

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional Penelitian

2.1.1 Fisiografi dan Morfologi

Lokasi penelitian berada di Geologi Regional Tanjungkarang. Pulau Sumatera yang di gambarkan pada **Gambar 2.1** memiliki beberapa zona fisografi, yaitu Zona Sesar Semangko, Zona Bukit Barisan Zona Dataran dan Perbukitan, Zona Bukit Tiga Puluh, Zona Busur Luar, dan Zona Paparan Sunda (Van Bemmelen, 1949). Geologi regional penelitian termasuk kedalam Zona Sesar Semangko, Zona Dataran dan Perbukitan, dan Zona Bukit Barisan.

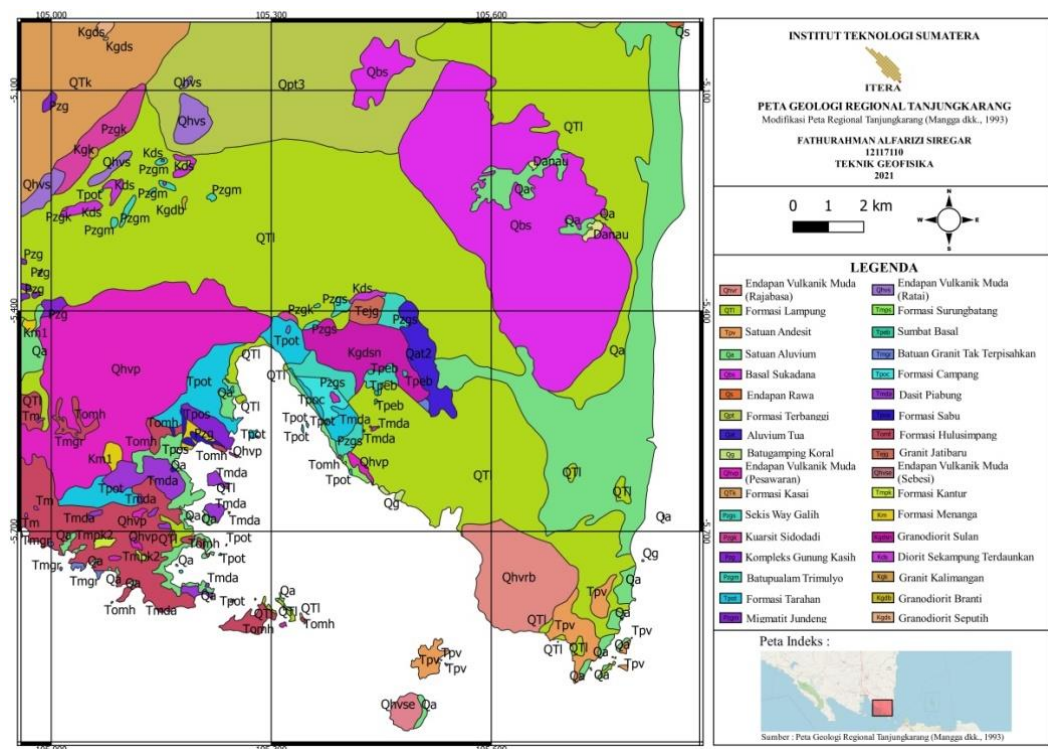
Terdapat tiga satuan morfologi di daerah Lampung, yaitu dataran bergelombang di sisi Timur dan Timurlaut, pegunungan kasar di sisi tengah dan Baratdaya, dan daerah pantai berbukit sampai mendatar. Daerah dengan morfologi dataran bergelombang mencakup 2/3 dari luas lembar yang terdiri dari endapan vulkanoklastika yang berumur Tersier-Kuarter dan Aluvium. Daerah dengan morfologi perbukitan mencakup 1/4 dari luas lembar yang terdiri atas batuan beku dan produk vulkanik gunung api muda (Mulyasari dkk., 2018).



Gambar 2.1 Peta fisiografi Pulau Sumatera (Van Bemmelen, 1949)

2.1.2 Stratigrafi

Geologi regional Tanjungkarang yang ditunjukkan oleh **Gambar 2.2** memiliki urutan stratigrafi yang dibagi menjadi tiga bagian berdasarkan waktu, yaitu pra-Tersier, Tersier, dan Kuartar. Batuan Kuartar terdiri dari Formasi Lampung (QTL) berupa tuf berbatuapung, tuf riolitik, tuf padu, batulempung tufan, dan batupasir tufan; Endapan Gunung Api Muda Pesawaran dan Rajabasa (Qhvp & Qhvr) berupa produk gunung api lava (andesit-basal), Aluvium (Qa) berupa kerikil dan kerakal, breksi dan tuf, lempung pasir, dan gambut. Batuan Tersier tersusun atas Formasi Campang (Tpoc) bagian bawah yang terdiri dari perselingan batulempung, tuf padu, dan serpih, bagian atas terdiri dari breksi dengan sisipan batupasir dan batulanau; Formasi Tarahan (Tpot) berupa batu breksi, tuf padu, dan sisipan rijang; Satuan Granit (Tmgr) berupa batu granit dan granodiorit. Batuan pra-Tersier tersusun atas batuan metamorf Kompleks Gunung Kasih Tak Terpisah (Pzg) terdiri dari Kuarsit Sidodadi (Pzgz) berupa kuarsit dengan sisipan sekis-kuarsa serisit (Mulyasari R dkk., 2018).

