

**PENENTUAN SISTEM PANASBUMI DAERAH DOLOK MARAWA
BERDASARKAN GEOKIMIA DAN DATA GAYABERAT**

(Skripsi)

Oleh

Wanti Novelia Nababan

2215051070



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG**

2026

**PENENTUAN SISTEM PANASBUMI DAERAH DOLOK MARAWA
BERDASARKAN GEOKIMIA DAN DATA GAYABERAT**

Oleh

Wanti Novelia Nababan

Skripsi

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

Pada

**Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG**

2026

ABSTRAK

PENENTUAN SISTEM PANASBUMI DAERAH DOLOK MARAWA BERDASARKAN GEOKIMIA DAN DATA GAYABERAT

Oleh

Wanti Novelia Nababan

Daerah Dolok Marawa di Kabupaten Simalungun, Sumatera Utara, merupakan salah satu daerah yang memiliki potensi panasbumi yang ditandai dengan munculnya beberapa manifestasi mata air panas. Penelitian ini dilakukan untuk menentukan sistem panasbumi di daerah Dolok Marawa berdasarkan analisis geokimia dan data gayaberat menggunakan data satelit *Global Gravity Model Plus (GGMPlus)*. Analisis geokimia digunakan untuk mengetahui karakteristik fluida panasbumi, tipe fluida, serta kondisi reservoir melalui diagram Cl-SO₄-HCO₃ dan Na-K-Mg. Sedangkan analisis data gayaberat dilakukan untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan menggunakan metode *First Horizontal Derivative (FHD)*, *Second Vertical Derivative (SVD)*, dan pemodelan inversi 3D. Hasil penelitian menunjukkan adanya beberapa struktur sesar yang berperan sebagai jalur migrasi fluida panasbumi. Pada lintasan A-A' ditemukan 2 patahan naik dan 2 patahan turun, lintasan B-B' ditemukan 1 patahan naik dan 2 patahan turun, sedangkan pada lintasan C-C' ditemukan 4 patahan turun. Interpretasi bawah permukaan juga menunjukkan adanya komponen utama sistem panasbumi berupa *heat source*, *caprock*, dan reservoir. Berdasarkan hasil geokimia, fluida panasbumi didominasi oleh tipe air bikarbonat yang menunjukkan fluida berada pada zona *outflow* akibat pencampuran dengan air meteorik. Diagram Na-K-Mg menunjukkan sebagian besar sampel berada pada kondisi *immature water* yang menandakan fluida belum mencapai kesetimbangan kimia dengan batuan reservoir. Dari hasil integrasi data geokimia dan gayaberat, sistem panasbumi Dolok Marawa diinterpretasikan sebagai sistem panasbumi bertemperatur menengah yang dikontrol oleh struktur sesar dan intrusi magmatik sebagai sumber panas.

Kata Kunci: Panasbumi, Geokimia, Gayaberat, Inversi 3D, Dolok Marawa

ABSTRACT

DETERMINATION OF THE GEOTHERMAL SYSTEM IN THE DOLOK MARAWA AREA BASED ON GEOCHEMICAL AND GRAVITY DATA

By

Wanti Novelia Nababan

The Dolok Marawa area, located in Simalungun Regency, North Sumatra, is one of the geothermal prospect areas characterized by the presence of several hot spring manifestations. This study was conducted to determine the geothermal system in the Dolok Marawa area based on geochemical and gravity data using the Global Gravity Model Plus (GGMPlus) satellite data. Geochemical analysis was carried out to identify the characteristics of geothermal fluids, fluid types, and reservoir conditions using the Cl-SO₄-HCO₃ and Na-K-Mg diagrams. Meanwhile, gravity data analysis was performed to identify subsurface structures using the First Horizontal Derivative (FHD), Second Vertical Derivative (SVD), and 3D inversion modeling methods. The results indicate the presence of several fault structures that act as migration pathways for geothermal fluids. Along profile A-A', 2 reverse faults and 2 normal faults were identified; profile B-B' revealed 1 reverse fault and 2 normal faults; while profile C-C' showed 4 normal faults. Subsurface interpretation also indicates the presence of the main geothermal system components, namely the heat source, caprock, and reservoir zones. Geochemical analysis shows that the geothermal fluids are dominated by bicarbonate water type, indicating that the fluids are located in the outflow zone due to mixing with meteoric water. The Na-K-Mg diagram indicates that most samples are classified as immature water, suggesting that the fluids have not yet reached chemical equilibrium with the reservoir rocks. Based on the integration of geochemical and gravity data, the Dolok Marawa geothermal system is interpreted as a medium-temperature geothermal system controlled by fault structures and magmatic intrusions acting as the heat source.

Keywords: Geothermal, Geochemistry, Gravity, 3D Inversion, Dolok Maraw

Judul Skripsi : **Penentuan Sistem Panasbumi Daerah Dolok Marawa Berdasarkan Geokimia dan Data Gayabarat**

Nama Mahasiswa : **Wanti Novelia Nababan**

Nomor Pokok Mahasiswa : **2215051070**


Program Studi : **Teknik Geofisika**


Fakultas : **Teknik**



Dosen Pembimbing I

Dosen Pembimbing II


**Prof. Ir. Drs. Suharno, B.Sc. M.S.,
M. Sc., Ph.D., IPU., ASEAN. Eng.**
NIP. 196207171987031002


**Prof. Dr. Ir. Muh Sarkowi, S.Si.,
M.Si., IPU**
NIP. 197112101997021001


2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika


Dr. Ir. Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si., C.EIA., IPM.
NIP. 1973162000121002

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

Ketua : **Prof. Ir. Drs. Suharno, B.Sc. M.S., M. Sc.,
Ph.D., IPU., ASEAN. Eng.**



.....

Sekretaris : **Prof. Dr. Ir. Muh Sarkowi, S.Si., M.Si, IPU.**



.....

Anggota : **Prof. Dr. Ir. Nandi Haerudin, S.Si. M.Si., IPM.**



2. Dekan Fakultas Teknik



Dr. Ahmad Herison, S.T., M.T.
NIP. 196910302000031001

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : **5 Juni 2026**

PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa skripsi yang berjudul **“Penentuan Sistem Panasbumi Daerah Dolok Marawa Berdasarkan Geokimia dan Data Gayaberat”** merupakan hasil pemikiran dan karya ilmiah yang saya susun secara mandiri. Penyusunan skripsi ini tidak mengandung unsur penjiplakan, penyalinan, maupun penggandaan karya milik pihak lain tanpa mencantumkan sumber yang sesuai. Seluruh isi dan proses penulisannya telah mengikuti kaidah serta pedoman penulisan ilmiah yang berlaku di Universitas Lampung. Apabila di kemudian hari ditemukan bahwa pernyataan ini tidak sesuai dengan keadaan yang sebenarnya, maka saya bersedia menerima segala konsekuensi dan sanksi sesuai dengan peraturan yang berlaku.

Bandar Lampung, 5 Juni 2026

Penulis,



Wanti Novelia Nababan

NPM. 2215051070

RIWAYAT HIDUP



Penulis bernama lengkap Wanti Novelia Nababan yang lahir di Lintongnihuta, pada tanggal 08 November 2003, sebagai anak pertama dari enam bersaudara, putri dari Bapak Pungka Nababan dan Ibu Jimmi Rianita Gultom. Riwayat pendidikannya dimulai dari Taman Kanak-kanak di TK Tunas Harapan Bangsa dan lulus di tahun 2010, Sekolah Dasar di SD Negeri 174535 Ngasaribu dan lulus pada tahun 2016, Sekolah Menengah Pertama di SMP Negeri 3 Lintongnihuta dan lulus pada tahun 2019, dan menempuh Sekolah Menengah Akhir di SMA Negeri 2 Siborongborong dan lulus pada tahun 2022. Penulis menempuh pendidikan pada Perguruan Tinggi Negeri, yaitu Universitas Lampung, Fakultas Teknik, Jurusan Teknik Geofisika melalui jalur Seleksi Bersama Masuk Perguruan Tinggi Negeri (SBMPTN) pada tahun 2022.

Selama menjadi mahasiswa, penulis pernah aktif di organisasi Hima TG Bhuwana tahun 2023-2025 sebagai anggota kerohanian bidang Sosial Budaya dan Masyarakat (SBM) dan sebagai ketua pelaksana Persekutuan Doa (2024). Penulis melakukan kegiatan KKN di Desa Trimurjo, Kec. Trimurjo, Kab. Lampung Tengah, Lampung. Adapun penulis melaksanakan Kerja Praktik (KP) di BMKG Stasiun Geofisika Kelas I Deli Serdang, pada bulan Agustus-September tahun 2025 dengan judul **“Penerapan Metode McGuiarre dalam Analisis Empiris Percepatan Gerakan Tanah Maksimum (PGA) di Kabupaten Tapanuli Utara (Studi Kasus: Gempabumi, 18 Maret 2025)”**, dan melanjutkan Tugas Akhir di Teknik Geofisika Universitas Lampung.

MOTTO

“Direndahkan di mata manusia, ditinggikan di mata Tuhan, *Prove Them Wrong*”

“Walaupun bukan terlahir dari kedua orang tua yang bergelar sarjana, jadilah sarjana pertama di keluargamu”

“Jika kamu meminta sesuatu kepada-Ku dalam nama-Ku, Aku akan melakukannya”
(Yohanes 14:14)

“Sebab itu janganlah kamu khawatir akan hari besok, karena hari besok mempunyai kesusahannya sendiri. Kesusahan sehari cukuplah untuk sehari”
(Matius 6:34)

“Bangga maho tu dirim saddiri, alana dang adong na umboto songon dia boratna gabe dirim di ganup ari”

“Kadang Tuhan mematahkan rencanamu sebelum rencana itu mematahkan hatimu. Percayalah, perlindungan-Nya sering kali datang dalam bentuk kekecewaan yang tertunda”

“Perang telah usai, aku bisa pulang kubaringkan panah dan berteriak MENANG!”
(Nadin Amizah)

HALAMAN PERSEMBAHAN

Pertama dan yang utama puji serta syukur penulis panjatkan ke hadirat Tuhan Yesus Kristus atas segala kasih, penyertaan, serta anugerah-Nya, sehingga skripsi ini dapat terselesaikan. Skripsi ini masih jauh dari kata sempurna, tetapi cukup untuk mendapatkan gelar Sarjana Teknik (S.T.). Dengan segala kerendahan hati, karya sederhana ini saya persembahkan kepada:

Bapak dan Ibu Tersayang

Karya ini penulis persembahkan kepada Bapak dan Ibu, dua orang hebat yang selalu menjadi alasan penulis mampu bertahan sejauh ini. Terima kasih atas setiap doa yang tidak pernah putus, setiap pengorbanan yang sering kali disembunyikan dalam diam, serta kasih yang selalu hadir bahkan ketika penulis merasa tidak mampu. Di balik setiap langkah dan pencapaian dalam karya ini, ada lelah, air mata, dan harapan Bapak serta Ibu yang tidak akan pernah bisa terbalaskan. Semoga karya sederhana ini menjadi salah satu bentuk kecil dari rasa bangga yang kelak dapat penulis berikan untuk kalian.

Adik-Adikku Tercinta

Untuk adik-adikku tersayang, sebagai anak pertama penulis sering kali harus terlihat kuat, bahkan di saat merasa lelah dan ingin menyerah. Namun di balik semua itu, kalian selalu menjadi salah satu alasan terbesar penulis tetap bertahan dan terus berjalan hingga sampai di titik ini. Semoga karya sederhana ini dapat menjadi bukti bahwa setiap proses, jatuh bangun, dan perjuangan akan selalu menemukan akhirnya. Penulis berharap kelak kalian juga dapat mencapai mimpi-mimpi terbaik kalian dan tidak pernah berhenti percaya pada diri sendiri.

Teknik Geofisika 2022

Untuk teman-teman seperjuangan angkatan, terima kasih atas setiap suka, duka, dan perjuangan yang telah kita lalui bersama. Tetap semangat menyelesaikan apa yang sudah kita mulai, karena semua lelah ini akan menjadi cerita yang kita banggakan suatu hari nanti.

Diri Saya Sendiri

Untuk diri sendiri, terima kasih karena telah bertahan sampai di titik ini. Setelah begitu banyak air mata yang jatuh diam-diam, lelah yang dipendam sendiri, serta hari-hari ketika rasanya ingin menyerah, akhirnya diri ini mampu menyelesaikan perjalanan panjang dan meraih gelar Sarjana Teknik (S.T).

Gelar ini bukan hanya tentang sebuah pencapaian akademik, tetapi tentang semua perjuangan yang berhasil dilewati meski sering kali terasa berat. Tentang tetap berjalan walau hati lelah, tentang tetap kuat meski dunia terasa tidak baik-baik. Hari ini, semua luka, tangis, dan perjuangan itu akhirnya menemukan maknanya. Satu Langkah selesai, seribu mimpi menanti.

Keluarga Besar Teknik Geofisika Universitas Lampung

Semua pihak yang terlibat dalam proses pembuatan dan penyusunan skripsi ini, penulis mengucapkan terima kasih yang sebanyak-banyaknya.

KATA PENGANTAR

Puji dan syukur penulis panjatkan kepada Tuhan Yesus Kristus atas rahmat dan karunia-Nya, sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul **“PENENTUAN SISTEM PANASBUMI DAERAH DOLOK MARAWA BERDASARKAN GEOKIMIA DAN DATA GAYABERAT”**, dapat diselesaikan dengan baik. Penyusunan skripsi ini disusun untuk memenuhi salah satu persyaratan dalam memperoleh gelar Sarjana Teknik pada Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung. Penulis menyadari bahwa dalam penyusunan skripsi ini masih terdapat berbagai kekurangan. Oleh karena itu, penulis sangat mengharapkan kritik dan saran yang membangun guna perbaikan di masa yang akan datang. Akhir kata, penulis berharap semoga skripsi ini dapat memberikan manfaat, baik bagi penulis sendiri maupun bagi pembaca, serta dapat berkontribusi bagi pengembangan ilmu pengetahuan.

Bandar Lampung, 5 Juni 2025

Penulis,



Wanti Novelia Nababan

NPM. 2215051070

SANWACANA

Penulis mengucapkan puji serta syukur kasih karunia Tuhan Yesus Kristus atas segala berkat, kasih karunia, kesehatan, serta kesempatan yang diberikan, sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi ini dengan baik. Penyelesaian skripsi ini tidak terlepas dari bantuan, bimbingan, dukungan, serta doa dari berbagai pihak. Oleh sebab itu, dengan segala kerendahan hati, penulis menyampaikan penghargaan dan ucapan terima kasih yang tulus kepada pihak-pihak yang telah memberikan kontribusi selama proses penyusunan skripsi ini, yaitu:

1. Bapak Dr. Ahmad Herison, S.T., M.T. selaku Dekan Fakultas Teknik Universitas Lampung.
2. Bapak Dr. Ir. Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si., C.EIA., IPM., selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika, Universitas Lampung.
3. Bapak Dr. Alimuddin Muchtar, S.Si., M.Si., C.EIA., yang berperan sebagai Sekretaris Jurusan Teknik Geofisika, Universitas Lampung.
4. Bapak Prof. Ir. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D., IPU, ASEAN Eng., sebagai dosen pembimbing I dan selaku dosen pembimbing akademik yang senantiasa memberikan bantuan, arahan, dan pendampingan kepada penulis selama masa perkuliahan. Terima kasih atas waktu, perhatian, serta bimbingan yang diberikan kepada penulis sejak awal hingga selesainya penyusunan tugas akhir ini.
5. Prof. Dr. Ir. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si., IPU., selaku dosen Pembimbing II yang senantiasa memberikan waktu, tenaga, serta pemikiran dalam membimbing penulis. Terima kasih atas arahan, masukan, dan koreksi yang diberikan sehingga skripsi ini dapat tersusun dengan baik.

6. Prof. Dr. Ir. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si, IPM., selaku dosen penguji Tugas Akhir yang telah memberikan kritik, saran, serta berbagai masukan yang membangun kepada penulis dalam proses penyusunan skripsi ini, sehingga skripsi dapat terselesaikan dengan lebih baik.
7. Seluruh dosen di Jurusan Teknik Geofisika, Universitas Lampung, yang penulis hormati dan banggakan, terima kasih atas ilmu, bimbingan, serta pengalaman berharga yang telah diberikan selama masa perkuliahan.
8. Kepada kedua orang tua penulis, terima kasih atas segala doa, dukungan, perhatian, dan pengorbanan yang telah diberikan tanpa henti. Kepada Ibu tercinta, Jimmi R. Gultom, terima kasih atas kasih sayang, kesabaran, serta doa yang selalu menyertai setiap langkah penulis. Kepada Ayah tercinta, Pungka B. Nababan, terima kasih atas kerja keras, perjuangan, dan tanggung jawab yang telah diberikan demi mendukung pendidikan dan masa depan penulis. Penulis menyadari bahwa setiap pencapaian yang diraih hingga saat ini tidak terlepas dari peran, dukungan, dan pengorbanan kedua orang tua. Segala dukungan dan pengorbanan yang diberikan menjadi motivasi bagi penulis untuk menyelesaikan skripsi ini dengan sebaik-baiknya.
9. Untuk adik-adik penulis tersayang, terima kasih karena selalu menjadi penyemangat dan penghibur di tengah lelahnya proses yang penulis jalani. Kehadiran, dukungan, serta canda tawa kalian selalu menjadi alasan bagi penulis untuk tetap kuat dan terus berjuang sampai di titik ini. Terima kasih telah menjadi bagian dari perjalanan ini. Semoga kalian senantiasa diberikan kesehatan, kemudahan dalam menempuh pendidikan, serta dapat meraih cita-cita yang diinginkan. Teruslah belajar, berkembang, dan menjadi pribadi yang membanggakan bagi keluarga.
10. Untuk Oppung, Tante Ana, dan Tante Ayu, terima kasih atas doa, perhatian, serta dukungan yang selalu diberikan kepada penulis. Dukungan dan kepedulian keluarga menjadi motivasi yang berarti selama proses penyusunan skripsi ini. Penulis sangat menghargai segala bentuk bantuan, nasihat, dan semangat yang diberikan hingga skripsi ini dapat diselesaikan.
11. Sobat seperjuangan penulis Ulivia dan Fitra, terima kasih karena sudah menjadi bagian dari perjalanan panjang penulis hingga sampai di titik ini. Untuk Ulivia,

partner dari masa KP sampai tugas akhir, teman gereja, teman cerita, teman bingung, dan teman bertahan di banyak keadaan. Dan untuk Fitra, terima kasih sudah jadi teman dengan cara uniknya sendiri, dan apa adanya. Meski kita tidak selalu sejalan, sering berbeda pendapat dan kadang bikin kesal satu sama lain, tetapi banyak hal yang berhasil dilewati bersama selama kuliah. Terima kasih sudah menjadi bagian dari proses ini. Semoga semua rencana, harapan, dan cita-cita yang sedang diperjuangkan bisa tercapai dengan baik.

