

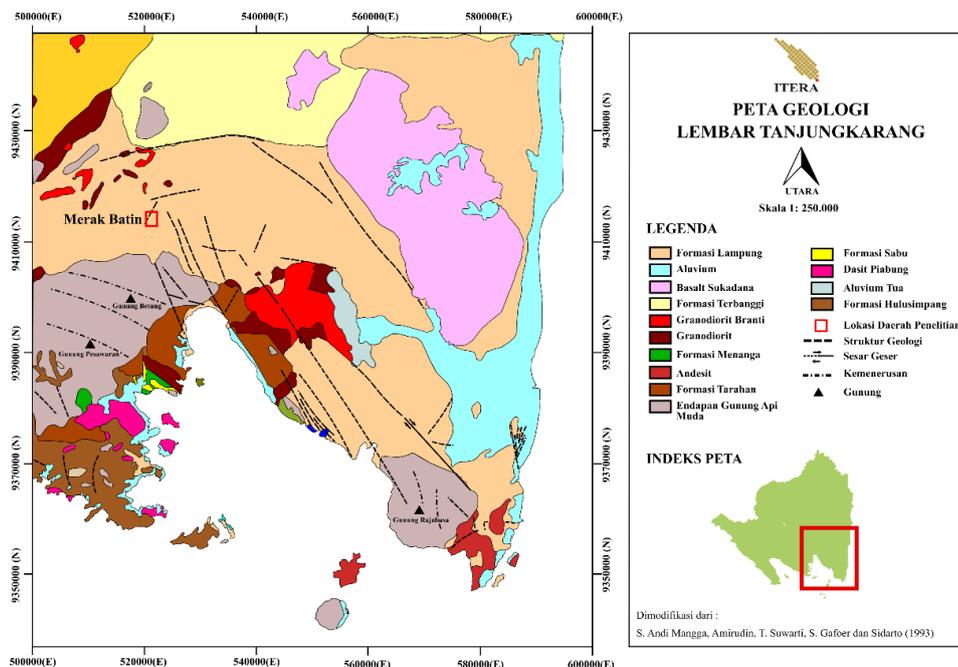
BAB II

TEORI DASAR

2.1 Geologi Regional Daerah Penelitian

Lokasi penelitian berada di Desa Merak Batin, Kecamatan Natar, Kabupaten Lampung Selatan. Daerah penelitian didominasi oleh Formasi Lampung (QTI) dapat dilihat pada **Gambar 2.1** yang mana formasi ini diendapkan di lingkungan *terrestrial-fluvial*. Formasi Lampung (QTI) didominasi oleh batuan yang merupakan hasil dari aktivitas vulkanik terdiri dari *tuff pumiceous*, *tuff rhyolitic*, tufan lempung, dan batupasir tufan (Mangga,1993).

Struktur geologi yang ada pada daerah penelitian didominasi oleh Sesar Lampung-Panjang. Sesar Lampung-Panjang memiliki arah Barat Laut-Tenggara, sesar ini memiliki *trend* yang sama dengan Sesar Besar Sumatera. Pada bagian Utara terdapat beberapa struktur geologi dengan arah Timur Laut-Barat Daya. Struktur pada daerah penelitian diinterpretasikan sebagai struktur geologi sekunder seperti sesar dan kekar, Iqbal dkk (2019).