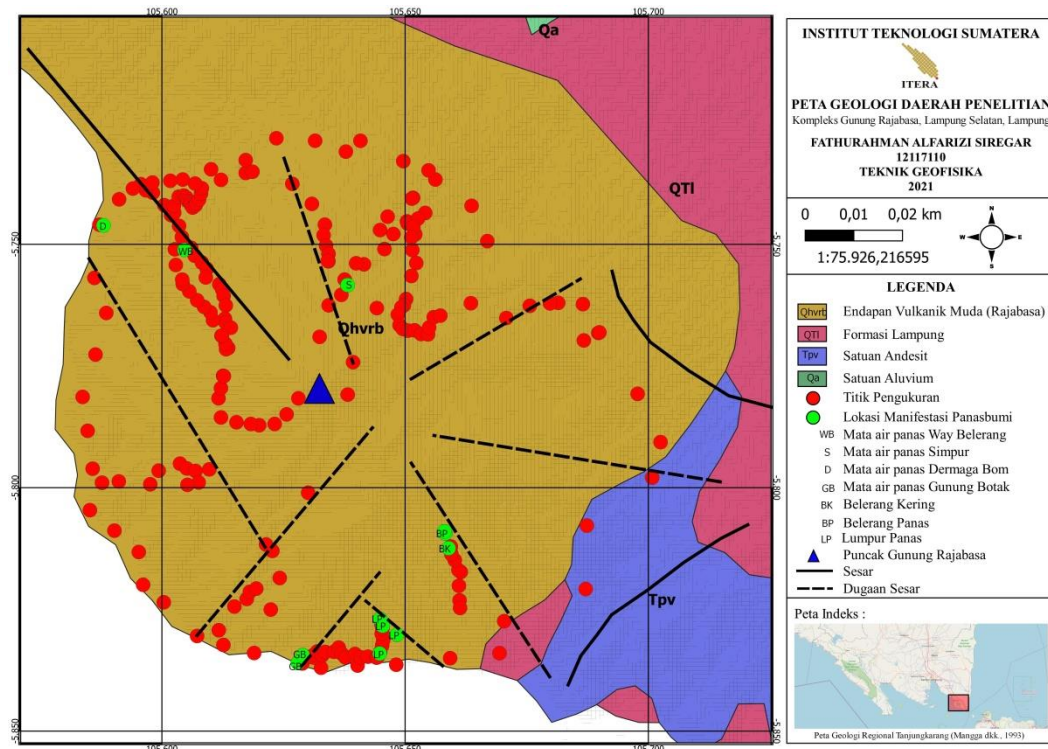


Gambar 2.2 Peta geologi regional Tanjungkarang (modifikasi dari Mangga dkk., 1993)

2.2 Geologi Sekitar Daerah Penelitian

Daerah penelitian berada di Kompleks Gunung Rajabasa, Kabupaten Lampung Selatan, Provinsi Lampung. Gunung Rajabasa sendiri adalah gunung api aktif tipe B dengan tipe kerucut. Letak gunung ini berada pada koordinat $105^{\circ} 33' - 50'E$ dan $5^{\circ} 40' S - 55' S$. Seperti yang terlihat pada **Gambar 2.3** terdapat 4 stratigrafi utama penyusun Kompleks Gunung Rajabasa, yaitu Endapan Gunung Api Muda (Qhv), Formasi Lampung (QTI), Satuan Aluvium (Qa), dan Satuan Andesit (Qpv). Endapan Gunung Api Muda berusia Kuartar dan terdiri atas produk erupsi Gunung Rajabasa seperti lava (andesit-basal) dan piroklastik (tuf-breksi). Formasi Lampung berusia Kuartar hingga Tersier dan terdiri atas batulempung tufan, batupasir tufan, tuf riolitik, tuf batuapung, dan tuf padu. Satuan Andesit berumur sekitar Tersier dan tersusun atas lava andesit sebagai produk vulkanik Tersier. Manifestasi panas bumi yang dapat ditemukan di Gunung Rajabasa adalah di bagian Utara lereng gunung terdapat mata air panas Way Belerang, Dermaga Kalianda, dan Kecapi Simpung. Manifestasi di bagian Selatan lereng gunung adalah mata air panas dan lumpur panas di daerah Gunung Botak dan mata air serta fumarol yang terletak di daerah Kunjir.

Secara umum struktur sesar pada Gunung Rajabasa memiliki arah Baratlaut – Tenggara serta Baratdaya – Timurlaut. Struktur sesar utama pada Gunung Rajabasa merupakan perpanjangan dari sesar Lampung-Panjang yang membentang dari arah Baratlaut – Tenggara (dari arah Tarahan). Selain itu juga terdapat dugaan sesar-sesar lokal yang diduga berasosiasi dengan manifestasi panas bumi. Dugaan sesar pada manifestasi panas bumi di daerah Kecapi Simpung memiliki arah Baratlaut – Tenggara, dugaan sesar pada manifestasi di daerah mata air panas Gunung Botak memiliki arah Timurlaut – Baratdaya, dugaan sesar pada manifestasi di daerah Kunjir memiliki arah Baratlaut – Tenggara (Darmawan dkk., 2015). Menurut Ulum, R (2019) berdasarkan anomali magnetik terdapat indikasi keberadaan struktur sesar lokal bawah permukaan yang memiliki arah sekitar Timurlaut – Baratdaya. Berdasarkan peta geologi Tanjungkarang (Mangga dkk., 1993) menunjukkan adanya pola struktur patahan dan kelurusan yang memiliki arah Baratlaut – Tenggara dan Utara – Selatan



