(z)$ merupakan fungsi pembobotan kedalaman (Li and Oldenburg, 1998).

H. Sistem Panasbumi

Sistem panasbumi dapat ditemukan di daerah dengan gradient suhu diatas normal, dan khususnya di daerah sekitar batas lempeng dimana gradien suhu dapat secara signifikan lebih besar dari nilai rata-rata. Sistem geothermal terbentuk oleh tiga

komponen utama: sumber panas, reservoir dan fluida sebagai media perpindahan panas.

1. Sumber Panas

Sumber panas dapat berupa intrusi magma dengan temperatur yang sangat tinggi ($>600^{\circ}\text{C}$) yang mencapai kedalaman relatif dangkal atau (5 sampai 10 km), atau pada beberapa sistem suhu rendah, dapat memanfaatkan sifat temperatur bumi yang meningkat terhadap kedalaman.

2. Reservoir

Reservoir merupakan sebuah tempat berupa batuan permeable panas dimana terdapat sirkulasi fluida yang terpanaskan. Reservoir umumnya menyatu dengan batuan penutup (*cap rock*) impermeable dan terhubung dengan *recharge area*.

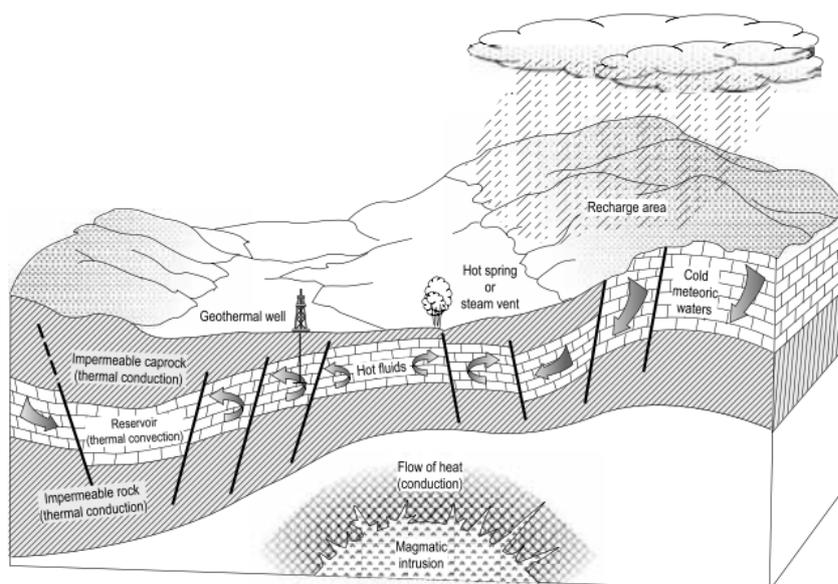
3. Fluida *geothermal*

Fluida *geothermal* berupa air yang pada umumnya merupakan air meteorik pada fase cair atau uap bergantung pada temperatur dan tekanan. Air ini biasanya membawa zat kimia dan gas seperti karbondioksida (CO_2) dan hidrogen sulfida (H_2S).

Gambar 9 merupakan gambaran sederhana dari sistem *geothermal* yang ideal. Dari semua komponen sistem panasbumi, *heat source* merupakan satu-satunya yang alami. Dengan kondisi yang baik, dua komponen panasbumi lainnya dapat “dibuat”. Contohnya fluida *geothermal* yang diambil dari reservoir untuk menggerakkan turbin pada pembangkit listrik tenaga panas bumi, setelah digunakan, dapat

diinjeksikan kembali ke reservoir melalui sumur injeksi. Dengan cara ini *recharge* alami dari reservoir diintegrasikan dengan *recharge* buatan. Beberapa tahun ini *re-injection* telah diadopsi di berbagai belahan dunia sebagai alat yang secara drastis mereduksi dampak lingkungan dari operasional pembangkit listrik.