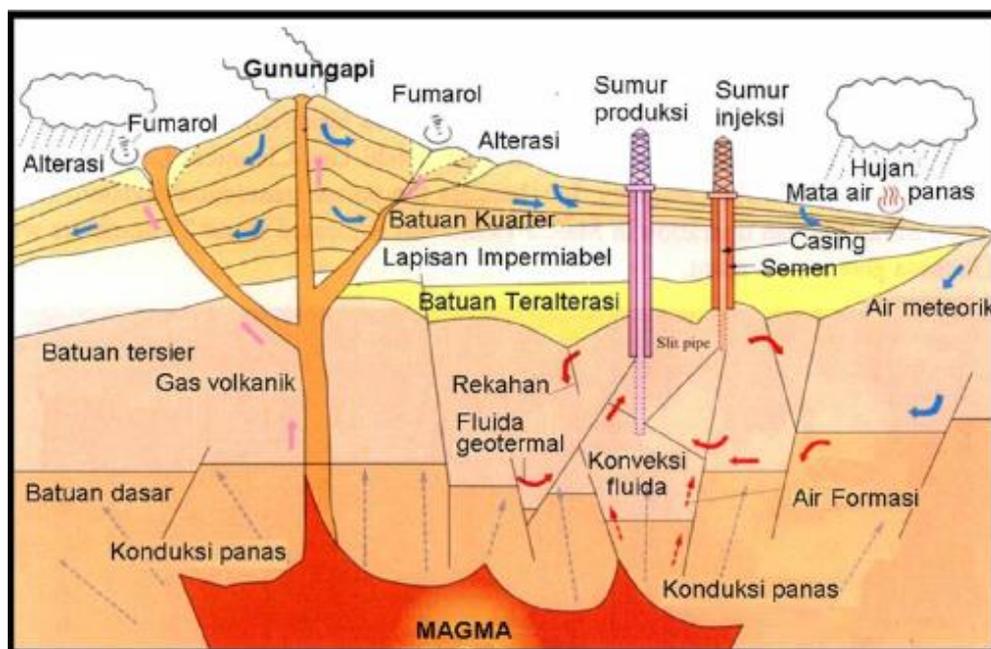


Gambar 2.1 Peta geologi daerah Merak Batin, Natar (dimodifikasi dari lembar Tanjung Karang oleh Mangga dkk, 1993)

2.2 Sistem Panas Bumi

Proses terbentuknya sistem panas bumi sebagai hasil perpindahan panas dari suatu sumber panas ke sekelilingnya yang terjadi secara konduksi dan konveksi. Perpindahan panas secara konduksi terjadi melalui batuan, sedangkan perpindahan panas secara konveksi terjadi karena adanya kontak antara air dengan suatu sumber panas.

Gambar 2.2 memperlihatkan model konseptual panas bumi seperti rekahan dan patahan yang terdapat di permukaan membuat air dapat masuk ke dalam pori-pori batuan. Air ini lalu menembus ke bawah permukaan ketika ada celah untuk air dapat mengalir. Ketika air sampai di sumber panas (*heat source*) maka temperatur air akan meningkat, sehingga air akan menguap sebagian dan sebagian akan tetap menjadi air dengan suhu yang tinggi. Lalu, fluida panas ini mentransfer panas ke batuan sekitar dengan proses konveksi. Fluida panas akan menekan batuan sekitarnya untuk mencari celah atau jalan keluar dan melepaskan tekanan. Karena tekanannya lebih tinggi dibandingkan tekanan di permukaan maka fluida akan bergerak naik melalui celah-celah. Fluida tersebut akan keluar sebagai manifestasi permukaan (Daud, 2012).



Gambar 2.2 Model konseptual sistem panas bumi (Daud,2012).

Menurut Hochstein and Browne (2000) sistem panas bumi merupakan suatu sistem penghantar panas (*heat transfer*) di dalam mantel atas dan kerak bumi dimana panas (*heat*) dipindahkan dari suatu sumber panas (*heat source*) menuju tampungan suatu panas (*heat sink*) yang biasanya adalah permukaan bumi. Sistem panas bumi dikategorikan menjadi tiga sistem yaitu:

1. Sistem hidrotermal merupakan proses transfer panas dari sumber panas ke permukaan secara konveksi, yang melibatkan fluida meteorik dengan atau tanpa jejak fluida dari magmatik. Terdiri atas : sumber panas, reservoir dengan fluida panas, daerah resapan air, dan daerah rembesan panas berupa manifestasi.
2. Sistem vulkanik merupakan proses transfer panas dari dapur magma ke permukaan melibatkan konveksi fluida magma. Pada sistem ini jarang ditemukan adanya fluida meteorik.
3. Sistem vulkanik-hidrotermal merupakan kombinasi dua sistem di atas, yang diwakili dengan air magmatik yang naik kemudian bercampur dengan air meteorik.