Gambar 2.3 Peta geologi kompleks Gunung Rajabasa (modifikasi dari Mangga dkk., 1993; Darmawan dkk., 2015)

2.3 Sistem Panas bumi

Panas bumi merupakan energi yang tercipta akibat adanya pemanasan air bawah tanah yang tersimpan di reservoir. Pemanasan itu disebabkan oleh adanya perpindahan panas secara konduksi dan konveksi (Hochstein & Browne, 2000). Proses konduksi melibatkan batuan sebagai media perpindahan panas, sedangkan proses konveksi melibatkan kontak antara air dengan panas. Menurut Goff & Janik, 2000) komponen panas bumi seperti yang diperlihatkan pada **Gambar 2.4** terdiri dari tiga penyusun utama, yaitu batuan reservoir, air yang membawa panas (*upflow& outflow*), dan sumber panas itu sendiri.

2.3.1 Komponen Panas bumi.

a. Batuan Reservoir

Batuan reservoir dalam panas bumi harus memiliki sifat permeabilitas dan porositas yang baik, artinya batuan penyusun dapat menyimpan dan meloloskan air dalam jumlah yang banyak dan terus-menerus. Batuan

reservoir panas bumi di daerah vulkanik biasanya terbentuk akibat interaksi kompleks dari proses vulkano-tektonik aktif. Fluida yang terperangkap di bawah batuan ini akan mengalami akumulasi panas yang mengakibatkan demagnetisasi batuan di atasnya sehingga batuan tersebut teralterasi.

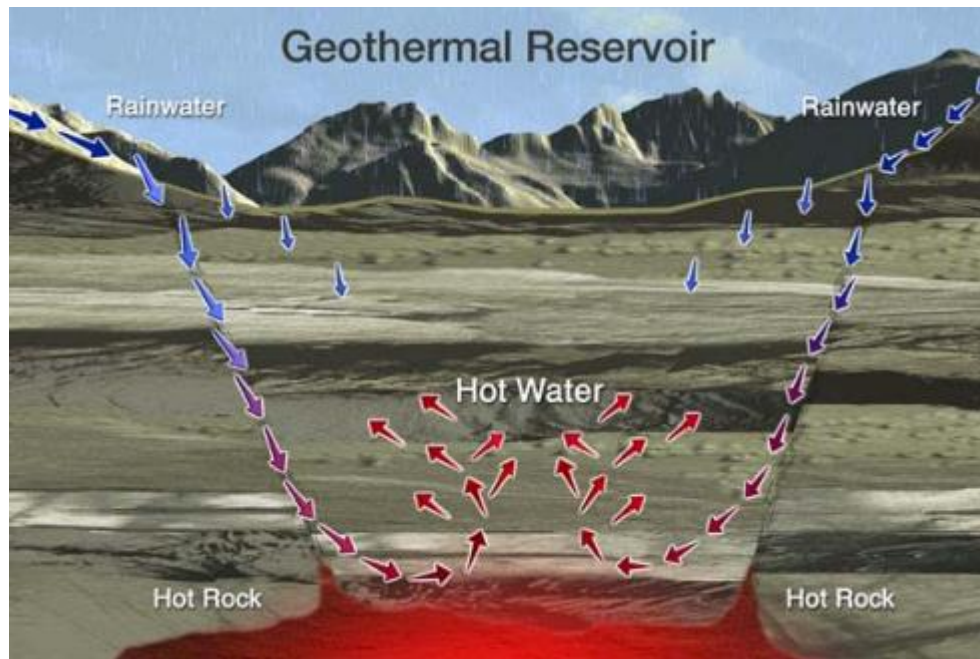
b. Fluida

Jenis fluida dalam reservoir dapat berupa *liquid* (air) atau uap. Sebagian besar fluida reservoir didominasi oleh *liquid*. Menurut Nicholson (1995) terdapat empat macam asal fluida *liquid* panas bumi, yaitu:

- 1.) Air meteorik, yaitu air permukaan yang berasal dari air hujan yang masuk ke dalam permukaan dan mengalami sirkulasi dalam beberapa kilometer
- 2.) Air formasi, yaitu air meteorik yang masuk ke dalam tanah dan terperangkap dalam formasi batuan sedimen dalam rentang waktu yang lama.
- 3.) Air metamorfik, yaitu air modifikasi khusus dari air formasi yang berasal dari rekristalisasi mineral *hydrous* menjadi mineral yang kurang *hydrous*.
- 4.) Air magmatik, terbagi atas dua jenis, yaitu air magmatik yang berasal dari magma dan pernah menjadi bagian dari air meteorik dan air *juvenile* yang belum pernah menjadi bagian dari air meteorik.

c. Sumber Panas (*Heat Source*)

Dalam sistem panas bumi, sumber panas berasal dari aktivitas magma yang terjadi di daerah vulkanik. Menurut Hochstein dan Muffler (1995), transfer panas dari kerak bumi berasal dari busur vulkanik, *plume*, pelelehan *subcrustal* oleh *underplating*, pemekaran kerak, atau akibat adanya deformasi plastis.