12. Untuk “TVOS” tersayang, Santa, Sofia, dan Suyen, terima kasih sudah jadi teman paling random sekaligus tempat nyaman selama hidup di perantauan ini. Terima kasih untuk semua cerita, tawa, obrolan yang kadang tidak jelas arahnya, serta kebersamaan yang hadir di tengah suka dan duka selama masa perkuliahan. Di saat jauh dari rumah dan keluarga, kehadiran kalian membuat penulis merasa tidak benar-benar sendirian. Mungkin kita tidak selalu punya jawaban untuk setiap masalah, tetapi setidaknya selalu ada teman untuk mendengarkan, menemani, atau sekadar membuat suasana jadi lebih baik. Semoga segala usaha yang telah diperjuangkan selama ini dapat membuahkan hasil terbaik dan membawa manfaat bagi banyak orang. Semoga kita semua dapat bertemu kembali di masa depan dengan versi terbaik dari diri masing-masing.
13. Untuk pemilik NPM 2315021085, terima kasih telah menjadi bagian dari perjalanan panjang penulis selama masa perkuliahan. Ada banyak cerita, pelajaran, dan proses yang telah dilalui, termasuk fase ketika jalan yang ditempuh sempat berbeda arah. Namun, hidup memang sering berjalan di luar rencana. Terima kasih untuk dukungan, waktu, dan kebersamaan yang diberikan. Semoga segala rencana, harapan, dan cita-cita yang sedang diperjuangkan dapat berjalan dengan baik dan tercapai sebagaimana mestinya.
14. Untuk keluarga kecil PBB (Persatuan Batak-Batak), Edu, Paulina, Pebriadi, dan Paris, terima kasih sudah jadi bagian dari perjalanan penulis selama masa perkuliahan ini. Untuk Edu, terima kasih untuk semua waktu, obrolan, dan bantuan yang sudah diberikan selama ini, atas obrolan receh, perkuliahan, sampai diem-dieman karena capek sama dunia. Dan Paulina, terima kasih

karena sudah banyak membantu penulis selama proses penyusunan tugas akhir ini.

15. Untuk teman-teman penghuni Lab PPDG, Dini, Nadia, Ika, Razan, Bang Rizky, Bang Ahya, dan yang tidak dapat disebutkan satu per satu yang telah menemani, meramaikan, menjadi tempat aman dan nyaman penulis dalam proses Tugas Akhir ini. Terima kasih atas segala rasa kekeluargaan dan bantuan yang diberikan
16. Untuk teman-teman masa kecil penulis, Pirmauli, dan Desnora, terima kasih karena masih tetap ada sampai sekarang. Untuk semua cerita, candaan, walaupun udah jarang ketemu dan sibuk sama hidup masing-masing, rasanya tetap nyaman setiap ngobrol lagi.
17. Untuk sobatku “Parpiso Leppar” Bitma dan Candani, terima kasih karena masih tetap ada sampai sekarang. Dari masa sekolah sampai hari ini, meskipun sudah sibuk dengan urusan masing-masing, komunikasi dan pertemanan kita tetap berjalan. Semoga pertemanan ini tetap awet dan kita semua diberikan yang terbaik dalam setiap langkah ke depan.
18. Untuk adik-adik TG Kristen terima kasih telah menjadi bagian dari perjalanan ini melalui kebersamaan, canda, doa, dan dukungan yang diberikan. Tetap semangat dalam belajar, bertumbuh dalam iman, dan jangan pernah menyerah dalam meraih impian. Tuhan memberkati kalian semua.
19. Seluruh pihak yang telah memberikan kontribusi dalam berbagai bentuk selama proses penyusunan hingga penyelesaian skripsi ini. Penulis mengucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya atas bantuan, dukungan, dan doa yang telah diberikan.

Bandar Lampung, 5 Juni 2026

Penulis,



Wanti Novelia Nababan

NPM: 2215051070

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRAK	iii
ABSTRACT	iv
MENGESAHKAN	vi
PERNYATAAN	vii
RIWAYAT HIDUP	viii
MOTTO	ix
HALAMAN PERSEMBAHAN	x
KATA PENGANTAR	xii
SANWACANA	xiii
DAFTAR ISI	xvii
DAFTAR GAMBAR	xx
DAFTAR TABEL	xxii
I. PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Tujuan Penelitian	3
1.3 Batasan Masalah	4
1.4 Manfaat Penelitian	4
II. TINJAUAN PUSTAKA	6
2.1 Lokasi Penelitian.....	6
2.2 Tektonik Sumatra.....	6
2.3 Stratigrafi Daerah Penelitian.....	6
2.4 Geologi Daerah Penelitian	8
2.5 Penelitian Terlebih Dahulu	10
III. TEORI DASAR	12

3.1	Sistem Panasbumi	12
3.2	Geokimia Panasbumi	13
3.2.1	Klasifikasi reservoar panasbumi menggunakan anion Cl, SO ₄ , HCO ₃	14
3.2.2	Menentukan baik buruknya sistem panasbumi menggunakan keseimbangan ion.....	16
3.2.3	Geotermometer air	16
3.2.4	Geoindikator Na-K-Mg.....	17
3.3	Metode Gayaberat.....	19
3.4	Konsep Dasar Gayaberat.....	19
3.4.1	Hukum Newton	19
3.4.2	Percepatan Gayaberat.....	20
3.4.3	Potensial Gayaberat.....	21
3.4.4	Rapat Massa Batuan.....	23
3.5	Koreksi-Koreksi dalam Metode Gayaberat	24
3.5.1	Perhitungan Gayaberat.....	24
3.5.2	Koreksi Lintang.....	24
3.5.3	Koreksi Udara Bebas (<i>Free Air Correction</i>).....	25
3.5.4	Koreksi Bouguer	25
3.5.5	Koreksi Medan (<i>Terrain Correction</i>).....	26
3.5.6	Anomali Bouguer	27
3.6	Densitas Bawah Permukaan Rata-Rata.....	28
3.5.7	Metode Parasnis	28
3.5.8	Metode Nettleton.....	28
3.7	Analisis Spektrum.....	29
3.8	Filter <i>Moving Average</i>	32
3.9	<i>First Horizontal Derivative</i> (FHD) dan <i>Second Vertical Derivative</i> (SVD).....	33
3.10	Pemodelan Inversi (<i>Inverse Modelling</i>).....	36
IV.	METODOLOGI PENELITIAN	37
4.1	Tempat dan Waktu Penelitian.....	37
4.2	Alat dan Bahan.....	37

4.3	Prosedur Penelitian	38
4.3.1	Studi Literatur	38
4.3.2	Geokimia Penelitian	38
4.3.3	Pengambilan Data	39
4.3.4	Koreksi Bouguer	40
4.3.5	Estimasi Densitas Batuan Rata-rata	40
4.3.6	Anomali Bouguer Lengkap (ABL)	40
4.3.7	Analisis Spektrum	41
4.3.8	Pemisahan Regional dan Residual	42
4.3.9	Analisis Derivatif	43
4.3.10	Model Bawah Permukaan	43
4.4	Jadwal Penelitian	44
4.5	Diagram Alir	45
V.	HASIL DAN PEMBAHASAN	47
5.1	Data Penelitian	47
5.2	Densitas Permukaan Rata-Rata	47
5.3	Anomali Bouguer Lengkap	47
5.4	Analisis Spektrum	49
5.5	Anomali Regional	53
5.6	Anomali Residual	55
5.7	<i>First Horizontal Derivative (FHD)</i>	56
5.8	<i>Second Vertikal Derivative (SVD)</i>	57
5.9	Analisis Derivatif dan <i>Inverse Modelling</i>	59
5.9.1	Lintasan A-A'	61
5.9.2	Lintasan B-B'	63
5.9.3	Lintasan C-C'	65
5.10	Analisis Geokimia	67
5.11	Model Konseptual Sistem Panasbumi	74
VI.	KESIMPULAN DAN SARAN	76
6.1	Kesimpulan	76
6.2	Saran	77
	DAFTAR PUSTAKA	78

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Peta lokasi penelitian.....	7
2. Struktur Sumatra dan pergerakan lempeng tektonik (Barber dkk., 2005)	8
3. Peta geologi daerah penelitian	9
4. Sistem panasbumi dan manifestasi permukaan (Dickson dan Fanelli, 2004)...	13
5. Diagram Ternary Na-K-Mg (Rukait dkk., 2022)	16
6. Diagram segitiga Na-K-Mg (Rukait dkk., 2022)	18
7. Gaya tarik menarik antar dua benda (Grandis, 2009)	20
8. Potensi massa 3 dimensi (Telford, 1990)	22
9. Kurva Ln A terhadap K (Blakely, 1996)	29
10. Diagram alir	45
11. Kurva perhitungan densitas permukaan dengan metode Parasnis	47
12. Peta Anomali Bouguer Lengkap daerah penelitian	48
13. Grafik Ln A terhadap lintasan A-A'.....	49
14. Grafik Ln A terhadap lintasan B-B'	50
15. Grafik Ln A terhadap lintasan C-C'.....	51
16. Grafik Ln A terhadap lintasan D-D'	51
17. Grafik Ln A terhadap lintasan E-E'	52
18. Peta anomali regional daerah penelitian	54
19. Peta anomali residual daerah penelitian.....	56
20. Peta First Horizontal Derivative (FHD) daerah penelitian	57
21. Peta <i>Second Vertical Derivative</i> (SVD) daerah penelitian.....	58
22. Lintasan analisis derivatif	60
23. Model distribusi densitas hasil inversi 3D	60
24. Profil residual, FHD, SVD pada lintasan A-A'	64

25. Profil residual, FHD, SVD pada lintasan B-B'.....	66
26. Profil residual, FHD, SVD pada lintasan C-C'.....	66
27. Hasil <i>ploting</i> struktur patahan pada peta geologi.....	68
28. Diagram segitiga Cl-SO ₄ -HCO ₃	71
29. Diagram segitiga Na-K-Mg	73
30. Model konseptual sistem panasbumi Dolok Marawa	74

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
1. Potensi massa 3 dimensi (Telford dkk., 1990)	23
2. Parameter SVD (Henderson and Zietz 1949).....	35
3. Parameter SVD (Elkins, 1951).....	35
4. Parameter SVD (Rosenbach, 1953)	35
5. Alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian.....	37
6. Hasil sampel air panas dan air dingin (Direktorat Panasbumi, 2017).....	39
7. Jadwal kegiatan	44
8. Cuplikan data penelitian.....	47
9. Estimasi kedalaman rata-rata regional, residual, <i>cut off</i> , dan lebar jendela	53
10. Tabel perhitungan <i>Charge Balance</i>	69
11. Hasil perhitungan persentase Cl–SO ₄ –HCO ₃	70
12. Hasil perhitungan <i>persentase</i> Na–K–Mg.....	72
13. Hasil Estimasi Suhu Reservoir Berdasarkan Geotermometer Fournier dan Giggenbach.....	74

I. PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Indonesia Indonesia dikenal sebagai salah satu negara yang memiliki sumber daya panasbumi melimpah karena posisinya berada pada kawasan pertemuan beberapa lempeng tektonik aktif, yaitu Lempeng Indo-Australia, Eurasia, dan Pasifik. Interaksi ketiga lempeng tersebut membentuk jalur vulkanik dunia yang dikenal sebagai *Ring of Fire*, sehingga aktivitas magmatis dan vulkanisme berkembang sangat intens. Kondisi ini menghasilkan sumber panas yang besar di bawah permukaan dan menjadikan Indonesia memiliki potensi energi panasbumi sekitar 27 GWe. Pada umumnya, pemanfaatan energi panasbumi di berbagai negara berasal dari sistem hidrotermal karena keberadaan fluida panas pada sistem ini relatif lebih mudah dimanfaatkan dibandingkan sistem panasbumi tipe *hot igneous* maupun sistem yang didominasi mekanisme konduksi. Pembentukan sistem hidrotermal sangat dipengaruhi oleh aktivitas vulkanik yang berkembang pada zona tektonik aktif dengan aliran panas tinggi. Keberadaan rekahan dan struktur geologi akibat aktivitas tektonik memungkinkan panas dari kedalaman bumi berpindah ke bagian yang lebih dangkal. Oleh karena itu, Indonesia termasuk salah satu wilayah dengan prospek panasbumi hidrotermal terbesar yang tersebar sepanjang jalur busur vulkanik. Sebagian besar lapangan panasbumi di Indonesia dikategorikan sebagai sistem berentalpi tinggi (Wahyuningsih, 2005).

Pulau Sumatera merupakan salah satu wilayah di Indonesia yang memiliki potensi panasbumi cukup besar. Berdasarkan data yang dilaporkan oleh Sugianto dan Rahardinata (2015), hingga Maret 2015 terdapat 93 lokasi

prospek panasbumi dengan total potensi mencapai 12.886 MWe. Salah satu daerah yang memiliki indikasi potensi tersebut adalah Dolok Marawa yang terletak di Kabupaten Simalungun, Provinsi Sumatera Utara (Gambar 1). Lokasi ini berada di bagian timur laut Danau Toba dan tidak jauh dari kawasan Pembangkit Listrik Tenaga Panasbumi (PLTP) Sibayak. Dari aspek geologi, wilayah Dolok Marawa didominasi oleh batuan vulkanik berumur Kuartar yang terdiri atas andesit serta endapan aliran dan jatuhnya piroklastik. Selain itu, struktur geologi yang berkembang di daerah ini didominasi oleh sesar normal dengan arah utama barat laut–tenggara dan barat daya–timur laut (Gambar 2), yang berperan dalam mengontrol perkembangan sistem panasbumi setempat.

Manifestasi panasbumi di daerah penelitian muncul dalam bentuk mata air panas dengan suhu berkisar antara 37°C hingga 65°C. Berdasarkan hasil survei geologi oleh Setiawan dkk. (2006), wilayah ini didominasi oleh batuan andesit serta endapan aliran dan jatuhnya piroklastik berumur Kuartar. Selain itu, dijumpai pula endapan travertin di sekitar mata air panas Tinggi Raja, serta batugamping yang berperan sebagai batuan dasar pada area mata air panas Bahbutala (Gambar 2). Struktur geologi yang berkembang umumnya berarah barat laut–tenggara yang mengikuti pola umum Sesar Sumatera. Manifestasi panasbumi tersebut tersebar di beberapa lokasi dalam bentuk mata air panas dengan rentang temperatur yang relatif sama.

Keberadaan potensi panasbumi pada suatu wilayah dapat diidentifikasi melalui kegiatan studi awal eksplorasi yang melibatkan pendekatan geologi, geokimia dan geofisika. Proses pembentukan dan pemanfaatan sumber daya panasbumi melibatkan berbagai fenomena geologi, geokimia, dan geofisika. Beberapa metode analisis yang dapat digunakan untuk mengklasifikasikan sistem panasbumi adalah klasifikasi yang sangat sederhana berdasarkan keadaan hidrologi (Suharno, 2011). Fluida panasbumi memiliki komposisi kimia yang beragam. Banyak perbedaan kimia ini bergantung pada sumber air pengisi dan kontribusi volatil dari sumber metamorf atau *magmatic*. Berdasarkan analisis

geokimia dapat diketahui baik buruknya, karakteristik reservoir dan suhu reservoir sistem geotermal.

Metode gravitasi merupakan salah satu metode geofisika yang umum digunakan pada tahap awal eksplorasi panas bumi karena kemampuannya dalam mengidentifikasi sistem bawah permukaan melalui perbedaan rapat massa batuan. Metode ini juga dapat dimanfaatkan untuk membangun model struktur bawah permukaan yang menjadi dasar dalam proses interpretasi geologi. Melalui interpretasi tersebut, diharapkan diperoleh gambaran yang lebih jelas mengenai kondisi daerah prospek panas bumi, termasuk identifikasi struktur seperti sesar. Hasil interpretasi data gravitasi juga dapat mendukung keberadaan beberapa sesar di suatu wilayah (Suharno, 2011). Selain itu, kemampuan metode ini dalam mendeteksi variasi densitas secara lateral maupun vertikal menjadikannya luas digunakan dalam berbagai studi geologi, seperti analisis struktur, batuan dasar, intrusi magmatik, cekungan sedimen, hingga endapan aliran sungai purba (Sarkowi, 2014).