Recharge buatan melalui sumur injeksi juga dapat membantu mengisi dan memelihara lapangan panasbumi yang sudah tua atau produksinya menurun. Contohnya pada lapangan geyser di California, Amerika Serikat, salah satu lapangan panasbumi terbesar di dunia, produksi mulai menurun drastis pada akhir



Gambar 8. Skematik sistem *geothermal* yang ideal (Dickson and Fanelli, 2003).

1980an karena kekurangan fluida. Melalui *Santa Rosa Recharge Project*, 41.5 juta liter per hari dari air dipompa dari daerah pembuangan Santa rosa dan kota lain melalui pipa sepanjang 66 km ke Lapangan Geysir, dimana air tersebut diinjeksi ke reservoir melalui lubang sumur.

Dalam “*Hot Dry Rock (HDR) Projects*”, yang mana melakukan percobaan pertama di Los Alamos, New Mexico, Amerika Serikat pada tahun 1970, untuk membuat fluida dan reservoir buatan. Air bertekanan tinggi diinjeksikan melalui sumur bor khusus kedalam tubuh batuan panas dan kompak yang menyebabkan *hydraulic fracturing*. Air meresap kedalam rekahan buatan tersebut, panas dari batuan sekitarnya diekstrak seperti halnya reservoir alami. “Reservoir” ini kemudian ditembus dengan sumur kedua yang digunakan untuk mengekstrak air panas. Oleh karena itu sistem ini mengandung: (a) lubang bor yang digunakan untuk *hydraulic fracturing* dimana air dingin diinjeksikan kedalamnya, (b) reservoir buatan, dan (c) lubang bor yang digunakan untuk mengekstrak air panas (Dickson and Fanelli, 2003).

I. Metode Gayaberat dalam Eksplorasi Panasbumi

Pengukuran gayaberat digunakan untuk menentukan perbedaan densitas dan kemenerusan lateral dibawah permukaan. Anomali positif berhubungan dengan densitas yang relatif tinggi di bawah permukaan. Anomali positif ini merupakan sesuatu yang penting dalam eksplorasi panasbumi, karena berasosiasi dengan intrusi mafik sampai *intermediate*, dan secara geologi intrusi berumur muda (≤ 1 Ma) dapat menjadi sumber panas (*heat source*). Anomali positif juga dapat disebabkan oleh deposisi silika yang disebabkan aktifitas hidrotermal. Anomali Negatif dapat disebabkan oleh beberapa kemungkinan yang berpengaruh terhadap eksplorasi panasbumi. Contohnya, Densitas rendah dapat disebabkan magma, porositas yang relatif tinggi, intrusi felsik seperti granit, atau rekahan yang cukup intensif pada batuan.

Pada lingkungan vulkanik, hasil pengukuran gayaberat sangat dipengaruhi oleh sifat kimia batuan dan porositasnya. Pada umumnya tubuh magmatik memiliki densitas yang lebih tinggi dibandingkan batuan piroklastik. Pada batuan yang memiliki porositas tinggi seperti tuff riolitik (dimana porositas bisa lebih dari 40%), densitas sangat dipengaruhi oleh konten fluida didalamnya

Meskipun metode gayaberat dapat menentukan luas dari *resource*, hasil interpretasi jarang sekali digunakan untuk menentukan tingkat “keekonomisan”. Contohnya, Intrusi mafik hingga *intermediate* yang biasanya berasosiasi dengan anomali positif, dapat menjadi anomali negatif jika berada di atas batuan dasar metamorfik dengan densitas yang lebih tinggi. Kasus anomali positif lainnya dapat terjadi pada alterasi hidrotermal pada lingkungan sedimen. Peristiwa tersebut biasanya menyebabkan densifikasi (Huenges, 2010).

IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Lokasi, Waktu dan Tema Penelitian

Penelitian dilakukan di:

Tempat : Laboratorium Teknik Geofisika Universitas Lampung

Tanggal : 01 Maret 2018 – 30 April 2018

Tema : Analisis Struktur dan Penentuan Daerah Prospek Panasbumi Berdasarkan Data First Horizontal Derivative (FHD) dan Second Vertical Derivative (SVD) Anomali Gayaberat Serta Pemodelan 2,5D dan 3D Bawah Permukaan Pada Lapangan Panasbumi Dolok Marawa.