Gambar 2.4 Formasi reservoir panas bumi (Blodgett & Slack, 2009)

2.3.2 Klasifikasi Sistem Panas bumi

Klasifikasi sistem panas bumi berdasarkan sumber panasnya terbagi menjadi tiga, yaitu sistem vulkanik, hidrotermal, dan vulkanik-hidrotermal (Hochstein & Browne, 2000).

a. Sistem Vulkanik

Sistem vulkanik adalah sistem panas bumi yang sumber panasnya berasal dari aktivitas magma. Biasanya aktivitas magma akan menghasilkan batuan beku intrusi dan menyebabkan perpindahan massa panas. Perpindahan panas dari magma ke permukaan di sebut sebagai proses konveksi yang melibatkan fluida magmatik. Sistem vulkanik biasanya menghasilkan fluida dengan suhu yang tinggi.

b. Sistem Hidrotermal

Sistem hidrotermal adalah sistem panas bumi yang sumber panasnya tidak berasal dari aktivitas vulkanisme. Sistem hidrotermal dihasilkan dari pemanasan air tanah akibat adanya patahan atau perlipatan. Jenis fluida yang terlibat adalah air meteorik yang berasal dari luar. Sistem hidrotermal biasanya menghasilkan suhu sedang hingga tinggi.

c. Sistem Vulkanik-Hidrotermal

Sistem ini adalah kombinasi dari sistem vulkanik dan hidrotermal. Pada sistem ini fluida magmatik yang naik ke permukaan bercampur dengan fluida meteorik.

Hochstein dan Browne (2000) mengklasifikasikan sistem panas bumi berdasarkan suhu reservoirnya, yaitu tinggi, sedang, dan rendah.

- a. Tinggi, memiliki suhu lebih dari 225°C
- b. Sedang, memiliki suhu antara 125°C hingga 225°C
- c. Rendah, memiliki suhu kurang dari 125°C

2.4 Teori Metode Magnetik

Metode magnetik adalah salah satu metode geofisika yang bersifat pasif, relatif mudah dalam pengukuran sehingga sering digunakan untuk eksplorasi pendahuluan sumber daya alam. Dasar dari metode ini adalah pemanfaatan variasi suseptibilitas batuan yang disebabkan karena perbedaan mineral penyusun, konsentrasi, dan butir mineral batuan di bawah permukaan bumi.

2.4.1 Prinsip Dasar Metode Magnetik

a. Gaya Magnet

Gaya magnetik adalah gaya yang dihasilkan dua buah kutub bersifat magnetik ρ_1 dan ρ_2 dengan jarak r dalam satuan vektor dan memiliki muatan. Gaya magnetik dirumuskan dalam persamaan berikut ini:

$$\bar{F} = \frac{1}{\mu_0} \frac{\rho_1 \rho_2}{r^2} \hat{r} \quad (2.1)$$

Dimana:

- $\bar{F}$ = Gaya *coloumb* (Newton)
- r = Jarak antara kutub ρ_1 dan ρ_2 (m)
- $\hat{r}$ = Jarak vektor satuan
- $\rho_1 \rho_2$ = Nilai muatan magnet pada 2 kutub
- μ_0 = Permeabilitas medium sekitar

b. Induksi Magnetik

Medan magnetik yang terukur oleh proton magnetometer adalah medan magnet induksi yang disertai pengaruh magnetisasinya (Telford dkk., 1990). Induksi magnetik pada magnetometer rumuskan dalam persamaan berikut ini.

$$\vec{B} = \mu_0 (1 + k) \vec{H} \quad (2.2)$$

Dimana:

$\vec{B}$ = Induksi magnetik (Tesla)

μ_0 = Permeabilitas medium (ruang hampa = 1)

k = Suseptibilitas magnetik (SI)

$\vec{H}$ = Kuat medan magnet (Tesla)

c. Kuat Medan Magnetik

Kuat medan magnetik ($\vec{H}$) adalah besarnya nilai medan magnet pada suatu titik dalam ruang yang timbul akibat sebuah kutub yang jaraknya sejauh r dari titik tersebut. Kuat medan magnetik dirumuskan dalam persamaan berikut ini:

$$\vec{H} = \frac{F}{\rho} \quad (2.3)$$

Dimana:

H = Kuat medan magnetik (Tesla)

F = Gaya magnet (Newton)

ρ = Muatan kutub 1 dan 2 (coloumb)

d. Intensitas Magnetisasi

Intensitas magnetisasi (I) disebut juga sebagai magnetisasi. Intensitas magnetisasi didefinisikan sebagai suatu tubuh magnetik yang terletak dalam suatu medan magnetik eksternal kemudian tubuh magnetik tersebut akan menjadi termagnetisasi oleh induksi. Intensitas dan arah magnetisasi tubuh magnetik tersebut adalah sebanding dengan kuat dan arah medan magnetik yang menginduksi. Intensitas kemagnetan dinyatakan dalam

momen magnet persatuan volume. Intensitas magnetik dirumuskan dalam persamaan berikut ini:

$$\bar{I} = \frac{\bar{M}}{v} \quad (2.4)$$

Dimana:

I = Intensitas kemagnetan (*Tesla*)

$\bar{M}$ = Momen magnet (mC)

V = Volume (m^3)

e. Suseptibilitas Magnetik

Suseptibilitas magnetik (k) adalah tingkatan kemampuan suatu benda atau batuan untuk termagnetisasi. Suseptibilitas dinyatakan dalam rumus berikut ini:

$$k = \frac{I}{\bar{H}} \quad (2.5)$$

Dimana:

I = Intensitas Magnetik (Tesla)

k = Suseptibilitas (SI)

$\bar{H}$ = Kuat Medan magnetik (Tesla)

Suseptibilitas batuan sangat dipengaruhi dari mineral penyusun batuan dan bulir-bulir mineral tersebut (Arifin, 2019). Suseptibilitas batuan dapat dilihat dalam Tabel 2.1 yang dikemukakan oleh (Telford dkk., 1990).