Pengukuran data gravitasi tidak hanya dilakukan secara langsung, namun terdapat pula menggunakan satelit yang lengkap dengan posisi titik data di permukaan bumi, salah satunya adalah *Global Gravity Model Plus* (GGMplus) 2013. Untuk melakukan pemetaan awal sebelum dilakukannya pengambilan data yang lebih lanjut, dapat menggunakan GGMplus yang memiliki resolusi spasial 200 m (Hirt dkk., 2013). Berdasarkan hal tersebut, penelitian ini memanfaatkan data gravitasi satelit GGMplus untuk mengkaji potensi panas bumi di daerah Dolok Marawa, dengan tujuan mengidentifikasi karakteristik dan struktur bawah permukaan yang berperan dalam sistem panas bumi, dan mengetahui karakteristik geokimia panas bumi daerah Dolok Marawa, Sumatera Utara.

1.2 Tujuan Penelitian

Berdasarkan latar belakang di atas, maka dapat dirumuskan tujuan dalam penelitian sebagai berikut.

1. Mendapatkan model struktur geologi bawah permukaan berdasarkan analisis anomali gayaberat dan model distribusi densitas hasil pemodelan anomali gayaberat di daerah Dolok Marawa
2. Menentukan sistem panasbumi yang berupa sifat kimia fluida panasbumi, jenis reservoir, dan suhu sistem panasbumi berdasarkan geokimia daerah Dolok Marawa
3. Mendapatkan model sistem panasbumi pada daerah penelitian berdasarkan analisis data gayaberat

1.3 Batasan Masalah

Adapun batasan masalah yang dijadikan acuan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut.

1. Data yang digunakan dalam penelitian ini merupakan data sekunder bersifat *open source* yang diperoleh melalui *website* GGMPlus.
2. Penelitian difokuskan pada wilayah Lapangan Panasbumi Dolok Marawa, Sumatera Utara, tanpa melakukan pengukuran lapangan secara langsung.
3. Metode yang diterapkan adalah metode gayaberat dan geokimia untuk memodelkan struktur bawah permukaan

1.4 Manfaat Penelitian

Manfaat penelitian ini untuk memberikan gambaran awal mengenai struktur bawah permukaan sistem panasbumi di Lapangan Panasbumi Dolok Marawa melalui pemodelan 3D data gayaberat. Hasilnya diharapkan mampu mengidentifikasi struktur geologi dan zona prospek panasbumi sebagai dasar eksplorasi lanjutan di wilayah Dolok Marawa, Sumatera Utara, serta menjadi referensi dalam penerapan metode gayaberat untuk studi *geothermal*.

II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian terletak di daerah potensial panasbumi Bukit Tinggi Raja – Dolok Marawa. Secara administratif, daerah Bukit Tinggi Raja – Dolok Marawa terletak di Provinsi Sumatera Utara, khususnya di Kabupaten Simalungun, Kecamatan Silau Kahean dan sekitarnya. Secara geografis, daerah penelitian berada pada kisaran koordinat 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. Peta lokasi daerah penelitian disajikan pada Gambar 1.

2.2 Tektonik Sumatra

Evolusi tektonik Pulau Sumatera berlangsung melalui beberapa fase yang terjadi pada rentang waktu geologi berbeda hingga membentuk kondisi geologi seperti saat ini. Pada periode Mesozoikum Tengah, terjadi fase kompresi yang dipicu oleh tumbukan antara Lempeng India dan Lempeng Eurasia. Selanjutnya, pada Paleosen hingga Miosen Awal berkembang fase ekstensional, yang kemudian diikuti periode tektonik relatif stabil pada Miosen Awal hingga Pliosen. Pada fase ini, terjadi pengisian Cekungan Sumatera Selatan yang terdiri atas beberapa formasi, seperti Talang Akar, Baturaja, Gumai, Air Benakat, serta formasi yang lebih muda. Memasuki Pliosen hingga saat ini, sistem tektonik didominasi oleh pengangkatan basement yang disertai kompresi dan inversi cekungan (Syahputra, 2024).

Pembentukan Pulau Sumatera sendiri tidak terlepas dari interaksi konvergen antara kerak benua Sundaland dan kerak Samudra Hindia. Proses tumbukan

tersebut menghasilkan evolusi tektonik yang dapat dibagi menjadi tiga fase utama. Fase pertama terjadi pada Devon hingga Permian yang ditandai oleh kolisi antara blok Sibumasu dan Indochina, menghasilkan struktur sesar naik. Fase kedua berlangsung pada Trias hingga Jura berupa sistem transcurrent antara Blok Sumatra Barat dan Sibumasu yang menghasilkan sesar mendatar. Fase ketiga terjadi pada Kapur Akhir, ketika interaksi antara Blok Sumatra Barat dan Blok Woyla kembali menghasilkan deformasi kompresi dan pembentukan sesar naik (Barber dkk., 2005). Kondisi tektonik Sumatera saat ini merupakan hasil lanjutan dari proses subduksi Lempeng Samudra Hindia yang menunjam di bawah Lempeng Eurasia selama era Kenozoikum, yang juga diduga menyebabkan rotasi Pulau Sumatera searah jarum jam. Pola struktur tektonik dan pergerakan lempeng di wilayah ini dapat dilihat pada Gambar 2.

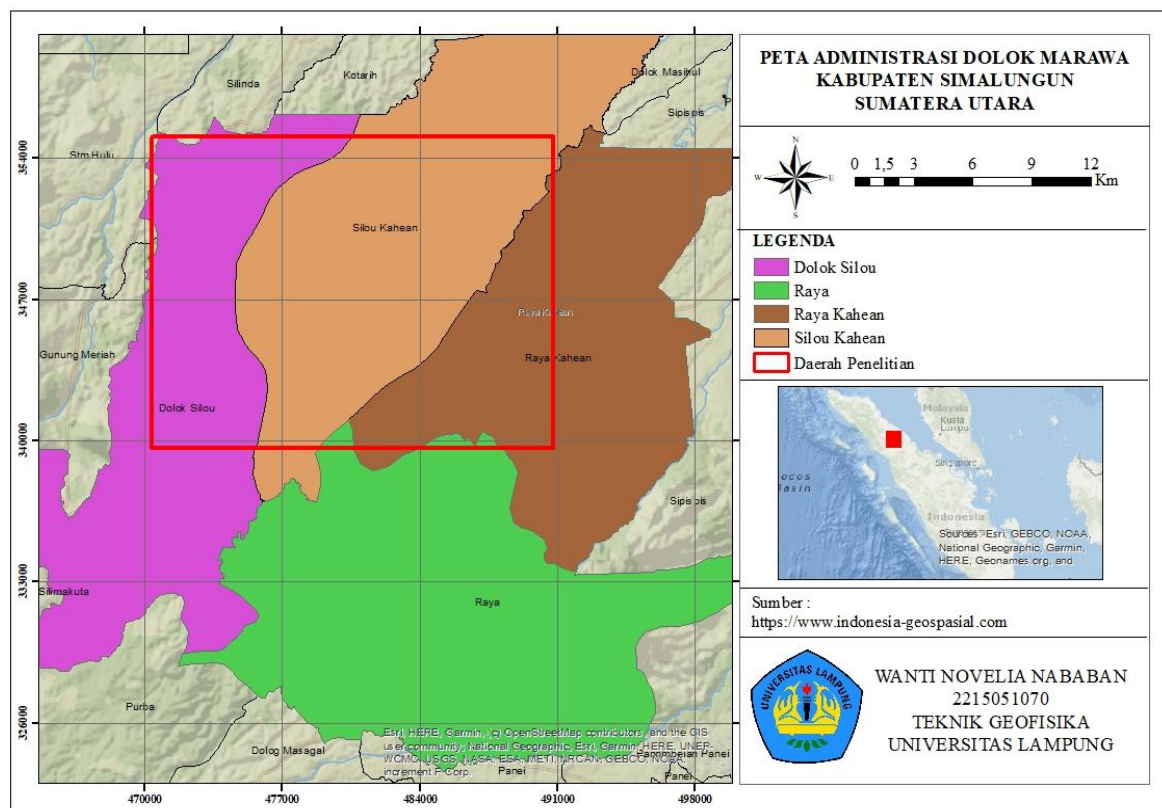
2.3 Stratigrafi Daerah Penelitian

Berdasarkan kajian stratigrafi, daerah panasbumi Dolok Marawa terdiri atas tujuh satuan batuan yang menunjukkan urutan perkembangan geologi dari tua ke muda, yaitu Gamping Bahbotala (Tgb), Andesit Gunung Sipapagus (Qls), Andesit Gunung Bahtopu (Qlb), Aliran Piroklastik Toba (Qat), Jatuhan Piroklastik Toba (Qjt), Travertin (Qtr), dan endapan Aluvium (Qa). Data umur batuan menunjukkan bahwa Andesit Gunung Bahtopu terbentuk pada sekitar $1,9 \pm 0,2$ juta tahun lalu berdasarkan analisis jejak belah, sehingga diklasifikasikan berumur Pliosen (Sundhoro dkk., 2006). Sementara itu, Gamping Bahbotala merupakan satuan yang terbentuk lebih awal, yaitu pada rentang Miosen Tengah hingga Miosen Akhir. Litologi ini termasuk ke dalam Formasi Belumai yang memiliki hubungan stratigrafi dengan Formasi Peutu dalam Kelompok Baong di Cekungan Sumatera Utara. Formasi Baong sendiri merupakan endapan berumur Miosen dengan ketebalan yang dapat mencapai sekitar 700–2.500 m (Barber dkk., 2005).

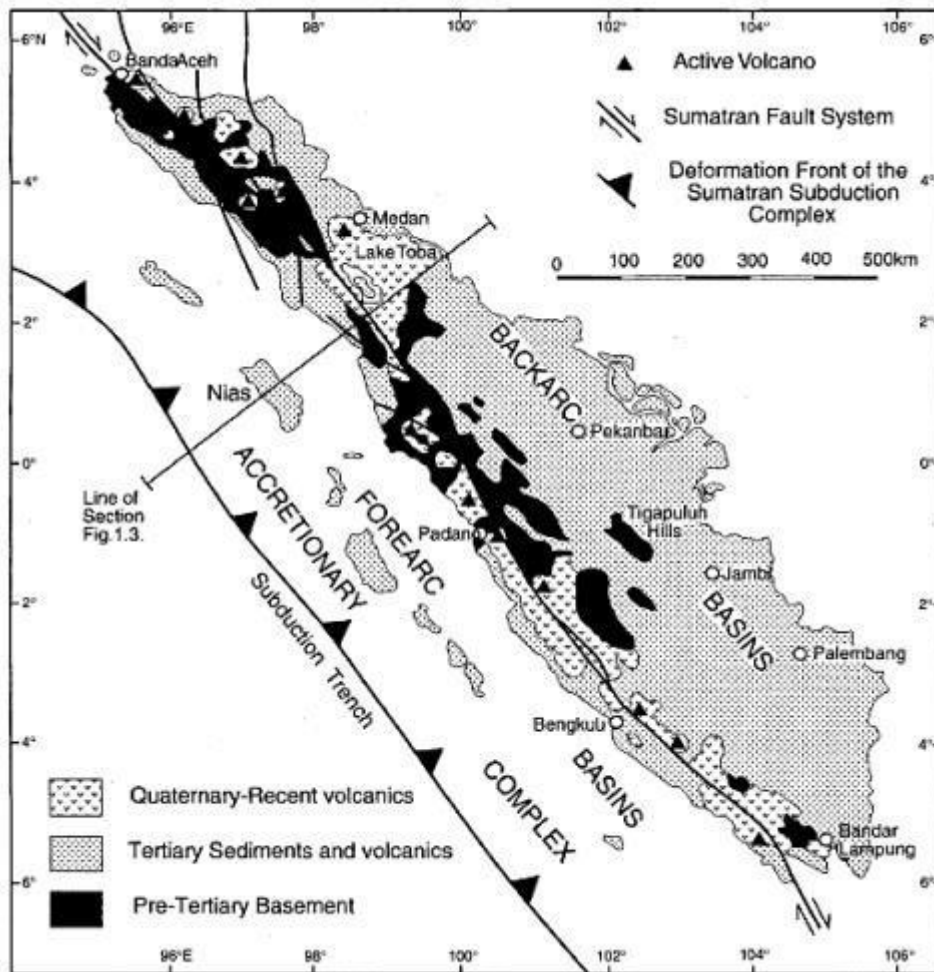
Satuan Travertin Dolok Tinggi Raja merupakan travertin termogen yang terbentuk akibat aktivitas fluida panas yang membawa gas CO₂ dari sumber panas di kerak bumi. Berdasarkan karakteristiknya, travertin ini dibagi menjadi

dua tipe, yaitu travertin rekristalisasi dan travertin baru. Travertin rekristalisasi didominasi oleh kalsit sekunder, sedangkan travertin baru tersusun atas kalsit dan aragonit. Kehadiran mineral aragonit dipengaruhi oleh temperatur mata air panas, karena mineral tersebut lebih stabil pada kondisi suhu tinggi dibandingkan kalsit (Silsilia dan Harijoko, 2015).

Satuan Aliran Piroklastik Toba (Qat) dan Jatuhan Piroklastik Toba (Qjt) merupakan produk erupsi Gunung Toba pada era Kuartar. Endapan piroklastik ini terbagi menjadi empat fase erupsi, yaitu *Haranggoal Dacite Tuff* ($1,20 \pm 0,16$ Ma), *Oldest Toba Tuff* ($0,84 \pm 0,03$ Ma), *Middle Toba Tuff* ($0,501 \pm 0,05$ Ma), dan *Youngest Toba Tuff* (0,074 Ma). Di daerah penelitian, endapan piroklastik Toba didominasi oleh *Youngest Toba Tuff* (YTT) karena memiliki sebaran paling luas, mencapai sekitar 20.000 km², dengan ketebalan singkapan lebih dari 400 m pada dinding kaldera Toba.



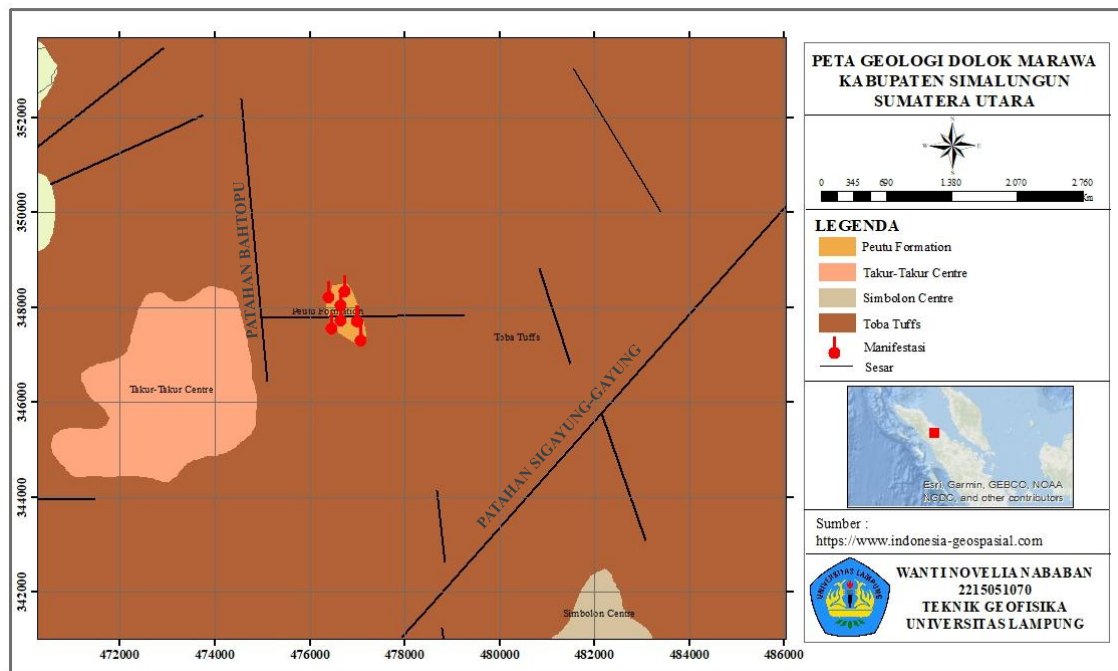
Gambar 1. Peta lokasi penelitian



Gambar 2. Struktur Sumatra dan pergerakan lempeng tektonik (Barber dkk., 2005)

2.4 Geologi Daerah Penelitian

Berdasarkan peta cekungan sedimen Indonesia, lapangan panasbumi Dolok Marawa termasuk ke dalam Cekungan Sumatera Utara (Pusat Survei Geologi, 2009). Cekungan ini memiliki luas sekitar 60.000 km² dengan ketebalan sedimen tersier yang diperkirakan mencapai 5 km. Batas barat daya cekungan ditandai oleh tinggian Pegunungan Bukit Barisan yang berumur Pliosen hingga Holosen (Barber dkk., 2005). Hasil survei geologi oleh Setiawan dkk. (2006) menunjukkan bahwa wilayah ini didominasi oleh batuan andesit serta endapan aliran dan jatuhan piroklastik berumur Kuartar. Selain itu, dijumpai pula endapan travertin di sekitar mata air panas Tinggi Raja, serta batugamping yang berperan sebagai batuan dasar pada area mata air panas Bahbutala (Gambar 3).