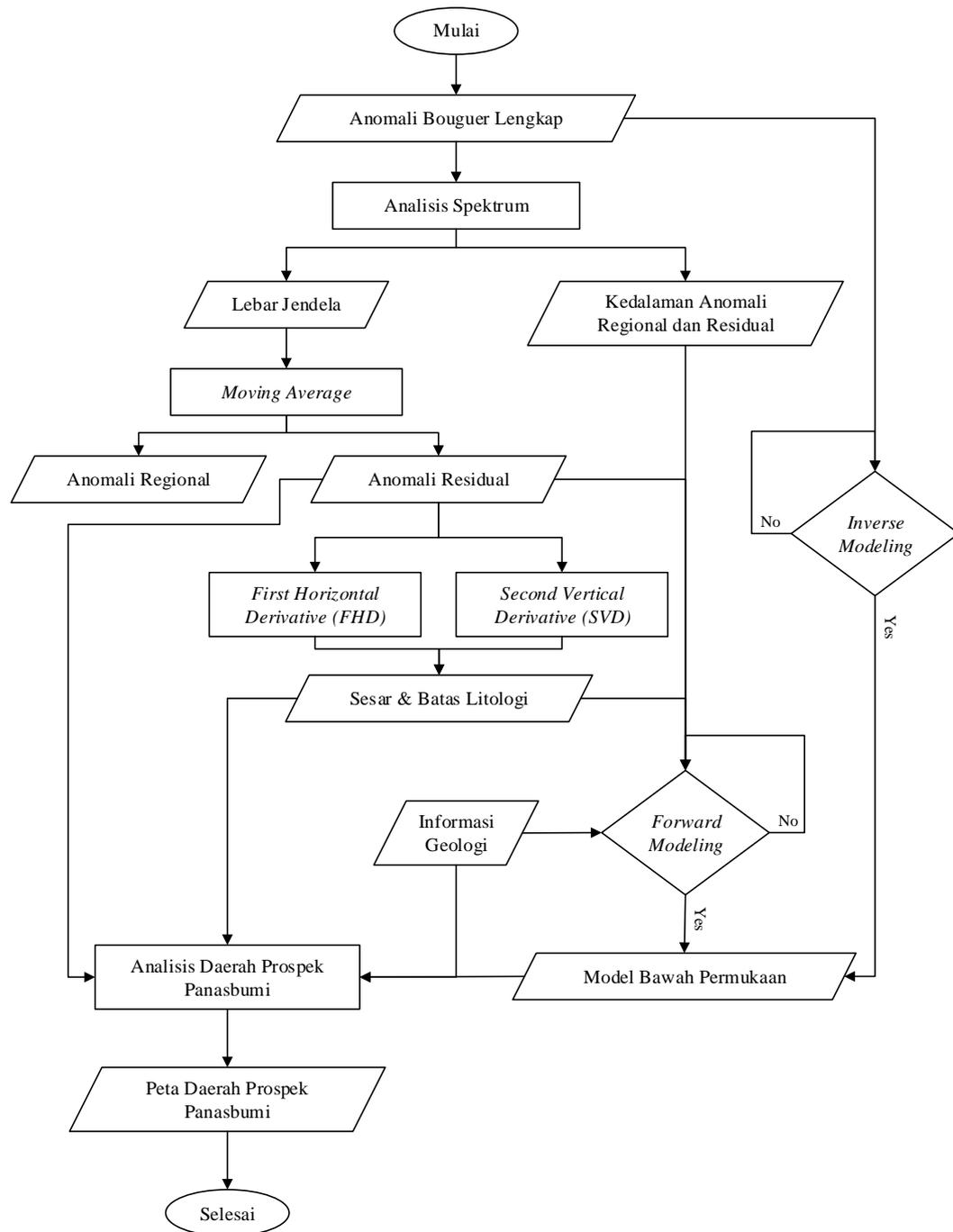
B. Alat dan Bahan

Adapun alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian ini adalah:

1. Laptop
2. *Software Oasis Montaj v 8.3.3*
3. *Software Surfer v 12.0.626*
4. *Software Grav2DC*
5. *Microsoft Office 2013*
6. *Software ArcGis v 10.3*

7. *Soft file* peta geologi daerah penelitian
8. Data Anomali Bouguer Lengkap

C. Diagram Alir



Gambar 9. Diagram Alir Penelitian

D. Prosedur Penelitian

Adapun prosedur atau langkah-langkah yang dilakukan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Digitasi Peta Kontur Anomali Bouguer Lengkap

Data gayaberat yang digunakan dalam penelitian ini merupakan data sekunder berupa data Anomali Bouguer Lengkap (ABL) yang berasal dari penelitian (Kusuma dkk) tahun 2006. Untuk mengolah data ABL tersebut pada proses selanjutnya maka dilakukan proses digitasi dengan tujuan untuk mengambil informasi nilai ABL dalam bentuk digital.

2. Analisis Spektrum

Hasil analisis spektrum merupakan komponen riil dan imajiner serta frekuensi suatu gelombang yang dalam hal ini adalah profil Anomali Bouguer Lengkap (ABL). Berdasarkan informasi tersebut dapat nilai Amplitudo (A) dihitung dengan menggunakan rumus $\sqrt{\text{imajiner}^2 + \text{riil}^2}$ dan nilai Bilangan Gelombang (k) didapat dari persamaan $2\pi f$. Nilai $\ln(A)$ dan k selanjutnya diplot pada grafik lalu dicari hubungan garis lurus pada setiap segmen dimana kedalamannya merupakan nilai gradien garis lurus segmen tersebut. Nilai bilangan gelombang pada perpotongan zona residual (dangkal) dan regional (dalam) dicari pada setiap profil yang selanjutnya dihitung nilai lebar jendela (N).

3. Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Metode yang digunakan pada proses ini adalah *moving average*. Lebar jendela yang digunakan pada metode ini diperoleh dari proses analisis spektrum. Anomali Bouguer yang telah melewati proses filtering dengan metode *moving average* akan menghasilkan anomali regional. Anomali residual didapat dari selisih antara anomali bouguer dengan anomali regional.

4. Analisis *Derivative* Anomali Gayaberat

Pada proses ini *First Horizontal Derivative* (FHD) dan *Second Vertical Derivative* (SVD) hanya dilakukan pada anomali residual. Peta yang dihasilkan digunakan untuk menentukan batas litologi dan sesar.

5. *Forward Modeling*

Forward Modeling dilakukan untuk melihat model perlapisan bawah permukaan berdasarkan data anomali residual. Pada proses ini informasi geologi, hasil analisis *derivative*, serta kedalaman yang didapat dari analisis spektrum digunakan sebagai referensi dalam membuat model bawah permukaan.

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Hasil pemodelan sintetis menunjukkan bahwa sesar normal memiliki respon gayaberat yang nilainya relatif lebih rendah pada blok *hanging wall*. Sesar naik akan menghasilkan respon gayaberat yang relatif tinggi pada blok *hanging wall*. Model intrusi batuan menghasilkan nilai gayaberat yang relatif lebih besar di atas bantuan intrusi dengan densitas yang lebih besar dari lingkungannya. Respon nilai Gradien Horizontal akan maksimum diatas bidang sesar dan batas dari batuan intrusi. Nilai SVD menyerupai respon gayaberat hanya saja memiliki penggambaran yang lebih jelas untuk melihat anomali positif dan negatif. Berdasarkan pendekatan model sintetis, sesar yang teridentifikasi di daerah penelitian memiliki arah dominan Baratdaya – Timurlaut.