Tabel 2.1 Nilai suseptibilitas batuan dan mineral menurut Telford (1990).

Jenis	Suseptibilats x 10^{-3} (SI)	
	Tingkatan	Rata-rata
Sedimen		
<i>Dolomite</i>	0-0.9	0.1
<i>Limestones</i>	0-3	0.3
<i>Sandstones</i>	0-20	0.4
<i>Shales</i>	0.01-15	0.6
<i>Av. 48 Sedimentary</i>	0-18	0.9

Metamorf		
Amphibolite	0.3-3	0.7
Schist		1.4
Phyllite		1.5
Gneeis	0.1-2.54	
Quartzite		4
Serpentine		
Slate	0-35	6
Beku		
Granite	0-0.5	2.5
Rhyolite	0.2-3.5	0.3
Dolorite	1.0-35	17
Augite-syenite	30-40	25
Olivine-diabase		
Diabase	1-160	55
Porpgyry	0.3-200	60
Gabbro	1.0-90	70
Basalt	0.2-175	70
Diorite	0.6-120	85
Pyroxenite		125
Peridotite	90-200	150
Andesite		160
Av Acidic Igneous	0-80	8
Av Basic Igneous	0.5-97	25

f. Momen Magnet

Pada keadaan sebenarnya, kutub magnet selalu berpasangan (*dipole*) dimana terdapat dua kutub bernilai positif dan negatif (+m dan -m) dipisahkan oleh jarak, maka momen magnet dirumuskan dalam persamaan berikut :

$$\vec{M} = l\rho\hat{r}_1 \quad (2.6)$$

Dimana:

$\vec{M}$ = Momen magnet (mC)

ρ = Kutub magnet (m)

$\hat{r}_1$ = Arah dari unit vector kutub negatif ke kutub positif

l = Jarak antara dua kutub (m)

2.4.2 Sifat Kemagnetan Batuan

Setiap batuan memiliki sifat dan karakteristik kemagnetan yang berbeda. Sifat kemagnetan batuan tersebut dipengaruhi pada mineral-mineral penyusunnya, derajat anisotropis bulir-bulir mineral, dan orientasi bulir-bulir mineral (Arifin, 2019). Berdasarkan sifat kemagnetan batuan diklasifikasikan menjadi empat, yaitu diamagnetik, paramagnetik, ferromagnetik, dan ferrimagnetik. (Hinze dkk., 2013).

a. Diamagnetik

Diamagnetik merupakan bahan penyusun dimana elektron yang mengorbit inti atom mengisi penuh bagian kulit atom dalam jumlah yang genap dan saling berpasangan. Batuan diamagnetik mempunyai kerentanan magnet yang negatif. Arah perputaran dari elektron diamagnetik juga saling berlawanan. Batuan diamagnetik contohnya adalah kuarsa, marmer, alterasi, dan bismuth.

b. Paramagnetik

Paramagnetik merupakan bahan penyusun elektron yang tidak berpasangan dalam kulit atom. Jika tidak ada medan magnet dari luar, maka momen magnetik dari elektron tidak berpasangan. Sedangkan jika ada medan magnet dari luar, elektron akan sejajar dengan medan magnet dari luar. Paramagnetik mempunyai kerentanan magnet positif. Batuan paramagnetik contohnya adalah piroksen, olivin, garnet, dan biotit.

c. Ferromagnetik

Ferromagnetik mempunyai karakteristik mempertahankan momen magnet batuan saat medan magnet dihilangkan. Ferromagnet akan kehilangan sifat kemagnetannya jika telah mencapai suhu *Currie* dan menjadi antiferromagnetik. Batuan ferromagnetik memiliki nilai suseptibilitas yang tinggi, contohnya adalah besi, kobalt, dan nikel.

d. Ferrimagnetik

Ferrimagnetik terjadi akibat adanya interaksi antara atom-atom yang berdekatan dimana momen magnet akan menuju ke arah medan magnet luar (Hinze dkk., 2013). Mineral ferrimagnetik memiliki nilai suseptibilitas yang tinggi, contohnya adalah titanium.

2.4.3 Medan Magnet Total

Medan magnet total berasal dari aktivitas inti bumi yang selalu berputar. Perputaran ini dihasilkan dari unsur-unsur logam dan radioaktif. Perputaran inti bumi mengakibatkan adanya panas. Panas tersebut merambat ke mantel bumi dan menyebabkan arus konveksi. Arus inilah yang menyebabkan adanya loncatan elektron sehingga menyebabkan medan magnet bumi. Medan magnet total memiliki elemen-elemen yang dapat diukur, yaitu:

- a. Deklinasi (D) adalah sudut yang terbentuk akibat perbedaan Utara geografis dengan utara magnetik dihitung dari Utara ke Timur.
- b. Inklinasi (I) adalah sudut yang tercipta akibat perbedaan medan magnetik total dan bidang horizontal yang dihitung dari bidang horizontal menuju bidang vertikal ke bawah.
- c. Intensitas total (F) adalah nilai dari medan magnetik total.
- d. Intensitas horizontal (H), yaitu besar medan magnetik total pada bidang horizontal.