Gambar 3. Peta geologi daerah penelitian

Berdasarkan peta geologi daerah Dolok Marawa, Kabupaten Simalungun, Sumatera Utara, daerah penelitian tersusun oleh beberapa satuan batuan yang mencerminkan pengaruh aktivitas vulkanik yang kuat. Litologi yang berkembang meliputi Formasi Peutu, Takur-Takur Centre, Simbolon Centre, dan Toba Tuffs. Satuan Toba Tuffs merupakan satuan yang paling dominan dan menutupi sebagian besar wilayah penelitian. Satuan ini tersusun atas endapan piroklastik berupa tuf, abu vulkanik, dan material hasil aliran piroklastik yang dihasilkan oleh erupsi besar Kaldera Toba pada kala Pleistosen Akhir. Di samping itu, Formasi Peutu yang berumur lebih tua, yaitu Miosen, tersingkap secara terbatas di bagian tengah daerah penelitian dan diduga tersusun oleh batuan sedimen serta batuan vulkanik yang telah mengalami deformasi. Kehadiran Formasi Peutu menunjukkan bahwa aktivitas vulkanik Kuartar menutupi batuan dasar yang telah terbentuk sebelumnya. Sementara itu, Takur-Takur Centre dan Simbolon Centre diinterpretasikan sebagai pusat-pusat vulkanik yang tersusun oleh lava, breksi vulkanik, dan produk piroklastik lainnya yang terbentuk akibat aktivitas magmatis pada periode Kuartar.

Dari aspek struktur geologi, daerah penelitian memperlihatkan perkembangan sesar dan rekahan yang cukup intensif dengan arah dominan Barat Laut–Tenggara (NW–SE). Pola ini sejalan dengan arah struktur regional Pulau Sumatra yang dipengaruhi oleh aktivitas tektonik Sesar Sumatra. Salah satu struktur utama yang berkembang adalah Patahan Bahtopu, yang memanjang hampir utara–selatan dan berpotensi menjadi jalur utama pergerakan fluida hidrotermal. Selain itu, terdapat struktur lain berarah Timur Laut–Barat Daya (NE–SW) yang memotong struktur utama sehingga membentuk zona perpotongan sesar dan rekahan. Keberadaan zona perpotongan ini menyebabkan batuan mengalami peningkatan permeabilitas akibat berkembangnya rekahan-rekahan sekunder yang dapat menjadi jalur migrasi fluida dari kedalaman menuju permukaan. Sebaran manifestasi panas bumi pada peta menunjukkan keterkaitan yang erat dengan keberadaan struktur geologi tersebut. Manifestasi terkonsentrasi di sekitar area yang dipengaruhi oleh sesar dan berada tidak jauh dari kontak antara Formasi Peutu dan satuan Toba Tuffs. Kondisi ini mengindikasikan bahwa sesar dan rekahan berperan sebagai jalur keluarnya fluida hidrotermal ke permukaan. Kemunculan manifestasi pada daerah yang berdekatan dengan pusat-pusat vulkanik juga menunjukkan adanya hubungan antara aktivitas magmatis dan sistem hidrotermal yang berkembang.

2.5 Penelitian Terlebih Dahulu

Sugianto dan Rahadinata (2015) melakukan penelitian di lapangan panasbumi Dolok Marawa, Kabupaten Simalungun, Sumatera Utara, untuk mengkaji karakteristik distribusi densitas batuan serta kondisi struktur bawah permukaan yang berperan dalam sistem panasbumi. Wilayah penelitian terletak pada jalur Zona Sesar Sumatera dan ditandai oleh kemunculan manifestasi panasbumi berupa mata air panas dengan temperatur berkisar antara 37°C hingga 65°C. Penelitian tersebut memanfaatkan metode gayaberat dengan total 257 titik pengamatan yang mencakup area sekitar 16 km × 13 km. Data yang digunakan berasal dari survei yang dilakukan pada tahun 2006 dan 2015. Data gayaberat diolah melalui koreksi udara bebas, Bouguer, dan medan, dengan asumsi

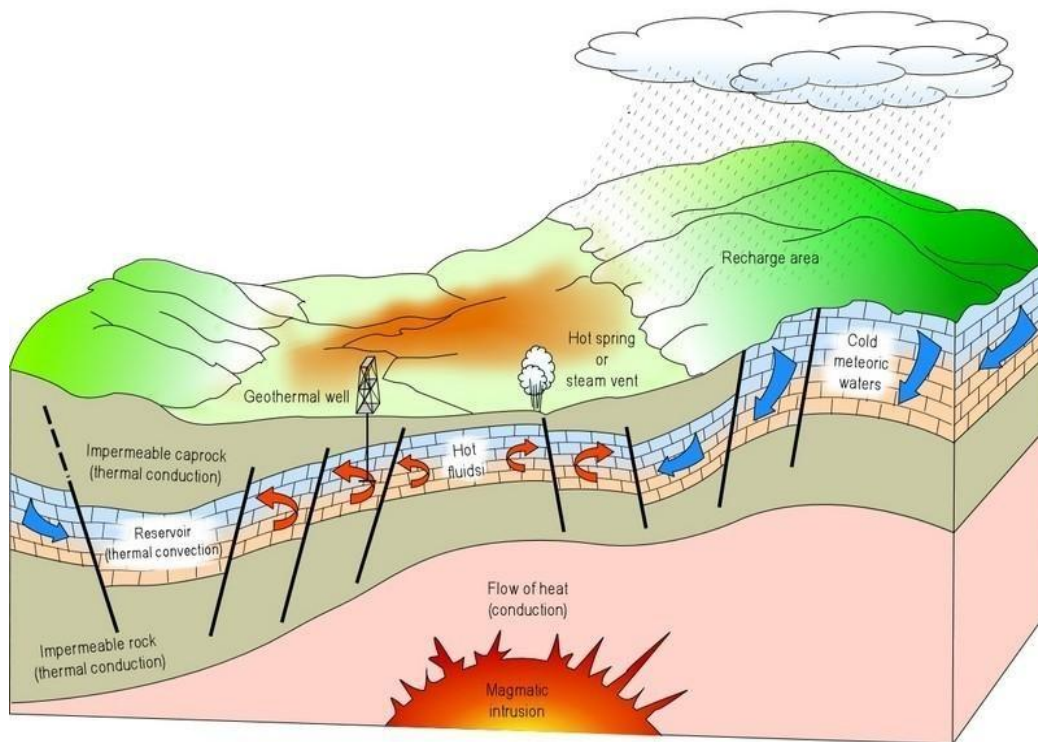
densitas rata-rata batuan $2,4 \text{ g/cm}^3$. Anomali Bouguer kemudian dipisahkan menjadi anomali regional dan residual untuk menonjolkan pengaruh struktur bawah permukaan. Pemodelan 3D dilakukan menggunakan perangkat lunak Grablox dengan metode inversi SVD dan *Occam*, menghasilkan nilai kesalahan (*RMS error*) yang kecil sehingga model dianggap cukup representatif. Hasil penelitian menunjukkan adanya zona densitas rendah sekitar $2,4 \text{ g/cm}^3$ yang memanjang searah sesar baratlaut–tenggara dan diinterpretasikan sebagai zona rekahan yang permeabel terhadap fluida hidrotermal. Selain itu, teridentifikasi densitas tinggi lebih dari $2,7 \text{ g/cm}^3$ di bawah Dolok Bahtopu yang diduga merupakan intrusi andesitik sebagai sumber panas. Secara umum, sistem panasbumi Dolok Marawa dikontrol oleh struktur sesar regional dan keberadaan intrusi magmatik sebagai *heat source*.

Sitorus dan Tampubolon (2018) melakukan penelitian untuk mengkaji struktur bawah permukaan di kawasan panasbumi Tinggi Raja yang merupakan bagian dari sistem panasbumi Dolok Marawa, Kabupaten Simalungun, Sumatera Utara, dengan menggunakan metode magnetik. Wilayah ini berada pada jalur struktur regional Sesar Sumatera dan ditandai oleh kemunculan mata air panas serta endapan travertin di permukaan. Pengukuran dilakukan pada 40 titik menggunakan alat *Proton Precession Magnetometer* (PPM). Data yang diperoleh kemudian melalui tahapan koreksi variasi harian, koreksi topografi, dan koreksi IGRF untuk mendapatkan nilai anomali magnetik total yang lebih akurat. Hasil pengolahan menunjukkan rentang anomali magnetik antara $-3,01 \text{ nT}$ hingga $69,28 \text{ nT}$, dengan nilai suseptibilitas batuan berkisar dari $-0,02$ hingga $0,48 \times 10^3$ (cgs unit). Pemodelan dua dimensi menggunakan perangkat lunak Mag2DC pada lintasan A–A' mengindikasikan adanya lapisan piroklastik di bagian atas yang berfungsi sebagai batuan penudung (*caprock*), serta batuan beku dan metamorf di kedalaman yang lebih besar. Hasil penelitian tersebut menunjukkan bahwa sistem panasbumi Dolok Marawa, khususnya di area Tinggi Raja, dikontrol oleh struktur sesar dan rekahan yang memfasilitasi pergerakan fluida panas, serta dipengaruhi oleh variasi jenis batuan di bawah permukaan.

III. TEORI DASAR

3.1 Sistem Panasbumi

Sistem panasbumi (*geothermal system*) merupakan energi panas alami yang tersimpan di dalam tanah. Energi ini sudah ada sejak awal bumi terbentuk dan berkembang menjadi sistem panasbumi. Sistem panasbumi terbentuk ketika panas dari sumber magmatik atau intrusi batuan beku memanaskan air bawah tanah yang terperangkap di dalam batuan berpori dan permeabel, membentuk sirkulasi fluida panas yang kemudian dapat dimanfaatkan sebagai sumber energi. Sistem panasbumi pada dasarnya terdiri dari lima komponen, yang bisa dilihat pada Gambar 4 yaitu terdapat sumber panas, batuan reservoir, batuan penutup (*caprock*), daerah resapan (*recharge*), dan manifestasi permukaan. Air panas yang muncul ke permukaan memiliki uap yang terperangkap dalam batuan permeable yang akan muncul ke permukaan sebagai manifestasi permukaan, contohnya *fumarole* (gas dari tanah), *hot spring* (mata air panas), solfatra (akumulasi kristal sulfur), dan sebagainya (Keam, dkk, 2005). Sumber panas biasanya berasal dari intrusi magma dangkal yang memanaskan batuan di sekitarnya. Batuan reservoir adalah batuan yang memiliki porositas dan permeabilitas cukup untuk menyimpan dan mengalirkan fluida panas. Sedangkan fluida panasbumi biasanya berupa air panas atau uap air yang terperangkap di dalam reservoir dan dapat dimanfaatkan untuk pembangkit listrik atau keperluan langsung seperti pemanasan.



Gambar 4. Sistem panasbumi dan manifestasi permukaan (Dickson dan Fanelli, 2004).

3.2 Geokimia Panasbumi

Analisis geokimia fluida sangat berperan dalam interpretasi karakteristik panasbumi bawah permukaan. Analisis geokimia pada panasbumi digunakan untuk mengetahui karakteristik fluida pada sistem panasbumi seperti temperatur, tipe fluida reservoir, asal fluida *recharge*. Berdasarkan sifat muatan listriknya, unsur-unsur terlarut dalam fluida panasbumi dapat diklasifikasikan menjadi tiga kelompok: senyawa kation, anion, dan senyawa netral (Nidya, 2013).

Nicholson (1993) membagi tipe air panas berdasarkan kandungan anion dominan yaitu anion Cl , SO_4 dan HCO_3 . Air klorida merupakan tipe fluida panasbumi dalam (*deep geothermal fluid*), umumnya ditemukan pada sistem panasbumi temperatur tinggi. Mata air panas dengan tipe air klorida memiliki temperatur tinggi, debit yang besar, rasio Cl/SO_4 tinggi, pH 5-9 dan kandungan klorida yang tinggi yang berasal langsung dari reservoir. Air sulfat merupakan tipe fluida panasbumi yang terbentuk akibat kondensasi gas panasbumi pada

air permukaan. Hidrogen sulfida (H_2S) yang terdapat dalam uap panas tersebut mengalami oksidasi menjadi sulfat. Air bikarbonat merupakan tipe fluida panasbumi yang terbentuk akibat kondensasi uap dan gas ke dalam air permukaan yang minim oksigen. Tipe air panas ini terdiri atas dua jenis yaitu jenis pertama yang mempunyai kandungan Klorida (Cl) rendah dan Bikarbonat (HCO_3) tinggi. Fluida geotermometrik memiliki beragam komposisi kimia yang sebagian besar mencerminkan kondisi geologisnya. Sebagian besar variasi kimia ini bergantung pada sumber air pengisi dan kontribusi volatil dari sumber magmatik atau metamorf. Hidrologi juga penting karena memengaruhi tingkat pencampuran atau pendidihan yang mengubah komposisi fluida.

3.2.1 Klasifikasi reservoir panasbumi menggunakan anion Cl, SO_4 , HCO_3

Klasifikasi air panasbumi sering diklasifikasikan berdasarkan komposisi kimia, suhu, dan jenis reservoir. Jenis reservoir meliputi hidrotermal, panasbumi yang ditingkatkan, dan berbagai jenis sistem yang didominasi uap. Analisis hidrokimia dapat mengklasifikasikan air panasbumi lebih lanjut berdasarkan ion dominannya, seperti klorida, bikarbonat, atau sulfat. Skema klasifikasi yang paling berguna untuk fluida panasbumi didasarkan pada komposisinya menggunakan spesies zat terlarut bermuatan negatif (anion, yaitu Cl, SO_4 , HCO_3).

Untuk tipe fluida pada sistem panasbumi terbagi atas beberapa, seperti

a. Air Klorida (Cl)

Air klorida (*chloride water*) merupakan jenis fluida panasbumi yang umumnya ditemukan pada sistem dengan temperatur tinggi. Mata air panas dengan debit besar dan kandungan Cl yang tinggi umumnya berasal dari reservoir dalam, serta mengindikasikan adanya zona permeabel pada suatu daerah. Namun, keberadaan tipe fluida ini tidak selalu tepat berada di atas zona upflow utama, karena faktor lain seperti topografi juga dapat memengaruhi sistem hidrologi secara signifikan. Selain itu, air klorida juga

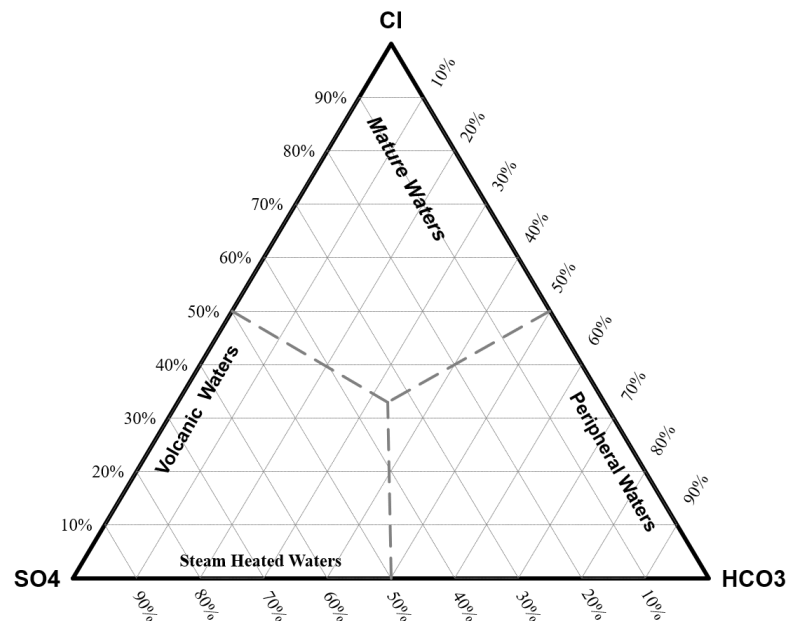
dapat menjadi indikator adanya zona permeabilitas tinggi, seperti sesar, breksi erupsi, maupun struktur konduktif.

b. Air Sulfat (SO_4)

Air panas bumi tipe asam sulfat (*acid-sulphate water*) merupakan fluida yang umumnya terbentuk pada zona dangkal akibat kondensasi gas panas bumi yang bermigrasi menuju permukaan. Kandungan gas dan senyawa volatil yang berasal dari sistem panas bumi pada awalnya terlarut dalam fluida yang berada pada kedalaman lebih besar, namun terpisah dari air bertipe klorida. Keberadaan air sulfat umumnya dijumpai pada area tepi sistem panas bumi dan tidak jauh dari zona *upflow* utama. Berdasarkan kondisi topografi, manifestasi ini biasanya berkembang pada lokasi yang berada di atas muka air tanah (*water table*) serta mengelilingi zona pendidihan (*boiling zone*). Meskipun demikian, air sulfat juga kerap ditemukan sangat dekat dengan permukaan pada kedalaman yang relatif dangkal.

c. Air Bikarbonat (HCO_3)

Air bikarbonat merupakan salah satu jenis fluida panas bumi yang memiliki kandungan karbon dioksida (CO_2) cukup tinggi. Tipe fluida ini dikenal sebagai *neutral bicarbonate-sulphate water* dan terbentuk akibat kondensasi gas serta uap panas bumi yang bercampur dengan air tanah dalam kondisi lingkungan yang minim oksigen. Keberadaan air bikarbonat umumnya dijumpai pada daerah non-vulkanik yang memiliki suhu relatif tinggi. Nilai pH yang mendekati netral terbentuk karena adanya interaksi antara fluida dan batuan di sekitarnya, baik pada reservoir dangkal maupun selama fluida bergerak menuju permukaan. Proses tersebut menyebabkan berkurangnya ion hidrogen (H^+), sehingga kandungan bikarbonat dan natrium menjadi lebih dominan dalam fluida. Selain itu, air bikarbonat memiliki tingkat reaktivitas yang cukup tinggi sehingga bersifat korosif terhadap mineral maupun material yang bersentuhan dengannya.