Menurut Hocstein (2000) temperatur suatu sistem panas bumi diklasifikasikan menjadi tiga:

- Tinggi (lebih besar dari 225⁰ C)
- Sedang (125⁰C hingga 225⁰C)
- Rendah (lebih kecil dari 125⁰C)

Komponen-komponen penting dari sistem panas bumi menurut (Suharno,2010) adalah:

1. Sumber panas (*heat source*) berupa plutonik.
2. *Reservoir* atau batuan berporos tempat uap panas terjebak di dalamnya.
3. *Caprock* atau lapisan penutup berupa *claycap*
4. Struktur geologi (patahan, rekahan, dan ketidakselarasan)
5. Daerah resapan air atau aliran air bawah permukaan (*recharge area*)

Pembagian sistem panas bumi menurut Goff dan Cathy (2000), berdasarkan kriteria geologi, geofisika, hidrologi, dan teknologi, dapat dibagi atas 5 tipe, yaitu (1)

sistem panas bumi batuan beku muda (*young igneous systems*), (2) sistem tektonik (*tectonic systems*), (3) *geopressed system*, (4) *hot dry rock systems*, (5) *magma tap systems*. Dari tipe satu sampai tipe tiga, air panas alami bisa diperoleh lewat kegiatan eksploitasi. Karena itu, ketiganya bisa disatukan menjadi sistem hidrotermal (*hydrothermal systems*). Sementara untuk tipe empat dan lima, air panas alami tidak bisa diperoleh. Kedua sistem itu memerlukan air yang diinjeksikan ke dalam bumi lalu air tersebut disedot kembali untuk diambil panasnya. Menurut Suharno (2012), energi hidrotermal adalah energi panas bumi yang tersimpan di dalam fluida dan batuan di bawah permukaan bumi pada kondisi geologi tertentu. Energi panas bumi dapat tersimpan dalam reservoir yang biasanya terdapat pada kedalaman kurang dari 3 km terletak pada cekungan sedimen atau berada di sepanjang zona sesar yang terjadi sirkulasi air. Sirkulasi tersebut bisa berasal dari air tanah, air hujan, atau air dari sistem magmatik. Energi hidrotermal biasanya berhubungan dengan aktivitas gunung api dan aktivitas tektonik muda (Suharno,2012).

2.3 Anomali Medan Magnet

Anomali magnetik merupakan medan magnetik yang bersumber dari sebaran benda atau batuan bawah permukaan bumi yang termagnetisasi. Dalam proses penyelidikan medan magnet, pada dasarnya dilakukan dengan mengukur besaran magnet bumi yang ditimbulkan oleh berbagai sumber, baik pengaruh dari luar bumi maupun dari dalam bumi (Telford, 1990). Medan magnet anomali disebut juga medan magnet lokal. Medan magnet ini dihasilkan oleh batuan yang mengandung mineral magnetik seperti magnetit, titanomagnetit, dan lain-lain yang berada di kerak bumi. Anomali medan magnet merupakan nilai dari hasil perhitungan medan magnet total dengan medan magnet IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). Nilai medan magnet total yaitu H dalam satuan nT dan nilai medan magnet IGRF yaitu F dalam nT. Nilai anomali medan magnet $\Delta H \ll |H|$ dimana H dan F memiliki arah yang sama, maka dapat dituliskan seperti pada persamaan berikut (Blakely, 1996):

$$\Delta H = |H| - |F| \quad (2.1)$$

Apabila terdapat sumber magnet luar, maka ΔF merupakan simpangan dari F dalam nT. Oleh karena itu, nilai anomali medan magnet dirumuskan oleh persamaan berikut (Blakely,1996):

$$\Delta H = H - \Delta F - F \quad (2.2)$$

dengan H merupakan nilai medan magnet total dalam nT, ΔF merupakan nilai variasi harian dalam nT dan F merupakan nilai *IGRF* dalam nT.