Medan magnet total terbagi menjadi tiga bagian, yaitu medan magnet utama, medan magnet luar, dan medan magnet anomali. Medan magnet utama bumi selalu berubah terhadap waktu. Perubahan ini kemudian diukur menggunakan *International Geomagnetik Reference (IGRF)* yang diperbaharui setiap lima tahun sekali (Musset, 2009).

a. Medan Magnet Utama

Medan magnet utama adalah medan magnet yang bersumber dari dalam bumi. Medan magnet utama bumi terbentuk dalam waktu yang cukup lama. Medan magnet utama bumi terdiri dari bahan yang konduktif dan padat seperti besi dan nikel yang mengelilingi inti bumi. Medan magnetik utama bumi menyumbang sekitar 99% dari medan magnet total.

b. Medan Magnet Eksternal

Medan magnet eksternal berasal dari luar bumi seperti sinar ultraviolet matahari. Sinar ultraviolet ini akan berpengaruh terhadap arus listrik yang mengalir dalam lapisan yang terionisasi di atmosfer, karena itu medan magnet

eksternal selalu berfluktuasi. Medan magnet luar bumi menyumbang kurang lebih 1% dari medan magnet total.

c. Medan Magnet Anomali

Medan magnet anomali atau biasa disebut medan magnet sekitar adalah medan magnet yang berada pada permukaan bumi atau kerak bumi. Biasanya medan magnet anomali muncul akibat adanya batuan yang memiliki mineral bermagnet seperti magnetit dan agnitit.

2.5 Pengolahan Data dan Pemodelan

Pengolahan data magnetik dilakukan untuk mendapatkan sebaran anomali magnetik yang jauh dari *noise* atau pengaruh medan magnet utama maupun luar bumi. Untuk itu dilakukan beberapa koreksi dan filter untuk menghilangkan pengaruh tersebut. Pemodelan magnetik bertujuan untuk mengetahui kondisi sebaran anomali, kedalaman, dan analisis bawah permukaan.

2.5.1 Koreksi Harian (Diurnal)

Koreksi harian adalah koreksi untuk mereduksi pengaruh medan magnet eksternal yang berasal dari ionisasi radiasi matahari di atmosfer. Medan magnet eksternal memiliki perubahan terhadap waktu. Pada saat matahari terik, medan magnet eksternal mencapai titik puncaknya, setelah itu pengaruh medan magnet eksternal berangsur-angsur mengalami penurunan (Dentith & Mudge, 2014). Koreksi harian dinyatakan dalam persamaan berikut ini.

$$H_D = \frac{t_n - t_{awal}}{t_{akhir} - t_{awal}} (H_{akhir} - H_{awal}) \quad (2.7)$$

Dimana:

H_D = Nilai medan magnet harian (nano-tesla)

t_n = Waktu ke-n (sekon)

t_{awal} = Waktu awal

t_{akhir} = Waktu akhir

H_{akhir} = Nilai medan magnet di titik awal (nano-tesla)

H_{awal} = Nilai medan magnet di titik akhir (nano-tesla)

2.5.2 Koreksi *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF)

Koreksi *International Geomagnetic Reference Field* atau IGRF adalah koreksi yang dilakukan untuk mereduksi pengaruh medan magnet utama bumi sehingga mendapatkan nilai anomali magnetik intensitas (Telford, 1990). Nilai IGRF terhadap medan magnet utama bumi sangat berpengaruh terhadap nilai intensitas magnetik. Nilai IGRF selalu diperbarui setiap lima tahun sekali, ini dikarenakan medan magnet utama bumi selalu mengalami perubahan setiap waktu.

2.5.3 Reduksi ke Kutub (RTP)

Transformasi reduksi ke kutub (RTP) adalah proses yang dilakukan untuk mereduksi pengaruh sudut inklinasi magnetik. Proses ini bertujuan untuk menyederhanakan interpretasi data magnetik dimana anomali medan magnet dapat menunjukkan secara langsung posisi objek penelitian. Hasil reduksi ke kutub mengubah anomali magnetik yang *dipole* menjadi *monopole*. Persamaan yang menghubungkan antara medan potensial dengan distribusi material sumber ditunjukkan pada persamaan berikut (Blakely, 1996) :

$$f(P) = \int_R s(Q)\psi(P, Q)dv \quad (2.8)$$

Dimana f adalah medan potensial, s adalah distribusi material, R adalah material sumber, Q adalah titik distribusi, $\psi(P, Q)$ adalah fungsi *green*. Terdapat hubungan yang umum dalam domain *fourier* anomali magnet yang dikurung pada bidang horizontal dan distribusi sumber yang terletak sepenuhnya dibawah bidang. Menurut Blakely (1996) reduksi ke kutub dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$F(\psi t) = \frac{\theta^* m \theta^* f}{\theta m \theta f} \quad (2.9)$$

Dimana (ψt) adalah hasil reduksi ke kutub, $\theta^* m$ adalah fungsi kompleks yang bergantung pada orientasi *dipole*, θm adalah fungsi kompleks yang bergantung pada medan sekitar.