Pemodelan 2,5D menghasilkan model bawah permukaan dengan lithologi Travertin (2.3 gr/cc), Aliran Piroklastik Toba (2.1 gr/cc), Jatuhan Piroklastik Toba (2.0 gr/cc), Andesit Gunung Bahtopu (2.7 gr/cc), Gamping Bahbotala (2.2 gr/cc) dan *Basement* (2.8 gr/cc). Lintasan AB memperlihatkan *basement* yang relatif lebih dangkal sebagai efek dari keberadaan horst. Pada lintasan CD, keterdapatannya sesar bahbotala berpengaruh terhadap munculnya singkapan batu gamping pada daerah tersebut.

Lintasan EF memperlihatkan akumulasi produk erupsi Gunung Toba yang relatif lebih tebal. Model densitas hasil *inverse modeling* memiliki rentang 2.5 – 2.9 gr/cc. Densitas tinggi di sebelah Barat daerah penelitian disebabkan oleh keberadaan Gunung Bahtopu sedangkan di sebelah Tenggara dipengaruhi oleh Andesit Gunung sipapagus. Daerah Utara lebih dipengaruhi oleh posisi *basement* yang relatif lebih dangkal. Densitas rendah di sekitar Gunung Bahtopu diperkirakan merupakan zona prospek dimana porositasnya relatif lebih tinggi.

Daerah prospek panasbumi dalam penelitian ini berada di Timurlaut Gunung Bahtopu dengan luas $\pm 10.9 \text{ km}^2$. Daerah tersebut dipilih karena memiliki anomali gayaberat yang relatif rendah serta melewati arah aliran fluida. Prediksi arah aliran fluida ditentukan dengan melihat sebaran manifestasi air panas dan hubungannya dengan *Heat Source* pada daerah penelitian.

B. Saran

Penelitian ini hanya menentukan daerah prospek berdasarkan data gayaberat. Untuk menentukan komponen panasbumi yang lain seperti *caprock* serta menghitung keekonomisan sumberdaya tersebut perlu dilakukan studi terpadu metode geofisika lain. Perlu dilakukan pengukuran gayaberat dengan arah lintasan Baratlaut – Tenggara untuk melihat struktur dengan arah Baratdaya – Timurlaut terutama di sekitar daerah prospek.

DAFTAR PUSTAKA

- Barber, A.J., Crow, M.J. and Milsom, J.S. 2005. *Sumatra: Geology Resources and Tectonic Evolution*. The Geological Society of London. London.
- Bertani, R. 2012. Geothermal Power Generation in the World 2005-2010 Update Report. *Geothermics*. 41: 1 – 29.
- Blakely, R.J. 1996. *Potensial Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Cameron, N.R., Aspden, J.A., Bridge D.McC., Djunuddin, A., Ghazali, S.A., Harahap, H., Hariwidjaja, Johari, S., Kartawa, W., Keats, W., Ngabito, H., Rock, N.M.S., dan Whandoyo, R. 1982. *Peta Geologi Lembar Medan, Sumatra*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi. Bandung.
- Chesner, C.A. and Rose, W.I. 1991. Stratigraphy of the Toba Tuffs and the Evolution of the Toba Caldera Complex, Sumatra, Indonesia. *Bulletin of Volcanology*. 53: 343 – 356.
- Dickson, M.H. And Fanelli, M. 2003. *Geothermal Energy: Utilization and Technology*. UNESCO. France.
- Elkins, T.A. 1951. The Second Derivative Method of Gravity Interpretation. *Geophysics*. XVI: 29 – 50.
- Hinze, W.J., Frese, R.R.B., and Saad, A.H. 2012. *Gravity and Magnetic Exploration – principles, practices, and applications*. Cambridge University Press.
- Huenges, E. 2010. *Geothermal Energy System*. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KgaA. Weinheim.
- Im, D., Setiadarma, D., Sundhoro, H., dan Sulaeman, B. 2006. Penyelidikan Geologi dan Geokimia di Daerah Panasbumi Dolok Marawa, Kabupaten Simalungun – SUMUT. *Proceeding Pemaparan Hasil- hasil Kegiatan Lapangan dan Non Lapangan Tahun 2006, Pusat Sumber Daya Geologi*.