Gambar 5. Diagram Ternary Na-K-Mg (Rukait dkk., 2022)

3.2.2 Menentukan baik buruknya sistem panasbumi menggunakan keseimbangan ion

Keseimbangan ion adalah upaya pemeriksaan yang dilakukan untuk mengevaluasi kelayakan analisis kimia. Kandungan ion bermuatan positif (kation) seperti Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Li^+ , Rb^+ , Cs^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+} . Kandungan ion bermuatan negatif (anion) seperti Cl^- , SO_4^- , HCO_3^- , F^- , Br^- . Selain ion netral seperti SiO_2 , NH_4 , B , CO_2 , and H_2S . Salah satu cara untuk mengetahui seberapa baik analisis kimia adalah dengan memeriksa keseimbangan ion. Dalam kebanyakan larutan, ion dominan adalah Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4 . Oleh karena itu, hubungan keseimbangan ion dapat dituliskan sebagai berikut: $m\text{Na} + m\text{K} + 2 m\text{Ca} + 2 m\text{Mg} = m\text{Cl} + m\text{HCO}_3 + 2 m\text{SO}_4$ (Suharno, 2003).

3.2.3 Geotermometer air

Geotermometer adalah salah satu teknik untuk memperkirakan suhu reservoir panasbumi berdasarkan keberadaan zat terlarut dalam fluida panasbumi, di mana konsentrasi fluida sangat bergantung pada suhu. Setiap geotermometer memiliki keterbatasan yang harus diperhatikan dalam penggunaannya untuk menghindari kesalahan interpretasi.

3.2.3.1 Geotermometer silika

Pada sebagian besar sistem panasbumi, fluida di kedalaman berada dalam kesetimbangan dengan kuarsa. Pada fluida reservoir dengan suhu $> 220^{\circ}\text{C}$, kuarsa dapat mengendap akibat pendinginan yang lambat. Jika pendinginan terjadi sangat cepat, yang terbentuk atau terendap adalah silika amorf. Berdasarkan data simulasi variasi kelarutan atau konsentrasi silika terhadap variasi suhu, besarnya suhu fluida dapat diperkirakan (Simmons, 1998).

3.2.3.2 Geotermometer Na-K

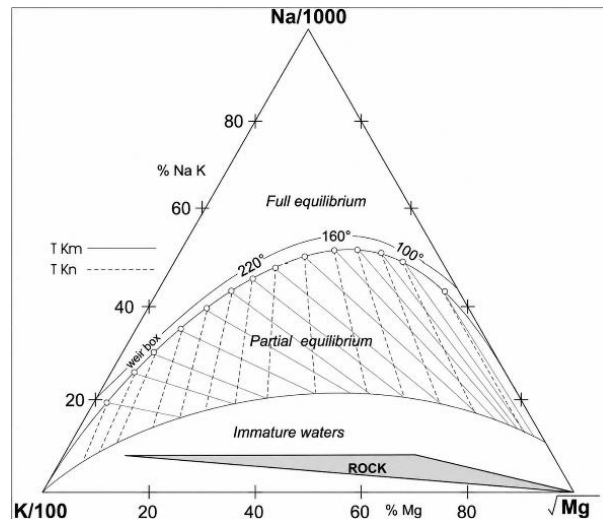
Geotermometer Na-K adalah metode untuk memperkirakan suhu reservoir panasbumi berdasarkan rasio konsentrasi natrium (Na) dan kalium (K) dalam air panas. Geotermometer ini dapat diaplikasikan pada reservoir air klorida dengan suhu $> 180^{\circ}\text{C}$.

3.2.3.3 Geotermometer K-Mg

Geotermometer K-Mg adalah alat yang digunakan untuk memperkirakan suhu reservoir panasbumi. Geotermometer ini menggunakan rasio kalium (K) dan magnesium (Mg). Kandungan Na, K, Mg, dan Ca relatif dari air termal dalam kesetimbangan penuh dengan sistem mineral yang stabil secara termodinamika, yang diperoleh melalui rekristalisasi isokimia batuan kerak rata-rata, pada suhu dan salinitas tertentu, didefinisikan secara unik.

3.2.4 Geoindikator Na-K-Mg

Geoindikator Na-K-Mg adalah metode geokimia yang digunakan untuk menganalisis karakteristik fluida panasbumi, termasuk estimasi suhu reservoir. Diagram ternary Na-K-Mg membantu menentukan jenis fluida dan tingkat kematangannya, serta memperkirakan suhu reservoir. Geoindikator Na-K-Mg sering digunakan untuk memperkirakan suhu reservoir panasbumi, terutama untuk reservoir dengan suhu tinggi (di atas 180°C).



Gambar 6. Diagram segitiga Na-K-Mg (Rukait dkk., 2022)

Dalam diagram ternary Na-K-Mg Giggenbach fluida panasbumi terbagi menjadi tiga, yaitu :

- a. *Full equilibrium water*, menunjukkan bahwa fluida telah mencapai kesetimbangan kimia dengan batuan reservoir, sehingga komposisi kimianya dianggap stabil dan mampu menggambarkan kondisi reservoir secara baik. Fluida pada zona ini umumnya memiliki kandungan Mg yang sangat rendah, menandakan minimnya pengaruh pencampuran dengan air permukaan, sehingga hasil estimasi temperatur menggunakan geotermometer kimia dapat dianggap paling representatif. Zona ini biasanya dikaitkan dengan jalur *upflow*, yaitu area naiknya fluida panas langsung dari reservoir.
- b. *Partial equilibrium water*, menunjukkan kondisi dimana fluida telah mengalami kesetimbangan sebagian, tetapi belum sepenuhnya stabil. Hal ini umumnya disebabkan oleh adanya proses pencampuran dengan air dangkal atau pendinginan selama fluida bergerak menuju permukaan. Kondisi seperti ini umumnya ditemukan pada daerah *outflow*, yaitu zona aliran keluar fluida dari sistem panasbumi.
- c. *Immature water*, menggambarkan fluida yang belum mencapai kesetimbangan kimia dengan batuan reservoir atau telah mengalami pencampuran yang signifikan dengan air meteorik. Fluida pada zona ini

umumnya memiliki kandungan Mg yang tinggi, yang menunjukkan dominasi pengaruh air permukaan dibandingkan pengaruh reservoir.

3.3 Metode Gayaberat

Metode gayaberat merupakan salah satu metode geofisika yang memanfaatkan pengukuran variasi medan gravitasi bumi untuk memperoleh informasi kondisi bawah permukaan. Variasi nilai gravitasi yang terukur dipengaruhi oleh perbedaan densitas batuan, jenis litologi, kedalaman sumber anomali, serta perubahan topografi di permukaan bumi (Sarkowi, 2014). Prinsip dasar metode ini berlandaskan pada sifat massa suatu benda, di mana setiap massa akan menghasilkan gaya tarik-menarik yang besarnya bergantung pada nilai massanya. Dalam eksplorasi panasbumi, metode gayaberat memiliki peranan penting karena mampu memberikan gambaran karakteristik bawah permukaan berdasarkan distribusi densitas batuan. Informasi tersebut dapat digunakan untuk mengidentifikasi komponen utama sistem panasbumi, seperti lapisan penudung (*cap rock*), zona reservoir, dan sumber panas (*heat source*). Selain itu, metode ini juga efektif dalam mengenali struktur geologi yang mengontrol pergerakan fluida bawah permukaan, termasuk jalur migrasi, daerah imbuhan (*recharge*), serta zona pelepasan (*discharge*), yang berperan penting dalam pembentukan dan keberlangsungan sistem panasbumi (Telford dkk., 1990).

3.4 Konsep Dasar Gayaberat

3.4.1 Hukum Newton

Dasar teori metode gayaberat mengacu pada Hukum Gravitasi Newton (Gambar 6), yang menyatakan bahwa besar gaya gravitasi antara dua partikel bermassa m_1 dan m_2 sebanding dengan hasil kali kedua massa tersebut serta berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara pusat massanya. Berdasarkan prinsip tersebut, hubungan matematisnya dapat dinyatakan dalam Persamaan 1 (Serway dan Jewett, 2009):

$$\vec{F} = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \hat{r} \quad (1)$$

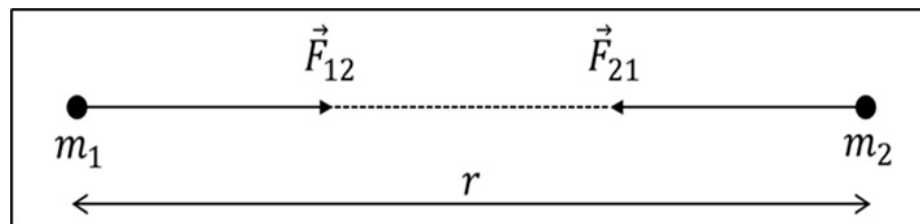
Keterangan:

\vec{F} = Gaya tarik menarik (N)

$m_1 m_2$ = Massa benda 1 dan massa benda 2 (kg)

r = Jarak antara dua benda (m)

G = Konstanta gravitasi universal ($6.67 \times 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg s}^{-2}$)



Gambar 7. Gaya tarik menarik antar dua benda (Grandis, 2009)

3.4.2 Percepatan Gayaberat

Hukum II Newton menjelaskan bahwa percepatan suatu benda dipengaruhi oleh gaya yang bekerja padanya. Secara matematis, gaya merupakan hasil perkalian antara massa benda dan percepatan yang dialami benda tersebut, sehingga semakin besar gaya yang diberikan, semakin besar pula percepatan yang dihasilkan pada massa yang sama.

$$\vec{F} = m \cdot \vec{g} \quad (2)$$

Percepatan yang dialami oleh suatu benda bermassa m akibat pengaruh gaya tarik gravitasi dari benda lain yang memiliki massa m pada jarak r dapat dinyatakan sebagai:

$$\vec{g} = \frac{\vec{F}}{m} \quad (3)$$

Pada Persamaan (1), massa m_1 merepresentasikan massa benda (m), sedangkan massa m_2 merepresentasikan massa bumi (M). Dengan mensubstitusikan Persamaan (2) ke dalam Persamaan (1), diperoleh hubungan matematis yang dapat dituliskan sebagai berikut:

$$m\vec{g} = G \frac{mM}{r^2} \hat{r} \quad (4)$$

$$\vec{g} = G \frac{M}{r^2} \hat{r} \quad (5)$$

Keterangan:

\vec{g} = Medan gayaberat bumi (m/S^2)

M = Massa bumi (kg)

m = Massa benda (kg)

\vec{F} = Gayaberat (N)

r = Jari-jari bumi (km)

\hat{r} = Vektor satuan arah

Pengukuran percepatan gravitasi pertama kali diperkenalkan oleh Galileo Galilei. Sebagai bentuk penghargaan terhadap jasanya dalam pengembangan ilmu fisika, satuan percepatan gravitasi dikenal dengan istilah gal, yang dalam sistem CGS setara dengan 1 cm/s^2 . Dalam aplikasi geofisika, khususnya pada survei gayaberat, variasi medan gravitasi yang diamati umumnya sangat kecil sehingga digunakan satuan yang lebih sensitif, yaitu miligal (mGal) dan mikrogal (μGal). Hubungan konversi antara satuan-satuan tersebut dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2 = 10^{-2} \text{ m/s}^2$$

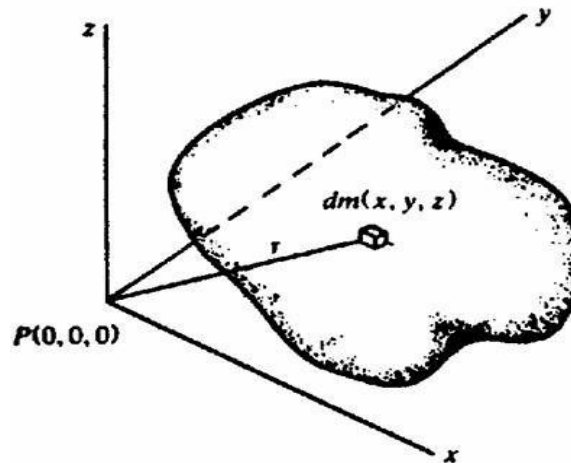
$$1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal}$$

$$1 \mu\text{Gal} = 10^{-3} \text{ mGal} = 10^{-6} \text{ Gal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$$

Dalam sistem MKS, gayaberat juga diukur dalam gayaberat unit (g.u.), di mana $1 \text{ mGal} = 10 \text{ g.u.} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$ (Octonovrilna dkk., 2009).

3.4.3 Potensial Gayaberat

Potensial gravitasi menggambarkan perubahan energi yang terjadi akibat perpindahan suatu massa di dalam medan gravitasi yang dihasilkan oleh benda bermassa. Karena medan gravitasi bersifat konservatif, besarnya usaha yang terjadi hanya dipengaruhi oleh posisi awal dan posisi akhir, tanpa bergantung pada lintasan perpindahan (Rosid, 2005).



Gambar 8. Potensi massa 3 dimensi (Telford, 1990)

Jika terdapat suatu massa dengan bentuk sembarang dalam ruang tiga dimensi yang memiliki distribusi kontinu dengan kerapatan massa $\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)$, maka nilai potensial gayaberat di suatu titik P (x, y, z) dapat dihitung berdasarkan distribusi tersebut:

$$U(x, y, z) = G \iiint \frac{\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)}{[(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - \gamma)^2]} d\alpha. d\beta. d\gamma \quad (6)$$

Medan gayaberat akibat distribusi densitas di atas diperoleh dengan mendiferensialkan persamaan (6) terhadap x, y , dan z yang hasilnya adalah:

$$\Delta g_x(x, y, z) = -G \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)(x - \alpha)}{[(x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + (z - \gamma)^2]^{3/2}} d\alpha. d\beta. d\gamma \quad (7)$$

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

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

Berdasarkan persamaan (9), besarnya nilai medan gayaberat Δg yang terukur di permukaan bumi tidak bersifat konstan, melainkan menunjukkan variasi dari satu lokasi ke lokasi lainnya yang berkaitan erat dengan penyebaran massa di bawah permukaan yang direpresentasikan oleh distribusi densitas batuan. Adanya perbedaan nilai densitas menyebabkan variasi medan gayaberat yang

dapat diamati pada hasil pengukuran. Selain faktor densitas, kondisi topografi dan bentuk permukaan bumi yang tidak seragam juga memberikan pengaruh terhadap proses perhitungan, khususnya pada penentuan batas integral yang digunakan dalam analisis medan gayaberat (Sarkowi, 2014).

3.4.4 Rapat Massa Batuan

Batuan merupakan material alami yang menyusun sebagian besar kerak bumi. Berdasarkan proses terbentuknya, karakter tekstur, dan komposisi mineral penyusunnya, batuan secara umum diklasifikasikan menjadi tiga kelompok utama, yaitu batuan beku, batuan sedimen, dan batuan metamorf.

Tabel 1. Potensi massa 3 dimensi (Telford dkk., 1990)

Jenis Batuan Sedimen	Rentang Densitas (gr/cc)	Rata-Rata (gr/cc)
<i>Alluvium</i>	1,96 – 2,00	1,98
<i>Clay</i>	1,63 – 2,60	2,21
<i>Gravel</i>	1,70 – 2,40	2,00
<i>Loess</i>	1,40 – 1,93	1,64
<i>Silt</i>	1,80 – 2,20	1,93
<i>Soil</i>	1,20 – 2,40	1,92
<i>Sand</i>	1,70 – 2,30	2,00
<i>Sandstone</i>	1,61 – 2,76	2,35
<i>Shale</i>	1,77 – 3,20	2,40
<i>Limestone</i>	1,93 – 2,90	2,55

Jenis Batuan Beku	Rentang Densitas (gr/cc)	Rata-Rata (gr/cc)
<i>Rhyolit</i>	2,35 – 2,70	2,52
<i>Andesit</i>	2,50 – 2,81	2,64
<i>Granit</i>	2,40 – 2,80	2,61
<i>Syenite</i>	2,60 – 2,95	2,77
<i>Basalt</i>	2,70 – 3,30	2,99
<i>Gabro</i>	2,70 – 3,50	3,03

Jenis Batuan Metamorf	Rentang Densitas (gr/cc)	Rata-Rata (gr/cc)
<i>Gneiss</i>	2,59 – 3,00	2,80
<i>Schist</i>	2,39 – 2,90	2,64
<i>Phyllite</i>	2,68 – 2,80	2,74
<i>Slate</i>	2,70 – 2,90	2,79
<i>Granulite</i>	2,52 – 2,73	2,64
<i>Amphibolite</i>	2,90 – 3,04	2,96
<i>Eclogite</i>	3,20 – 3,54	3,37

Salah satu sifat fisik penting batuan adalah densitas, yaitu perbandingan antara massa dan volume suatu material. Nilai densitas mencerminkan karakteristik fisik batuan dan dipengaruhi oleh komposisi mineral, tingkat porositas, serta kandungan fluida yang mengisi ruang pori (Sucipto dkk., 2014). Variasi densitas pada batuan berkaitan dengan tingkat kekompakan mineral, jenis serta proporsi mineral yang terkandung di dalamnya, porositas, dan keberadaan fluida yang mengisi ruang pori. Porositas sendiri merupakan perbandingan antara volume pori terhadap volume total batuan yang biasanya dinyatakan dalam bentuk persentase. Perbedaan faktor-faktor tersebut menyebabkan setiap jenis batuan memiliki nilai densitas yang berbeda. Nilai variasi densitas beberapa jenis batuan dapat dilihat pada Tabel 1.