2.5.4 Kontinuasi ke Atas (*Upward Continuation*)

Kontinuasi ke atas adalah suatu proses perubahan data medan potensial yang dikur pada suatu bidang permukaan menjadi data yang seolah-olah diukur pada bidang permukaan dengan ketinggian tertentu. Kontinuasi ke atas sering digunakan dalam

pengolahan data magnetik karena dapat mengurangi efek anomali dangkal dan memperjelas anomali yang lebih dalam. Konsep dasar kontinuitas ke atas dinyatakan dalam teorema *Green* yang menyatakan bahwa jika suatu fungsi U adalah harmonik, *continue*, dan mempunyai turunan yang *continue* juga di sepanjang daerah R maka nilai U pada titik P di dalam daerah R dirumuskan dalam persamaan berikut (Blakely, 1996):

$$F(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{r} \right) dS \quad (2.10)$$

Persamaan di atas menjelaskan tentang prinsip dasar kontinuitas ke atas dimana suatu medan potensial pada setiap titik di area tersebut dapat dihitung sesuai sifat medan di permukaan yang mencakup daerah tersebut dengan menunjukkan S sebagai permukaan R , n menentukan arah normal keluar, dan r adalah jarak dari titik P ke suatu titik di permukaan S .

2.5.5 Filter Gaussian

Filter Gaussian adalah salah satu cara proses pemisahan anomali yang lebih dalam dengan anomali yang dangkal didasarkan pada fungsi distribusi peluang Gaussian. Filter Gaussian termasuk kedalam *low pass filter* yang dapat meloloskan sinyal dengan frekuensi yang lebih rendah dari frekuensi *cutt off*. Kelebihan dari filter Gaussian adalah dapat menghilangkan *noise* yang membuat sebaran anomali menjadi lebih *smoothing* sehingga memudahkan untuk mengidentifikasi struktur geologi. Fungsi dari filter ini dinyatakan dalam persamaan berikut ini.

$$G(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} \quad (2.11)$$

Dimana σ adalah standar deviasi dari sebaran data yang diasumsikan memiliki nilai 0.

2.5.6 Analytic Signal (AS)

Analytic signal (AS) adalah kombinasi penjumlahan turunan pertama antara gradien vertikal dan horizontal dari medan magnet total. Kelebihan *analytic signal* yaitu tidak terpengaruh pada parameter medan magnet bumi (inklinasi) dan arah magnetisasinya. Hasil *analytic signal* menggunakan amplitudo maksimum yang

dindikasikan berada di atas sumber anomali magnetik (Nasuti & Nasuti, 2018). Selain itu, *analytic signal* juga sangat sensitif terhadap batas anomali sehingga dapat digunakan untuk membantu interpretasi dalam penentuan struktur atau batas zona batas geologi. Kekurangan *Analytic signal* yaitu tidak dapat memberikan hasil yang baik untuk menggambarkan anomali yang lebih dalam (Nasuti & Nasuti, 2018). *Analytic signal* secara matematis dapat dirumuskan dalam persamaan berikut ini.

$$AS = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (2.12)$$

Dimana ∂T adalah total intensitas magnet (nT), ∂x adalah turunan pertama komponen horizontal (sumbu x), ∂y adalah turunan pertama komponen horizontal (sumbu y) dan ∂z adalah turunan pertama terhadap komponen vertikal atau kedalaman (sumbu z).

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

2.5.7 Tilt Derivative (TDR)

Tilt derivative adalah metode yang sering digunakan untuk memperkirakan nilai lokasi kedalaman, eksplorasi mineral, dan identifikasi struktur geologi bawah permukaan dari batuan yang tersedimentasi ataupun *basement*. Dalam interpretasi *tilt derivative* anomali positif berada dekat sumber anomali, anomali negatif berada jauh dari sumber anomali tersebut, dan anomali nol (0) berada lebih dekat dengan tepi sumber anomali (Nasuti & Nasuti, 2018). Metode *Tilt Derivative* menggunakan turunan pertama *Vertical Derivative* (VDR) dan *Total Horizontal Derivative* (THDR) dari data peta RTP dan memiliki satuan radian atau *degree*. Kombinasi metode tersebut dapat dijelaskan melalui persamaan berikut (Miller & Singh, 1994).

$$TDR = \tan^{-1} \left[\frac{VDR}{THDR} \right] \quad (2.13)$$

Vertical derivative (VDR) adalah turunan pertama dalam sumbu -z dimana sumbu ini menyatakan kedalaman. VDR digunakan untuk menentukan anomali dengan

frekuensi tinggi yang lebih jelas dalam hal ini adalah amplitudo yang luas atau frekuensi anomali rendah sehingga kontras anomali lebih tajam. VDR secara matematis dinyatakan sebagai berikut

$$VDR = \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2.14)$$

Dimana ∂T adalah total intensitas magnetik (nT) dan ∂z adalah turunan pertama terhadap komponen vertikal (sumbu z).

Total Horizontal Derivative (THDR) adalah akar dari penjumlahan turunan pertama dari komponen horizontal (sumbu x dan y). THDR akan menghasilkan respon anomali yang tinggi jika pada tepi sumber anomali bernilai nol pada pusat anomali. THDR dirumuskan dengan persamaan berikut.

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2} \quad (2.15)$$

Dimana ∂T adalah intensitas magnetik total (nT), ∂x adalah turunan pertama terhadap komponen horizontal (sumbu x), ∂y adalah turunan pertama terhadap komponen horizontal (sumbu y)

2.5.8 Pemodelan 3D

Pemodelan 3D biasanya menggunakan pemodelan kebelakang (*invers modeling*) yang merupakan salah satu metode interpretasi dimana parameter model diperoleh secara langsung melalui data yang dihasilkan di lapangan. Pemodelan kebelakang pada prinsipnya adalah mencari model agar diperoleh kecocokan antara data observasi dengan data hasil perhitungan. Proses ini sering disebut sebagai *data fitting* karena parameter yang dicari harus menghasilkan respons yang *fit* dengan data pengamatan (Grandis, 2009).