2.3.1 Gaya Magnet (F)

Gaya Coulomb merupakan dasar dari metode magnetik yaitu “Besarnya gaya tarik menarik atau tolak menolak antara 2 benda bermuatan magnet berbanding lurus dengan muatan masing-masing benda dan berbanding terbalik terhadap kuadrat jarak antara kedua benda tersebut” dalam bentuk persamaan berikut (Telford, 1990):

$$\vec{F} = \frac{1}{\mu} \frac{P_1 P_2}{r^2} \vec{r} \quad (2.3)$$

Dimana:

- \vec{F} = Gaya magnetik (newton)
- r = Jarak antara kutub P_2 dan P_1 (meter)
- $P_1 P_2$ = Muatan kutub 1 dan 2 (coulomb)
- μ = Permeabilitas medium magnetik (ruang hampa=1)
- \vec{r} = Vektor satuan daerah $P_1 P_2$

2.3.2 Kuat Medan Magnet (H)

Gaya magnetik per satuan muatan didefinisikan sebagai kuat medan magnet terukur (H). Kuat medan magnetik di suatu titik dengan jarak r dari muatannya dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$\vec{H} = \frac{\vec{F}}{P} \quad (2.4)$$

Dimana :

- \vec{H} = Kuat Medan Magnetik (tesla)
- P = Muatan magnet (coulomb)
- \vec{F} = Gaya Magnet (newton)

Kuat medan magnet yang terukur di permukaan bumi lebih dari 90% berasal dari dalam inti bumi. Sedangkan, sisanya berasal dari luar bumi dan kerak bumi yang menjadi target dalam eksplorasi geofisika. Karena kuat medan magnet dari dalam merupakan bagian yang terbesar, maka medan ini sering disebut medan utama.

2.3.3 Intensitas Magnetik

Jika suatu benda terinduksi oleh medan magnet H maka besar intensitas magnetik yang dialami oleh benda tersebut adalah (Reynold, 1995):

$$I = k \cdot \vec{H} \quad (2.5)$$

Dimana :

I = Intensitas Magnetik (T)

\vec{H} = Kuat Medan Magnet (T)

k = Suseptibilitas magnet (dalam satuan SI)

2.3.4 Suseptibilitas Magnetik

Suseptibilitas kemagnetan diberi simbol k , merupakan kemampuan benda termagnetisasi yang dapat dirumuskan dengan persamaan:

$$k = \frac{I}{\vec{H}} \quad (2.6)$$

Dimana:

k = Suseptibilitas Magnetik (dalam satuan SI)

I = Intensitas Magnetik (T)

\vec{H} = Kuat medan magnet (T)

Harga suseptibilitas sangat penting dalam pencarian benda anomali karena sifat magnetik berbeda-beda untuk setiap jenis batuan. Adapun nilai suseptibilitas batuan dapat dilihat pada **Tabel 2.1**

Tabel 2.1 Nilai suseptibilitas batuan oleh Telford dkk (1990)

Jenis Batuan / Mineral	Suseptibilitas ($\times 10^{-3}$ SI)	
	Interval	Rata-Rata
Batuan Sedimen		
Batupasir	0-20	0,4
Lempung	0,01-15	0,6
Rata-rata Sedimen	0-18	0,9
Batuan Metamorf		
Slate	0-35	6
Rata-rata Metamorf	0-70	4,2
Batuan Beku		
Basalt	0,2-175	70
Granit	0-50	2,5
Rata-rata Beku Asam	0-80	8
Rata-rata Beku Basa	0,5-97	25
Mineral		
Hematit	0,5-35	6,5
Ilmenit	300-3500	1800
Magnetit	1200-19200	6000

2.4 Koreksi Data Magnetik

Untuk memperoleh nilai anomali medan magnetik yang diinginkan, maka dilakukan koreksi terhadap data medan magnetik total hasil pengukuran pada setiap titik lokasi atau stasiun pengukuran yaitu dilakukannya koreksi harian (*diurnal*) dan koreksi IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*).