3.5 Koreksi-Koreksi dalam Metode Gayaberat

Dalam pengolahan data gayaberat, berbagai koreksi diperlukan untuk mengurangi pengaruh noise, baik yang berasal dari proses pengukuran maupun faktor alam. Koreksi-koreksi yang dilakukan antara lain sebagai berikut:

3.5.1 Perhitungan Gayaberat

Gayaberat observasi adalah nilai gravitasi yang terukur pada suatu lokasi dan dipengaruhi oleh posisi, elevasi, struktur geologi, serta densitas batuan bawah permukaan. Nilainya umumnya berbanding terbalik dengan topografi, yaitu lebih besar pada daerah berelevasi rendah dan lebih kecil pada daerah berelevasi tinggi (Setiadi dkk., 2018).

3.5.2 Koreksi Lintang

Koreksi lintang diterapkan untuk menghilangkan pengaruh bentuk bumi yang tidak sepenuhnya bulat. Perbedaan jari-jari bumi antara wilayah kutub dan khatulistiwa menyebabkan nilai gayaberat bervariasi menurut lintang, dengan nilai yang umumnya lebih besar di daerah kutub dibandingkan di khatulistiwa. Oleh karena itu, koreksi lintang diperlukan untuk menyesuaikan nilai pengukuran gayaberat pada setiap lokasi. Perhitungan koreksi lintang (θ) dapat dilakukan menggunakan persamaan berikut (Blakely dkk., 1995).

$$g\theta = 978032,7(1 + 0.0023024 \sin^2\theta - 0,0000058 \sin^2 2\theta) \quad (10)$$

Keterangan:

- G = Percepatan gayaberat pada lintang θ (dalam m/s^2)
 g_0 = Percepatan gayaberat standar pada ekuator ($9.78049 m/s^2$)
 θ = Lintang geografis (dalam radian)
 $\sin \theta$ = Fungsi sinus dari lintang θ

3.5.3 Koreksi Udara Bebas (Free Air Correction)

Koreksi udara bebas dilakukan untuk memperhitungkan pengaruh elevasi titik pengamatan terhadap nilai gayaberat. Semakin tinggi lokasi pengukuran dari *mean sea level*, nilai percepatan gravitasi yang terukur akan semakin kecil. Oleh karena itu, koreksi ini diperlukan untuk memperoleh nilai gayaberat absolut pada titik observasi (Syamsuriadi, 2013). Perhitungan koreksi udara bebas dilakukan menggunakan Persamaan (10) (Brotopuspito, 2001).

$$FAC = 0.3086 \times h \quad (11)$$

Keterangan :

- FAC = *Free Air Correction*
 h = Ketinggian (m)

Untuk memperoleh nilai *Free Air Anomali* (FAA) atau anomali udara bebas, dapat menggunakan persamaan:

$$FAA = g_{obs} - g_{\varphi} + 0.3086h \quad (12)$$

Keterangan :

- FAA = *Free Air Anomaly*
 g_{obs} = Gravitasi Observasi

3.5.4 Koreksi Bouguer

Koreksi Bouguer adalah koreksi yang dilakukan karena adanya pengaruh massa batuan pada ruang antara bidang acuan dan titik pengukuran. Koreksi Bouguer ini diperoleh dari persamaan (12) (Brotopuspito, 2001).

$$BC = 2\pi G\rho h \quad (13)$$

Nilai dari $2\pi G$ adalah 0,04191 sehingga nilai koreksi Bouguer ini diperoleh dari persamaan (13)

$$BC = 0,04191\rho h \quad (14)$$

Keterangan :

BC = Bouguer Correction (mGal/m)

G = Konstanta Gravitasi ($6,67 \times 10^{-11} \text{m}^3/\text{kg}\cdot\text{s}^2$)

ρ = Rapat massa batuan rata-rata ($2,67 \text{g}/\text{cm}^3$)

h = Ketinggian (m)

3.5.5 Koreksi Medan (Terrain Correction)

Koreksi medan (*terrain correction*) dilakukan untuk menghilangkan pengaruh ketidakteraturan topografi di sekitar titik pengamatan terhadap nilai gayaberat. Keberadaan bukit, lembah, atau variasi relief lainnya dapat menyebabkan penyimpangan pada hasil pengukuran sehingga perlu diperhitungkan dalam proses koreksi. Koreksi ini diperlukan karena koreksi Bouguer mengasumsikan kondisi permukaan yang datar, sedangkan topografi lapangan umumnya tidak seragam (Dobrin, 1960; Susilawati, 2005). Dengan demikian, koreksi medan digunakan untuk memperbaiki pengaruh distribusi massa yang tidak merata di sekitar lokasi pengukuran. Namun, pada daerah dengan topografi relatif datar, koreksi ini umumnya tidak diperlukan. Perhitungan koreksi medan dilakukan menggunakan Persamaan (14).

$$g = \frac{0.04193}{n} \rho \left\{ (r^2 - r_1^2) + \sqrt{r^2 + L^2} - \sqrt{r_1^2 + L^2} \right\} \quad (15)$$

Keterangan :

g = Respon Gayaberat (mGal)

n = Jumlah kompartemen tiap zona

ρ = Densitas (g/cc)

r_1 = Jari-jari radius dalam (m)

L = Selisih ketinggian dari titik pengukuran (m)

3.5.6 Anomali Bouguer

Nilai gayaberat hasil pengukuran yang telah dilakukan koreksi drift, koreksi pasang surut, koreksi lintang, koreksi udara bebas, koreksi Bouguer, dan koreksi Terrain akan mendapatkan nilai anomali Bouguer. Anomali Bouguer yang didapat menggambarkan variasi dari densitas secara lateral. Anomali Bouguer yang positif dikarenakan benda memiliki densitas tinggi dalam medium yang rendah dan anomali Bouguer negatif dikarenakan benda memiliki densitas rendah dalam medium yang tinggi (Reynolds, 1997).

Menurut Hinze (2013), anomali Bouguer merupakan hasil dari perbedaan gayaberat teoritis dan gayaberat pengamatan pada titik pengamatan. Eksplorasi sumber daya alam untuk mendapatkan gambaran bawah permukaan dapat dengan metode gayaberat yang menghasilkan persebaran variasi densitas atau rapat massa secara vertikal maupun lateral pada daerah disekelilingnya. Setelah diperoleh nilai anomali udara bebas atau *Free Air Anomaly* (FAA) selanjutnya didapatkan nilai anomali bouguer sederhana atau *Simple Bouguer Anomaly* (SBA), kemudian baru diperoleh *Complete Bouguer Anomaly* (CBA) seperti pada persamaan (16) dan (17).

$$SBA = FAA - BC \quad (16)$$

$$CBA = SBA + TC \quad (17)$$

Keterangan :

SBA = *Simple bouguer anomaly*

FAA = *Free air anomaly*

BC = *Bouguer correction*

CBA = *Complete bouguer anomaly*

TC = *Terrain correction*

3.6 Densitas Bawah Permukaan Rata-Rata

Densitas batuan merupakan parameter penting dalam perhitungan anomali Bouguer. Oleh karena itu, nilai densitas rata-rata daerah penelitian perlu ditentukan secara akurat menggunakan metode Parasnis atau Nettleton.

3.5.7 Metode Parasnis

Penentuan densitas rata-rata batuan menggunakan metode Parasnis dilakukan melalui analisis hubungan antara nilai *Free Air Anomaly* (FAA) dan selisih koreksi Bouguer terhadap koreksi medan (BC–TC). Nilai BC–TC diplot pada sumbu X, sedangkan FAA ditempatkan pada sumbu Y. Dari sebaran data tersebut kemudian dibuat garis regresi linier untuk memperoleh persamaan hubungan keduanya. Kemiringan (*slope*) dari persamaan yang dihasilkan digunakan sebagai dasar dalam menentukan densitas rata-rata batuan pada daerah penelitian. Persamaan yang digunakan ditunjukkan sebagai berikut:

$$g_{obs} - g(\Phi) + g_{FA} = \rho(g_{bouguer} - TC) \quad (18)$$

Keterangan :

g_{FA} = percepatan gravitasi *free air anomaly*

g_{obs} = percepatan gravitasi titik pengukuran

$g(\Phi)$ = percepatan gravitasi lintang

$g_{bouguer}$ = percepatan gravitasi bouguer

TC = *terrain correction*

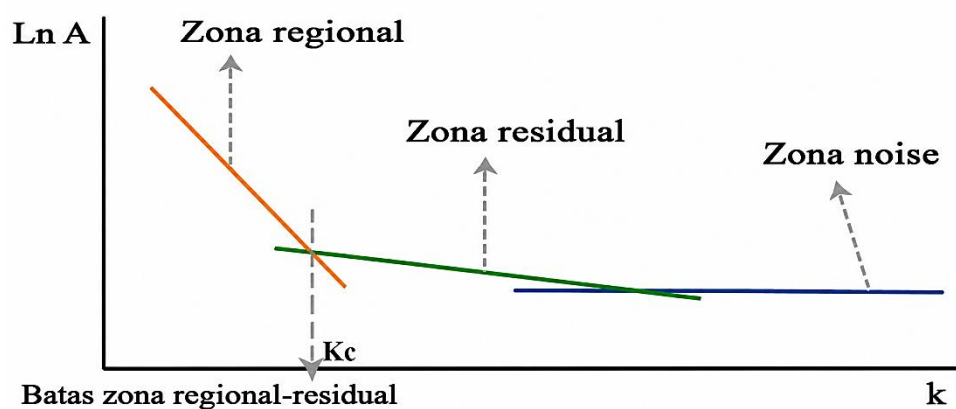
3.5.8 Metode Nettleton

Metode Nettleton digunakan untuk menentukan densitas rata-rata batuan permukaan yang menghasilkan profil anomali gayaberat paling halus dan paling sedikit dipengaruhi oleh topografi. Estimasi densitas dilakukan berdasarkan koreksi Bouguer dan koreksi medan dengan menghitung anomali Bouguer menggunakan beberapa nilai densitas yang berbeda. Hasilnya kemudian dibandingkan dengan profil topografi pada lintasan yang sama. Nilai densitas yang menunjukkan hubungan paling kecil terhadap perubahan topografi dianggap sebagai densitas rata-rata yang mewakili daerah penelitian.

Secara kuantitatif, penentuan densitas terbaik dapat dilakukan melalui analisis korelasi silang antara variasi elevasi dan nilai anomali gayaberat terhadap suatu bidang referensi (Martha, 2017).

3.7 Analisis Spektrum

Analisis spektrum merupakan metode yang digunakan untuk mengubah data dari domain ruang atau waktu ke domain frekuensi melalui Transformasi Fourier. Proses ini memungkinkan suatu sinyal direpresentasikan sebagai kombinasi berbagai komponen sinusoidal dengan frekuensi yang berbeda. Dari hasil transformasi tersebut diperoleh informasi amplitudo dan fase yang dapat dimanfaatkan untuk mengestimasi kedalaman sumber anomali berdasarkan hubungan antara amplitudo dan bilangan gelombang (*wave number*). Selain digunakan untuk memperkirakan kedalaman, parameter yang diperoleh juga berperan dalam penentuan ukuran jendela penyaringan (*filtering*) serta pemisahan anomali regional dan residual. Pada data gayaberat, analisis spektrum diterapkan untuk mengidentifikasi karakteristik sumber anomali di bawah permukaan dari respons medan potensial yang terukur pada bidang horizontal. Menurut Hidayat (2011), metode ini memanfaatkan Transformasi Fourier untuk mengonversi fungsi dalam domain jarak atau waktu menjadi fungsi dalam domain frekuensi atau bilangan gelombang. Hasil analisis umumnya ditampilkan dalam grafik hubungan antara $\ln A$ (logaritma amplitudo) pada sumbu vertikal dan k (bilangan gelombang) pada sumbu horizontal, seperti ditunjukkan pada Gambar 9.



Gambar 9. Kurva $\ln A$ terhadap k (Blakely, 1996)

Menurut Blakely (1996), spektrum potensial gayaberat pada bidang horizontal dapat diturunkan dari distribusi potensial gayaberat yang diamati pada bidang tersebut.

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

$$F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|}(z_0 - z)}{|k|} \quad (20)$$

Keterangan :

$$z_1 > z_0, |k| \neq 0$$

U = Potensial gayaberat

μ = Anomali Rapat massa

γ = Konstanta gayaberat

r = Jarak

Dari persamaan (19) dan (20) maka diperoleh persamaan (21).

$$F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi\gamma\mu \frac{e^{|k|}(z_0 - z)}{|k|} \quad (21)$$

Sehingga transformasi fourier anomali gayaberat pada lintasan yang diinginkan pada persamaan (23).

$$F(gz) = \gamma\mu F\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) = \gamma\mu \frac{\partial}{\partial z} F \frac{1}{r} \quad (22)$$

$$F(gz) = 2\pi\gamma\mu e^{|k|}(z_0 - z) \quad (23)$$

Keterangan :

gz = Anomali gayaberat

k = Bilangan gelombang

z_0 = Ketinggian titik amat

z = Kedalaman benda anomali

Apabila distribusi densitas dianggap acak serta tidak menunjukkan hubungan antar nilai gayaberat, maka nilai m diasumsikan sama dengan 1. Dengan asumsi tersebut, persamaan transformasi Fourier untuk anomali gayaberat dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$A = Ce^{|k|(z_0 - z_1)} \quad (24)$$

Keterangan :

A = amplitudo

C = konstanta

Hubungan antara amplitudo (A), bilangan gelombang (k), dan kedalaman ($z_0 - z_1$) dapat diperoleh dengan menerapkan logaritma pada persamaan $A = Ce^{|k|(z_0 - z_1)}$ sehingga bilangan gelombang k berbanding lurus dengan *spectral amplitude*.

$$\ln A = \ln C e^{|k|(z_0 - z_1)} \quad (25)$$

$$\ln A = (z_0 - z_1)|k| + \ln C \quad (26)$$

Persamaan di atas dapat dianalogikan dalam persamaan garis lurus:

$$y = mx + c \quad (27)$$

Dimana $\ln A$ sebagai sumbu y , $|k|$ sebagai sumbu x , dan $(z_0 - z_1)$ sebagai kemiringan garis (*gradien*). Kemiringan garis (*gradien*) yang terbentuk merepresentasikan kedalaman sumber anomali, baik untuk komponen dangkal maupun dalam. Bilangan gelombang $|k|$ didefinisikan sebagai jumlah siklus per satuan panjang (*cycle/meter*) dan berhubungan dengan panjang gelombang (λ). Hubungan λ dengan Δx dapat dinyatakan melalui persamaan berikut:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi}{N\Delta x} \quad (28)$$

Nilai λ sama dengan Δx , ada faktor lain pada Δx yang disebut konstanta pengali, sehingga $\lambda = N \cdot \Delta x$, konstanta N didefinisikan sebagai lebar jendela,

jadi lebar jendela dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$N = \frac{2\pi}{k_c \Delta x} \quad (29)$$

Dimana Δx menyatakan interval spasial data yang digunakan dalam proses *Fast Fourier Transform* (FFT) dan k_c menunjukkan nilai bilangan gelombang batas (*cutoff wave number*). Nilai bilangan gelombang berbanding lurus dengan frekuensi, sehingga semakin besar nilai k , semakin tinggi frekuensi yang dihasilkan. Hubungan bilangan gelombang k dengan frekuensi f adalah $k = 2\pi f$. Dalam analisis spektrum, komponen frekuensi rendah umumnya berkaitan dengan sumber anomali yang berada lebih dalam atau bersifat regional, sedangkan frekuensi tinggi mencerminkan anomali dangkal yang bersifat residual.

3.8 Filter *Moving Average*

Filter *moving average* merupakan salah satu metode penyaringan yang banyak digunakan dalam pengolahan data karena penerapannya yang sederhana dan mudah dipahami. Dalam analisis data gayabarat, metode ini digunakan untuk memisahkan anomali regional dan anomali residual dari data Anomali Bouguer (Nugraha, 2016). Pemisahan dilakukan dengan menghitung nilai rata-rata anomali pada suatu jendela tertentu, di mana hasilnya dianggap sebagai komponen regional. Selanjutnya, anomali residual diperoleh dari selisih antara Anomali Bouguer dan anomali regional yang telah dihitung. Persamaan *moving average filter* ditunjukkan pada Persamaan (30).

$$\Delta g_{\text{reg}}(i) = \frac{\Delta g(i-n) + \dots + \Delta g(i) + \dots + \Delta g(i+n)}{N} \quad (30)$$

Keterangan :

Δg_{reg} = Besarnya anomali regional

i = Nomor stasiun

N = Lebar jendela

3.9 *First Horizontal Derivative (FHD) dan Second Vertical Derivative (SVD)*

First Horizontal Derivative (FHD) dan *Second Vertical Derivative (SVD)* adalah teknik-teknik dalam pemrosesan data geofisika, khususnya dalam analisis data gayaberat dan magnetik. Keduanya digunakan untuk menyoroti dan meningkatkan interpretasi fitur geologi lokal yang tersembunyi di dalam data mentah (Nabighian, 1987).

3.9.1 *First Horizontal Derivative (FHD)*

FHD adalah metode *derivatif* yang digunakan untuk menekankan perubahan mendatar (*horizontal*) dalam data geofisika. Teknik ini membantu mengidentifikasi batas-batas yang tajam atau gradien tinggi yang mungkin mengindikasikan keberadaan struktur geologi seperti patahan, kontak litologi, atau intrusi batuan (Nabighian, 1987).

$$FHD = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta g}{\partial y}\right)^2} \quad (31)$$

Keterangan:

$\frac{\partial \Delta g}{\partial x}$ = Turunan parsial anomali terhadap x.