Pemodelan kebelakang 3D dalam metode magnetik di asumsikan sebagai susunan prisma tegak atau kubus dalam ruang tiga dimensi. Parameter model yang dipakai adalah intensitas magnetisasi yang bersifat homogen. Secara sederhana, hubungan antara data dengan parameter model (intensitas magnetisasi) dapat dinyatakan dalam persamaan berikut :

$$d = G m \quad (2.16)$$

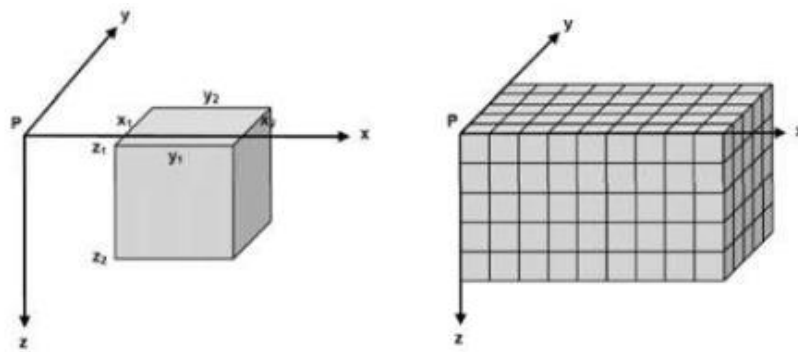
Dalam pemodelan inversi, biasanya jumlah data observasi memiliki jumlah lebih sedikit daripada parameter model yang diinginkan sehingga dapat dikatakan *under-determined*. Permasalahan *under-determined* dapat diselesaikan dengan menggunakan persamaan berikut (Grandis, 2009).

$$m = G^T [G \cdot G^T]^{-1} d \quad (2.17)$$

Dimana d adalah data observasi, G adalah matriks kernel ($N \times M$) yang memetakan anomali magnetik menjadi data observasi atau data lapangan, N adalah jumlah data dan M adalah jumlah parameter model (Grandis, 2009). Matriks kernel pada **Persamaan 2.16** dinyatakan dalam matriks berikut

$$G = \begin{bmatrix} G_{11} & G_{12} & G_{1N} \\ G_{21} & G_{22} & G_{2N} \\ G_{31} & G_{32} & G_{3N} \end{bmatrix} \quad (2.18)$$

Pada **Gambar 2.5** dijelaskan bentuk model 3D berbentuk prisma tegak atau kubus di gambarkan dengan bidang permukaan bumi x - y dengan jumlah data sebanyak N dan jumlah parameter model adalah $M = n_x \times n_y \times n_z$, dimana masing-masing adalah jumlah kubus hasil deskritisasi dalam arah x , y , dan z (Grandis, 2009).



Gambar 2. 5 Geometri model satuan 3D berbentuk prisma tegak atau kubus (Grandis, 2009).

2.6 Penelitian yang Pernah Dilakukan Sebelumnya

Penelitian di daerah ini sebelumnya pernah dilakukan oleh (Haerudin dkk., 2009) dengan jurnal yang berjudul “Analisis Reservoir Daerah Potensi Panas bumi

Gunung Rajabasa Kalianda dengan Metode Tahanan Jenis dan Geotermometer” yang menyatakan bahwa berdasarkan kurva resistivitas data *sounding* 1D terdapat reservoir air tanah yang terpengaruh aliran *outflow* fluida panas bumi pada kedalaman 10 m- 20 m dengan resistivitas 20 Ω m. Menurut data geotermometer, hasil analisis kimia terhadap sampel yang diambil pada manifestasi tersebut menunjukkan dugaan suhu reservoir adalah 212,08°C dengan potensi daya 12,5 MW/Km² dan termasuk kedalam reservoir tipe sedang.

Penelitian sebelumnya juga pernah dilakukan oleh Tawakkal. I (2016) dengan Tugas Akhir yang berjudul “Analisis Struktur Reservoir Panasbumi Pada Daerah Gunung Rajabasa, Kabupaten Lampung Selatan, Provinsi Lampung Berdasarkan Data Gaya Berat” yang menunjukkan bahwa berdasarkan anomali Bouguer, anomali rendah diindikasikan sebagai dugaan reservoir yang berada di bagian tengah dan Baratdaya Gunung Rajabasa. Analisis struktur menggunakan *Second Vertical Derivative* (SVD) menunjukkan bahwa adanya sesar dengan arah Baratlaut - Tenggara yang searah dengan *Sumatera Fault System* (SFS). Berdasarkan pemodelan inversi 3D, reservoir panas bumi berada tepat di bawah kaldera Gunung Rajabasa dengan densitas bekisar 2.2 – 2.4 gr/cc pada kedalaman 1000 m di bawah permukaan laut dengan volume sebesar ± 57.88 .

Penelitian sebelumnya juga pernah dilakukan oleh Haerudin dkk. (2013) dengan prosiding yang berjudul “Radon and Thoron Analysis of Soil Gas Survey Case Study of Rajabasa Geothermal Field”. Hasil yang diperoleh menggunakan metode Rodon adalah dapat memperlihatkan anomali yang mengindikasikan adanya struktur patahan. Struktur ini memiliki arah Baratdaya – Timurlaut yang berasosiasi dengan manifestasi di Gunung Botak dan Kunjir. Berdasarkan rasio konsentrasi peta anomali Rodon dan Thoron, nilai anomali yang tinggi, indikasi patahan ini berada pada kedalaman yang cukup dalam.