- Kusuma, D.S., Situmorang, T., Ary, S., Sumarna, Sunarto, dan Hasan. 2006. Penyelidikan Gayaberat dan Geomagnet Daerah Panasbumi Dolok Marawa, Kabupaten Simalungun, Propinsi Sumatra Utara. *Proceeding Pemaparan Hasil- hasil Kegiatan Lapangan dan Non Lapangan Tahun 2006, Pusat Sumber Daya Geologi*.
- Li, Y. and Oldenburg, D.W. 1998. 3-D Inversion of Gravity Data. *Geophysics*. 63 (1): 109 – 119.
- Maulana, I. 2012. Analisis 4D Mikrogravity dan Gradien Vertikal 4D Mikrogravity. Tesis. Program Pascasarjana UI.
- Pusat Survey Geologi. 2009. *Peta Cekungan Sedimen Indonesia Berdasarkan Data Gayaberat dan Geologi*. Badan Geologi. Bandung
- Reynolds, J.M. 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester. Jhon Wiley and Sons.
- Sarkowi, M. 2010. Identifikasi Struktur Daerah Panasbumi Ulubelu Berdasarkan Analisa Data SVD Anomali Bouguer. *J. Sains MIPA*. 16 (2): 111 – 118.
- Sarkowi, M. 2014. *Eksplorasi Gaya Berat*. Graha Ilmu. Yogyakarta.
- Silsilia dan Harijoko, A. 2015. Karakteristik Mineralogi dan Perkembangan Endapan Travertin Dolok Tinggi Raja, Sumatera Utara. *Proceeding Seminar Nasional Kebumihan ke-8, 15-16 Oktober 2015*.
- Stefansson, V. 2005. World Geothermal Assessment. *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005*.
- Sugianto, A., Widodo, S., Yulianty, D., dan Indriani, T. 2015. Survei Magnetotelurik (MT) dan Time Domain Electromagnetic (TDEM) Daerah Panasbumi Dolok Marawa, Kabupaten Simalungun Provinsi Sumatera Utara. *Proceeding Pemaparan Hasil- hasil Kegiatan Lapangan dan Non Lapangan Tahun 2015, Pusat Sumber Daya Geologi*.
- Sumintadireja, P., Sudarman, S. Mizunaga, H., and Ushijima, K. 2000. Mise-À-La-Masse and Gravity Data Surveys at the Kamojang Geothermal Field. *Proceedings World Geothermal Congress, Japan, May 25 – June 10, 2000*.
- Sumintadireja, P., Sudarman, S., dan Zaini, S. 2001. Lahendong Geothermal Field Boundary Based on Geological and Geophysical Data. *Proceeding of the 5th INAGA Annual Scientific Conference & Exhibitions, Yogyakarta, March 7- 10, 2001*.
- Sundhoro, H., Bakrun, Suryakusuma, D., Sulaeman, B. dan Situmorang, T. 2006. Survei Panas Bumi Terpadu (Geologi, Geokimia dan Geofisika) Daerah Dolok Marawa, Kabupaten Simalungun – Sumatera Utara. *Proceeding Pemaparan*

Hasil- hasil Kegiatan Lapangan dan Non Lapangan Tahun 2006, Pusat Sumber Daya Geologi.

tanahair.indonesia.go.id. 2018. Peta Shp Kabupaten Simalungun. *Diakses tanggal 05 juni 2018.*

Talwani, M., Worzel, J.L., and Landisman, M. 1959. Rapid Graviy Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracure Zone. *Journal of Geophysical Research*. 64 (1): 49 – 59.

Telford, W.M., Geldart, L.P. dan Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics 2nd edition*. Cambridge Univ. Press. United Kingdom.

Xu, Y., Hao, T., Li, Z., Duan, Q., and Zhang, L. 2009. Regional Gravity Anomaly Separation Using Wavelet Transform and Spectrum Analysis. *Journal of Geophysics and Engineering*. 6: 279 – 287.