$\frac{\partial \Delta g}{\partial y}$ = Turunan parsial anomali terhadap y.

Kegunaan FHD untuk mengidentifikasi batas-batas geologi dengan lebih jelas dan menekankan variasi lateral dalam data, membantu mendeteksi fitur-fitur yang tidak terlalu jelas pada anomali total (Nabighian, 1987).

3.9.2 *Second Vertical Derivative (SVD)*

Second Vertical Derivative (SVD) merupakan metode turunan vertikal yang digunakan untuk memperjelas anomali residual dan mengurangi pengaruh anomali regional. Metode ini mampu meningkatkan resolusi fitur geologi dangkal (Blakely dkk., 1995). Nilai gradien yang tinggi menunjukkan kontras sifat fisik yang besar dan sering digunakan untuk mengidentifikasi batas sumber anomali. Perhitungan SVD pada komponen gayaberat vertikal (g_z) dilakukan menggunakan Persamaan Laplace seperti pada Persamaan (32) (LaFehr dan Nabighian, 2012).

$$SVD = \frac{\partial^2 g_z}{\partial Z^2} = \left(\frac{\partial^2 g_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g_z}{\partial y^2} \right) \quad (32)$$

Keterangan:

$$\frac{\partial^2 g_z}{\partial Z^2} = \text{Turunan kedua dari anomali total terhadap arah vertikal } z.$$

Pada anomali yang memanjang searah sumbu y , nilai SVD dapat diperkirakan menggunakan turunan horizontal orde kedua dari data gayabarat terhadap sumbu x , sebagaimana dinyatakan dalam Persamaan (33) (LaFehr dan Nabighian, 2012).

$$\frac{\partial^2 g_z}{\partial Z^2} \approx - \frac{\partial^2 g_z}{\partial x^2} \quad (33)$$

Dalam domain bilangan gelombang (*wave number*) atau domain Fourier, perhitungan SVD umumnya dilakukan menggunakan Persamaan (34).

$$\frac{\partial^2 g_z}{\partial Z^2} = F^{-1}(|K|2G_z) \text{ dengan } |k|^2 = k_x^2 + k_y^2 \quad (34)$$

Keterangan:

G_z = Transformasi *Fourier* dari g_z ,

k_x dan k_y = Nomor gelombang pada x -dan y -sumbu masing-masing.

F^{-1} = Operator transformasi *Fourier* terbalik (LaFehr dan nabighian, 2012)

Persamaan SVD data 1-D menunjukkan bahwa anomali *Second Vertical Derivative* dapat diperoleh melalui turunan horizontal, sehingga lebih mudah diterapkan dalam pengolahan data. Nilai nol pada turunan kedua Anomali Bouguer umumnya diinterpretasikan sebagai batas kontras densitas antara dua lapisan batuan, yang dapat merepresentasikan struktur sesar atau intrusi (Sarkowi, 2010). Koefisien filter SVD dijelaskan lebih lanjut pada Tabel 2.

Tabel 2. Parameter SVD (Henderson and Zietz 1949)

Operator Filter SVD Henderson dan Zietz (1949)				
0.0000	0.0000	-0.0833	0.0000	0.0000
0.0000	1.0000	-2.6667	1.0000	0.0000
-0.0833	-2.6667	17.0000	-2.6667	-0.0833
0.0000	1.0000	-2.6667	1.0000	0.0000
0.0000	0.0000	-0.0833	0.0000	0.0000

Tabel 3. Parameter SVD (Elkins, 1951)

Operator Filter SVD Elkins (1951)				
0.0000	0.0033	0.0000	-0.0833	0.0000
0.0083	0.6667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
-0.0000	-0.0334	1.0668	-0.0334	0.0000
0.0083	-0.6667	-0.0334	-0.6667	-0.0833
0.0000	-0.0833	0.0000	-0.0833	0.0000

Tabel 4. Parameter SVD (Rosenbach, 1953)

Operator Filter SVD Rosenbach (1953)				
0.0000	-0.0416	0.0000	-0.0416	0.0000
-0.0416	-0.3332	-0.7500	-0.3332	-0.0416
0.0000	-0.7500	4.0000	-0.7500	0.0000
-0.0416	-0.3332	-0.7500	-0.3332	-0.0416
0.0000	-0.0416	0.0000	-0.0416	0.0000

Hasil pemodelan menunjukkan bahwa pada patahan tegak, zona patahan dicirikan oleh nilai SVD yang mendekati nol. Karakteristik jenis patahan dapat dikenali dari pola nilai SVD yang dihasilkan. Pada patahan tegak, nilai $|SVD_1|$ dan $|SVD_2|$ relatif sama atau $|SVD_1| \approx |SVD_2|$ (Sarkowi, 2010). Berdasarkan pemodelan sintetik, karakteristik SVD yang dihasilkan oleh struktur patahan adalah sebagai berikut:

- a. Nilai $SVD = 0$ menunjukkan bahwa di daerah tersebut merupakan daerah patahan.
- b. Nilai $|SVD|_{min} < |SVD|_{max}$ mengindikasikan bahwa jenis patahan di daerah tersebut adalah patahan turun.
- c. Nilai $|SVD|_{min} > |SVD|_{max}$ mengindikasikan bahwa jenis patahan di daerah tersebut adalah patahan naik.
- d. Nilai $|SVD|_{min} \cong |SVD|_{max}$ mengindikasikan bahwa jenis patahan di daerah tersebut adalah patahan tegak/mendatar

3.10 Pemodelan Inversi (*Inverse Modelling*)

Pemodelan inversi merupakan metode untuk menentukan parameter model berdasarkan data observasi, sehingga sering dianggap sebagai kebalikan dari pemodelan ke depan (*forward modeling*). Dalam proses ini, model diperbaiki secara iteratif agar respons hasil perhitungan semakin mendekati data pengamatan (Rahma, 2012). Menurut Grandis (2009), inversi merupakan teknik matematis dan statistik yang digunakan untuk memperoleh informasi mengenai suatu sistem fisika berdasarkan data yang diamati. Oleh karena itu, metode ini sering disebut sebagai proses *data fitting*, yaitu pencarian parameter model yang mampu menghasilkan respons paling sesuai dengan data observasi.

Tingkat kesesuaian antara respons model dan data pengamatan dinyatakan melalui fungsi objektif yang harus diminimalkan. Proses minimisasi tersebut bertujuan untuk memperoleh model optimum, yaitu model yang memberikan kecocokan terbaik terhadap data. Dengan demikian, parameter model akan terus disesuaikan hingga respons yang dihasilkan mendekati hasil pengamatan (Sarkowi, 2014).

IV. METODOLOGI PENELITIAN

4.1 Tempat dan Waktu Penelitian

Tempat dan waktu penelitian adalah sebagai berikut:

- Tempat : Laboratorium Pengolahan dan Pemodelan Data Geofisika (PPDG)
- Alamat : Gedung Teknik Geofisika- Jl. Prof. Sumantri Brojonegoro No. 1, Gedong Meneng, Kec. Rajabasa, Kota Bandar Lampung, Lampung, 35142.
- Waktu : Januari 2026- Mei 2026

4.2 Alat dan Bahan

Adapun alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian ini sebagai berikut.

Tabel 5. Alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian

No	Alat dan Bahan	Fungsi
1	Data GGMplus	Data yang digunakan dalam pengolahan
2	Peta geologi	Referensi Geologi Daerah Penelitian dan Korelasi terhadap SVD
3	Laptop	Pengolahan data dan penyusunan laporan penelitian.
4	Matlab R2023a	Digunakan untuk ekstraksi data GGMplus
5	<i>Microsoft Excell</i>	Digunakan untuk melakukan koreksi-koreksi gayaberat, mencari nilai densitas, analisis spektrum dan analisis <i>derivative</i>

6	<i>Software</i> Global Mapper	Digunakan untuk mendapatkan nilai topografi dan melakukan koreksi medan
7	<i>Software</i> Surfer 13	Digunakan membuat peta kontur <i>complete bouguer anomaly</i> , membuat lintasan analisis spektrum, pemisahan anomali Bouguer regional dan residual
8	<i>Software</i> Oasis Montaj	Digunakan untuk melakukan koreksi medan
9	<i>Software</i> Numeri	Digunakan untuk mendapatkan nilai k dan Ln A dalam analisis spektrum
10	<i>Software</i> Grav3D	Untuk melakukan <i>Inverse Modelling</i>

4.3 Prosedur Penelitian.

Adapun tahapan prosedur penelitian yang dilakukan pada penelitian ini adalah sebagai berikut.

4.3.1 Studi Literatur

Tahap awal yang perlu dilakukan dalam suatu penelitian adalah studi literatur. Studi literatur bertujuan untuk memahami dasar-dasar teori dan konsep yang mendukung penelitian. Pada penelitian ini, studi literatur dilakukan dengan mengumpulkan berbagai referensi seperti buku, jurnal, skripsi, dan penelitian terdahulu yang berkaitan dengan identifikasi struktur dalam analisis bawah permukaan pada daerah prospek panasbumi

4.3.2 Geokimia Penelitian

Analisis geokimia pada penelitian ini dilakukan untuk mengetahui karakteristik fluida panasbumi di daerah Dolok Marawa melalui pengambilan sampel air panas dari manifestasi yang terdapat di lapangan. Pada setiap titik dilakukan pengukuran parameter fisik seperti temperatur, pH, kemudian sampel dianalisis di laboratorium untuk menentukan kandungan unsur kimia utama seperti Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄, dan HCO₃. Data hasil analisis tersebut digunakan untuk mengklasifikasikan tipe air panas, mengevaluasi keseimbangan kimia fluida, serta memperkirakan temperatur reservoir menggunakan metode geotermometer. Hasil interpretasi geokimia selanjutnya diintegrasikan dengan

data gayaberat untuk membantu menentukan sistem dan zona prospek panasbumi di daerah penelitian.

Tabel 6. Hasil sampel air panas dan air dingin (Direktorat Panasbumi, 2017)

Lokasi	T°C	pH	Na	K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	ΣCi
APDM 1	64.8	6.6	124.8	34.0	55.1	208.1	263.9	114.0	390.3	1190.1
APDM 2	65.6	6.5	124.8	34.0	58.0	209.8	263.9	128.0	408.1	1226.5
APDM 3	61.9	6.6	124.8	34.0	58.0	200.0	263.9	112.0	382.6	1175.3
APDM 4	63.0	6.5	124.8	34.0	57.2	210.0	246.3	97.0	367.4	1136.7
APDM 5	49.2	6.6	80.5	34.0	50.7	254.8	289.0	180.0	314.0	1203.0
APDM 6	37.4	6.6	52.3	16.0	17.4	86.3	105.5	42.0	250.4	570.0
APDM 7	63.8	6.7	120.8	32.0	55.1	217.7	246.2	152.0	338.7	1162.6
APDM 8	60.0	7.6	153.0	42.0	40.7	109.5	334.2	136.0	283.5	1098.9
APDM 9	63.2	6.5	145.0	40.0	37.5	125.4	299.0	138.0	272.1	1056.9
APDM 10	63.1	6.4	153.0	42.0	39.4	142.1	316.6	124.0	274.6	1091.7
AD SBUKG	24.6	6.3	2.8	1.8	1.0	4.5	10.9	0.0	23.5	44.4
ADDM	27.4	5.73	1.6	0.4	0.5	2.4	10.4	1.0	6.4	22.7

4.3.3 Pengambilan Data

Data dalam penelitian ini diperoleh dari situs resmi GGMplus tahun 2013 yang menyediakan data gravitasi satelit dengan cakupan global. GGMplus 2013 merupakan model gravitasi komposit yang dikembangkan melalui kolaborasi antara *Curtin University* dan *Technical University of Munich*. Model ini menyempurnakan model gravitasi sebelumnya dengan menggabungkan data satelit (GRACE, GOCE, dan EGM2008), data gravitasi terestrial, serta topografi resolusi tinggi SRTM. Data tersebut dibagi ke dalam beberapa tile berdasarkan wilayah tertentu, sehingga untuk memperoleh data yang sesuai dengan lokasi penelitian di Lapangan Panasbumi Dolok Marawa, terlebih dahulu ditentukan batas administrasi dan geografis daerah studi, termasuk luas area serta rentang koordinat lintang (*latitude*) dan bujur (*longitude*) yang mencakup wilayah tersebut.

Data GGMplus yang diunduh berupa nilai gravitasi observasi (Gobs) yang dilengkapi dengan informasi koordinat lintang dan bujur pada setiap titik pengamatan. Sebelum dilakukan pengolahan lebih lanjut, diperlukan informasi

ketinggian atau elevasi daerah penelitian sebagai bagian dari tahapan koreksi data gravitasi. Nilai elevasi ini diperoleh dari data DEM SRTM yang kemudian digunakan dalam proses koreksi dan pemodelan.

4.3.4 Koreksi Bouguer

Koreksi Bouguer adalah koreksi yang digunakan untuk memperhitungkan pengaruh gaya gravitasi dari massa batuan yang berada di antara titik pengamatan dan permukaan laut rata-rata. Dalam perhitungannya diasumsikan bahwa titik observasi terletak pada suatu lempeng datar yang sangat luas dengan ketebalan sebesar h meter dan densitas batuan tertentu (ρ). Perhitungan koreksi ini dilakukan menggunakan Microsoft Excel. Nilai densitas batuan (ρ) diperoleh melalui metode Parasnis dengan hasil sebesar 2,1 gr/cc, sedangkan nilai h diambil dari data elevasi pada DEM. Penerapan Koreksi Bouguer bertujuan untuk memperoleh nilai Anomali Bouguer Sederhana (ABS), yang dihitung dengan mengurangkan nilai Anomali Udara Bebas (FAA) terhadap nilai Koreksi Bouguer (BC).

4.3.5 Estimasi Densitas Batuan Rata-rata

Densitas batuan merupakan salah satu parameter fisik utama dalam metode gayaberat, dan nilai densitas rata-rata daerah penelitian diperlukan untuk menghitung anomali Bouguer. Pada penelitian ini, estimasi densitas rata-rata dilakukan menggunakan metode Parasnis dengan membuat grafik hubungan antara FAA pada sumbu Y dan BC pada sumbu X menggunakan Microsoft Excel. Selanjutnya, garis regresi ditarik melalui titik nol, di mana nilai kemiringan (slope) garis tersebut mendekati nilai densitas batuan (ρ). Berdasarkan hasil perhitungan tersebut, diperoleh nilai Anomali Bouguer Sederhana (ABS).

4.3.6 Anomali Bouguer Lengkap (ABL)

Anomali Bouguer Lengkap (ABL) merupakan nilai gayaberat yang telah dikoreksi terhadap berbagai faktor yang memengaruhi hasil pengukuran, sehingga dapat merepresentasikan distribusi densitas batuan di bawah

permukaan dengan lebih baik. Informasi ini sangat penting dalam kajian geofisika karena menjadi dasar untuk menginterpretasikan kondisi geologi bawah permukaan. Pada penelitian ini, data gayabarat diperoleh dari basis data sekunder GGMplus tahun 2013. Dari berbagai parameter yang tersedia dalam GGMplus, penelitian ini memanfaatkan data *gravity acceleration* dan data topografi yang kemudian disesuaikan dengan batas wilayah penelitian. Wilayah studi yang berada pada koordinat lintang -6,700000 hingga -6,866667 dan bujur 107,533333 hingga 107,700000 termasuk dalam cakupan file N00E095.ga, sehingga file tersebut digunakan sebagai sumber data utama. Selanjutnya, dilakukan ekstraksi data menggunakan perangkat lunak Matlab dengan memanfaatkan skrip yang disediakan oleh GGMplus. Proses ekstraksi dilakukan dengan memasukkan koordinat batas daerah penelitian sehingga diperoleh data percepatan gravitasi dan elevasi yang sesuai dengan area studi.

Hasil ekstraksi menghasilkan peta *gravity acceleration*, peta ketinggian topografi, serta data numerik dalam format *.txt* yang berisi nilai gravitasi dan elevasi. Data tersebut kemudian diolah menggunakan Microsoft Excel untuk melakukan perhitungan berbagai koreksi gayabarat hingga diperoleh nilai Anomali Bouguer Lengkap. Karena data yang digunakan telah tersedia dalam bentuk ABL hasil pengukuran sebelumnya, tahapan koreksi untuk memperoleh nilai ABL tidak lagi diperlukan. Tahap akhir pengolahan dilakukan melalui proses *gridding* guna menghasilkan peta kontur Anomali Bouguer Lengkap menggunakan perangkat lunak Surfer 13.

4.3.7 Analisis Spektrum

Analisis spektrum dilakukan dengan menerapkan Transformasi Fourier untuk mengubah data dari domain spasial ke domain frekuensi menggunakan perangkat lunak Numeri. Hasil transformasi kemudian diolah di Microsoft Excel untuk memperoleh nilai bilangan gelombang (K) dan Ln A. Parameter tersebut digunakan untuk memperkirakan kedalaman sumber anomali serta menentukan lebar jendela (*window*) pada proses *moving average*. Komponen frekuensi rendah umumnya mencerminkan sumber anomali yang lebih dalam

dan berskala regional, sedangkan frekuensi tinggi berkaitan dengan struktur dangkal. Frekuensi yang sangat tinggi biasanya diasosiasikan dengan noise, sehingga analisis spektrum juga berperan dalam pemisahan anomali regional dan residual serta pengurangan gangguan pada data.

Tahap awal analisis dilakukan dengan memilih beberapa lintasan yang mewakili distribusi Anomali Bouguer Lengkap, terutama pada zona dengan nilai anomali tinggi dan rendah. Pemilihan lintasan ini bertujuan untuk menggambarkan variasi medan gayaberat secara menyeluruh di daerah penelitian. Pada penelitian ini digunakan lima lintasan analisis yang dianggap representatif. Data dari masing-masing lintasan selanjutnya diolah menggunakan Microsoft Excel untuk memperoleh nilai $\ln A$ dan bilangan gelombang (K), yang kemudian digunakan dalam estimasi kedalaman sumber anomali.

4.3.8 Pemisahan Regional dan Residual

Anomali Bouguer pada metode gayaberat terbentuk akibat adanya perbedaan densitas batuan di bawah permukaan. Variasi tersebut dapat dipengaruhi oleh sumber dangkal maupun sumber yang berada pada kedalaman lebih besar. Komponen anomali yang berasal dari struktur dalam dan berskala luas dikenal sebagai anomali regional, sedangkan pengaruh dari objek yang lebih dekat ke permukaan disebut anomali residual. Pemisahan kedua komponen tersebut dilakukan menggunakan Microsoft Excel dan Numeri. Tahap awalnya adalah analisis spektrum pada data *Complete Bouguer Anomaly* (CBA) untuk memperkirakan kedalaman sumber anomali dan menentukan lebar jendela (*window*) yang optimal. Batas pemisahan ditentukan berdasarkan perubahan gradien kurva spektrum yang paling mencolok.

Nilai lebar jendela yang diperoleh kemudian digunakan dalam proses *moving average filter*. Semakin besar jendela yang digunakan, semakin halus anomali regional yang dihasilkan, sedangkan jendela yang lebih kecil akan mempertahankan detail anomali lokal. Anomali regional diperoleh dari nilai

rata-rata CBA di sekitar titik pengamatan, sedangkan anomali residual dihitung dari selisih antara CBA dan anomali regional. Hasil anomali residual selanjutnya digunakan untuk mengidentifikasi dan menginterpretasikan kondisi geologi bawah permukaan yang relatif dangkal pada daerah penelitian.

4.3.9 Analisis Derivatif

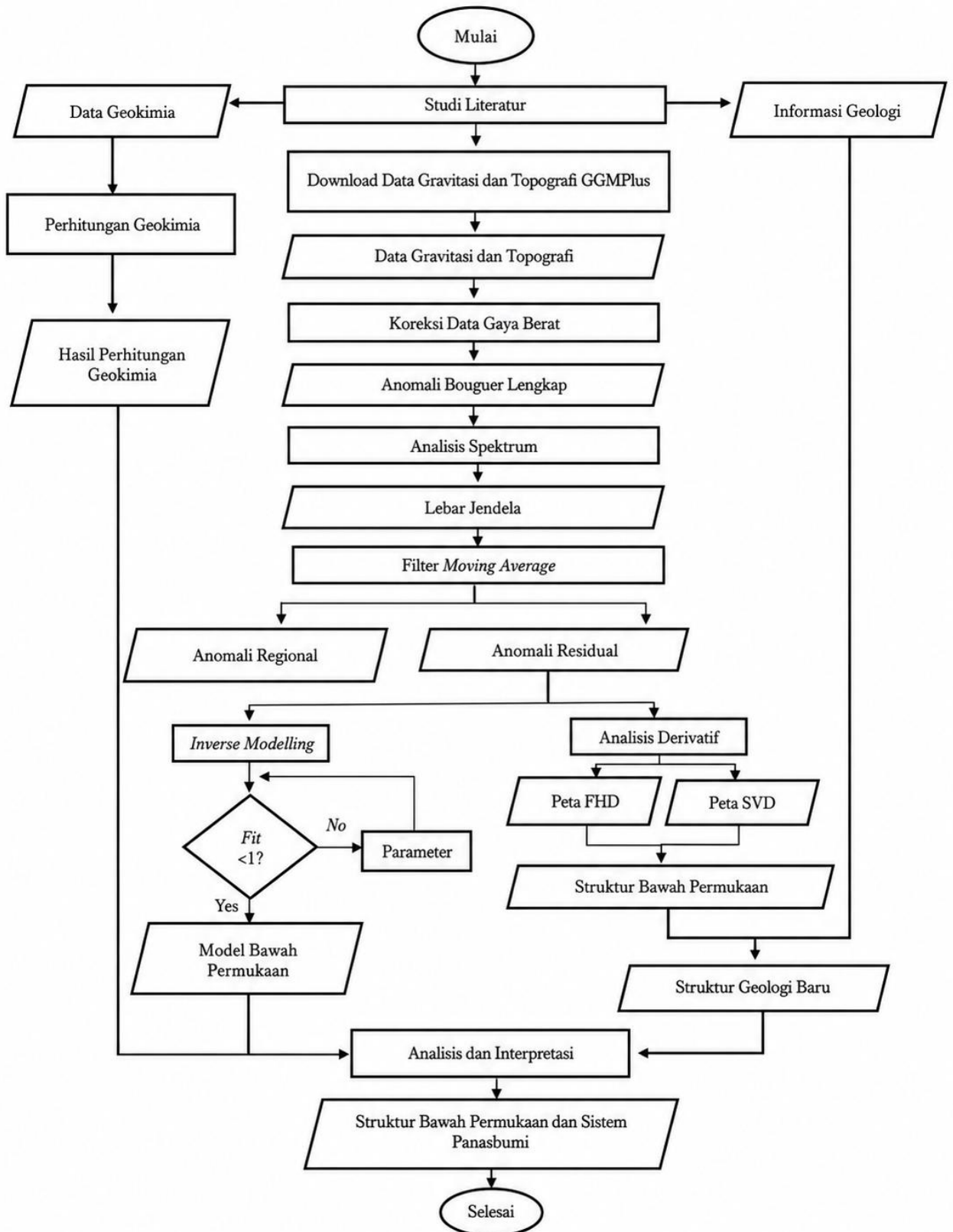
Setelah anomali regional dan residual dipisahkan, analisis turunan dilakukan menggunakan metode *First Horizontal Derivative* (FHD) dan *Second Vertical Derivative* (SVD) untuk mengidentifikasi struktur bawah permukaan. FHD dimanfaatkan untuk menonjolkan perubahan lateral yang signifikan pada data gayaberat sehingga batas kontras densitas, seperti sesar atau kontak litologi, dapat dikenali dengan lebih jelas. Keberadaan struktur umumnya ditunjukkan oleh nilai maksimum maupun minimum pada hasil FHD. Selanjutnya, metode SVD digunakan untuk memperkuat respons anomali dangkal sekaligus mengurangi pengaruh sumber yang lebih dalam. Hasil kedua metode tersebut disajikan dalam bentuk peta dan grafik yang kemudian digunakan sebagai dasar interpretasi kondisi geologi bawah permukaan, termasuk keberadaan sesar, zona patahan, dan batas antar satuan batuan.

4.3.10 Model Bawah Permukaan

Penelitian ini menggunakan pemodelan 3D *Inverse modeling*. *Software* yang digunakan adalah *Grav3D* yang mencakup tiga program terintegrasi, yaitu *gm DataViewer*, *MeshTools3D* dan *Grav3D gui*. Data yang digunakan berupa *mesh* dan anomali residual yang kemudian diolah untuk membentuk gambaran 3D mengenai kondisi geologi di bawah permukaan. Model tersebut kemudian disesuaikan secara bertahap hingga diperoleh hasil yang paling mendekati kondisi sebenarnya. Hasil dari *inverse modelling* ini memberikan gambaran tiga dimensi mengenai variasi densitas dan keberadaan struktur geologi yang tersembunyi di bawah permukaan, yang sangat penting dalam mendukung interpretasi geologi secara keseluruhan.

4.5 Diagram Alir

Adapun diagram alir pada kegiatan penelitian ini sebagai berikut.



Gambar 10. Diagram alir

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

6.1 Kesimpulan

Berdasarkan pengolahan data dan interpretasi yang telah dilakukan pada daerah penelitian, maka dapat disimpulkan bahwa:

1. Berdasarkan hasil analisis derivatif dan pemodelan inversi 3D, teridentifikasi adanya struktur sesar pada seluruh lintasan penelitian yang berperan sebagai jalur migrasi fluida panasbumi. Pada lintasan A–A' teridentifikasi 2 patahan naik dan 2 patahan turun, pada lintasan B–B' teridentifikasi 1 patahan naik dan 2 patahan turun, sedangkan pada lintasan C–C' teridentifikasi 4 turun. Selain itu, hasil interpretasi juga menunjukkan adanya komponen utama sistem panasbumi, yaitu sumber panas (*heat source*), batuan penudung (*caprock*), dan zona reservoir yang mendukung terbentuknya sistem panasbumi di daerah Dolok Marawa.
2. Hasil analisis geokimia menunjukkan bahwa hanya tiga sampel (APDM 6, APDM 8, dan APDM 9) yang memenuhi kriteria kualitas data berdasarkan nilai *charge balance* $\leq 5\%$. Diagram segitiga Cl–SO₄–HCO₃ menunjukkan dominasi tipe air bikarbonat yang mengindikasikan fluida berada pada zona *outflow* akibat pencampuran dengan air meteorik, meskipun masih terdapat kontribusi fluida klorida dari kedalaman. Sementara itu, diagram Na–K–Mg menunjukkan bahwa sebagian besar sampel berada pada kondisi *immature water*, yang menandakan fluida belum mencapai kesetimbangan kimia dengan batuan.
3. Berdasarkan integrasi data gayaberasat dan geokimia, sistem panasbumi Dolok Marawa merupakan sistem bertemperatur menengah yang dikontrol oleh struktur sesar dan keberadaan intrusi magmatik sebagai *heat source*. Fluida

panas bergerak melalui rekahan menuju zona reservoir yang memiliki permeabilitas tinggi dan tertutup oleh lapisan *caprock* yang relatif kedap. Manifestasi di permukaan berupa mata air panas mencerminkan karakteristik zona *outflow*. Dengan demikian, sistem panasbumi di daerah ini terbentuk oleh interaksi antara struktur geologi, distribusi densitas, dan proses geokimia fluida.

6.2 Saran

Berdasarkan hasil penelitian, disarankan untuk melakukan penelitian lanjutan menggunakan Magnetotelurik (MT), sehingga keberadaan batuan penudung (*cap rock*), zona reservoir, dan sistem panasbumi di daerah Dolok Marawa dapat diidentifikasi dengan lebih detail.

DAFTAR PUSTAKA

- Barber, A. J., Crow M. J., dan Milsom J. S., (2005): *Sumatra: Geology, Resources and Tectonic Evolution*, Geological Society Memoir No. 31, London: The Geological Society
- Blakely, R. J. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press
- Blakely, R. J., Simpson, R. W., & Grauch, V. J. S. (1995). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. *In The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps* (pp. 181–197). Society of Exploration Geophysicists
- Brotopuspito, K.S. (2001). *Teori dan Aplikasi Metode Gayaberat*. Universitas Gadjah Mada. Yogyakarta
- Dickson, M. H., dan Fanelli, M. (2004). *What is geothermal energy?* International Geothermal Association
- Direktorat Panasbumi. (2017). *Potensi panasbumi Indonesia jilid 1*. Direktorat Jenderal Energi Baru, Terbarukan dan Konservasi Energi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral
- Dobrin, M. B., dan Savit, C. H. (1960). *Introduction to geophysical prospecting* (Vol. 4). New York: McGraw-hill
- Elkins, T. A. (1951). The second derivative method of gravity interpretation. *Geophysics*, 16(1), 29–50. <https://doi.org/10.1190/1.1437648>
- Grandis, H. (2009). *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*. Himpunan Ahli Geofisika Indonesia: Jakarta

- Hidayat, F. (2011). Penyelidikan Gayaberat untuk Pemetaan Struktur Bawah Permukaan Di Daerah Karanganyar Bagian Barat. *Skripsi*. FMIPA Universitas Sebelas Maret
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R., Von Frese, R., & Saad, A. H. (2013). *Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications*. Cambridge University Press
- Hirt, C., Claessens, S., Fecher, T., Kuhn, M., Pail, R., dan Rexer, M. (2013). New ultrahigh-resolution picture of Earth's gravity field. *Geophysical research letters*, 40(16), 4279-4283. <https://doi.org/10.1002/grl.50838>
- 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*
- Kadir, W. G. A. (2000). Eksplorasi Gayaberat dan Magnetik. *Jurusan Teknik Geofisika Fakultas Ilmu Kebumihan dan Teknologi Mineral*. Bandung: ITB
- LaFehr, T. R., dan Nabighian, M. N. (2012). *Fundamentals of Gravity Exploration*. Society of Exploration Geophysicists.
- Martha, A. (2017). Pemodelan 3D Data Gayaberat Lapangan Panasbumi Ulubelu, Tanggamus, Lampung. *Skripsi*. Institut Teknologi Bandung: Bandung.
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal Fluids*. Springer Verlag, Inc., Berlin
- Nidya, F. (2013). Analisis Karakteristik Panasbumi Daerah *Outflow* Gunung Arjuno-welirang Berdasarkan Data Geologi, Geokimia, dan Geofisika (3g). *JGE (Jurnal Geofisika Eksplorasi)*, 1(02), 2-8.r
- Nugraha, P. (2016). Penentuan Kedalaman Optimum Anomali Gayaberat dengan Metode Korelasi Antara Analisis Spektrum dan Continuation Studi Kasus Semarang Jawa Tengah. *Skripsi*. Universitas Negeri Semarang
- Octonovrilna, L., dan Pudja, I. P. (2009). Analisa Perbandingan Anomali Gravitasi dengan persebaran intrusi air asin (Studi kasus Jakarta 2006-2007). *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, 10(1). <https://doi.org/10.31172/jmg.v10i1.32>
- Pusat Survei Geologi. (2009). *Peta Cekungan Sedimen Indonesia Berdasarkan Data Gayaberat dan Geologi*. Badan Geologi. Bandung

- Rahma, M. (2012). Pemodelan Bawah Permukaan Gunungapi Merapi Berdasarkan Anomali Gravitasi Setelah Letusan Besar 2010. *Skripsi*. UGM Jogjakarta
- Reynolds, J.M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, Chichester. John Wiley dan sons
- Rosenbach, O. (1953). A contribution to the computation of the " second derivative" from gravity data. *Geophysics*, 18(4), 894–907. <https://doi.org/10.1190/1.1437943>
- Rosid, S. (2005). Gayaberat Method in Exploration Geophysics. *Universitas Indonesia*, Depok
- Rukait, R., Palilingan, R. N., & Polii, J. (2022). Analisis Karakteristik Fluida dan Estimasi Temperatur Reservoir di Desa Karumenga Kecamatan Langowan Utara. *Jurnal FisTa: Fisika dan Terapannya*, 3(2), 62-65.
- Sarkowi, M. (2010). Identifikasi Struktur Daerah Panasbumi Ulubelu Berdasarkan Analisa Data SVD Anomali Bouguer. *Jurnal Sains MIPA*, 16(2), 111-118.
- Sarkowi, M. (2014). *Eksplorasi Gayaberat*. Graha Ilmu. Yogyakarta
- Serway, R., dan Jewett, J. (2009). Fisika Untuk Sains dan Teknik (6th ed.). *Jakarta: Salemba Teknik*.
- Setiawan, D.I., Setiadarma, D., Sundhoro, H., Sulaeman, B., (2006). Penyelidikan Geologi dan Geokimia di Daerah Panasbumi Dolok Marawa, Kabupaten Simalungun, Sumatera Utara. *Proceeding Pemaparan Hasil-Hasil Kegiatan Lapangan dan Non Lapangan Tahun 2006 Pusat Sumber Daya Geologi, Bandung*.
- 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*
- Simmons, S. F. (1998). *Geochemistry Lecture Notes 1998*. Geothermal Institute University of Auckland New Zealand
- Sitorus, E., dan Tampubolon, T. (2018). Penentuan Struktur Bawah Permukaan Area Panasbumi Tinggi Raja Kabupaten Simalungun Dengan Menggunakan Metode Magnetik. *Jurnal Einstein*, 6(01), 26-33
- Sucipto, D., Saroja, G., & Nuriyah, L. (2014). Pengukuran Densitas Bahan Organik berskala Milli-liter (mL) dengan Metode Magneto-Archimedes

menggunakan Sumber Magnet Tunggal. Malang: FMIPA Universitas Brawijaya

- Sugianto, A., dan Rahardinata, T. (2015). Pemodelan Gayaberat 3D Daerah Panasbumi Dolok Marawa Kabupaten Simalungun, Sumatera Utara 3D Gravity Modeling of Dolok Marawa Geothermal Field in Simalungun Regency, North Sumatera. *Buletin Sumber Daya Geologi*, 10(2), 32-45
- Suharno (2003). *Geophysical, Geological and Paleohydrological Studies of the Rendingan-Ulubelu-Waypanas (RUW) Geothermal System, Lampung, Indonesia*. Ph.D Thesis of the University of Auckland
- Susilawati. (2005). *Reduksi dan Interpretasi Data Gravitasi*. Universitas Sumatera Utara
- Syahputra, R. (2024). *Geologi Daerah Panulisan dan sekitarnya Kecamatan Dayeuhluhur, Kabupaten Cilacap Provinsi Jawa Tengah* (Doctoral dissertation, Institut Teknologi Nasional Yogyakarta)
- Syamsuriadi. (2013). Penentuan Struktur Bawah Permukaan Kota Makassar dengan Menggunakan Metode Gayaberat (Gravity). *Skripsi*. Universitas Hasanudin: Makassar
- Telford, W. M., Geldart, L. P., dan Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge university press
- Wahyuningsih, R. (2005). Potensi dan wilayah kerja pertambangan panasbumi di Indonesia. *Kolokium Hasil Lapangan. Badan Geologi: Bandung*