2.4.1 Koreksi Harian (*Diurnal*)

Koreksi harian digunakan untuk menghilangkan medan magnet eksternal yang terekam pada saat pengukuran. Koreksi ini merupakan penyimpangan nilai medan

magnetik bumi akibat adanya perbedaan waktu dan efek radiasi matahari dalam satu hari. Waktu yang dimaksud harus mengacu atau sesuai dengan waktu pengukuran data medan magnet di titik lokasi pengukuran yang akan dikoreksi dapat dituliskan dalam persamaan (Blakely, 1996):

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

Dimana:

H_D	= Nilai Medan Magnet Harian (tesla)
t_n	= Waktu pada Titik-n (detik)
t_{awal}	= Waktu Awal Pengukuran (detik)
t_{akhir}	= Waktu Akhir Pengukuran (detik)
H_{akhir}	= Nilai Medan Magnet di Titik Akhir (tesla)
H_{awal}	= Nilai Medan Magnet di Titik Awal (tesla)

2.4.2 Koreksi IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*)

IGRF adalah nilai matematis standar dari medan magnet utama bumi akibat rotasi dan jari-jari bumi. IGRF merupakan upaya gabungan antara pemodelan medan magnet dengan lembaga yang terlibat dalam pengumpulan dan penyebarluasan data medan magnet dari satelit, observatorium, dan survei di seluruh dunia yang setiap 5 tahun diperbaharui. Pembaharuan tersebut dilakukan karena adanya perubahan medan magnet bumi terhadap waktu. IGRF pertama kali diperkenalkan oleh *Association of Geomagnetism and Aeronomy* pada tahun 1968. IGRF sendiri merupakan pemodelan matematis dari medan magnet utama bumi yang digunakan dengan luas dalam studi interior bumi, ionosfer, kerak bumi, dan *magnetosphere*.

2.5 Filter Data Magnetik

Pada data magnetik perlu dilakukan beberapa *filter*, dimana proses ini merupakan tahapan agar data dapat melakukan pemodelan dengan baik dan dapat mempermudah interpretasi data lapangan. *Filter* yang harus dilakukan pada data magnetik antara lain:

2.5.1 Reduksi ke Kutub (*Reduce to Pole*)

Filter Reduksi ke Kutub diperlukan untuk mempermudah interpretasi karena sifat dipol anomali magnetik menyulitkan interpretasi data lapangan yang umumnya masih berpola asimetrik. Hasil dari Reduksi ke Kutub menunjukkan anomali magnetik menjadi satu Kutub. Proses transformasi ini dilakukan dengan mengubah arah magnetisasi dan medan utama ke arah vertikal. Persamaan yang menunjukkan hubungan antara medan potensial f dan distribusi material s ditunjukkan pada persamaan berikut (Blakely, 1996):

$$\mathcal{F}[\Delta T_r] = \mathcal{F}[\psi_r] \mathcal{F}[\Delta T]. \quad (2.8)$$

Dimana:

$f(\Delta T_r)$ adalah hasil anomali magnetik RTP

$f[\Delta T]$ adalah anomali magnet

$f[\psi_r]$ adalah Reduksi ke Kutub

Dengan:

$$\begin{aligned} \mathcal{F}[\psi_r] &= \frac{1}{\Theta_m \Theta_f} \\ &= \frac{|k|^2}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i|k|(b_1 k_x + b_2 k_y)}, \\ a_1 &= \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_x \hat{f}_x, \\ a_2 &= \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_y \hat{f}_y, \\ a_3 &= -\hat{m}_y \hat{f}_x - \hat{m}_x \hat{f}_y, \\ b_1 &= \hat{m}_x \hat{f}_z + \hat{m}_z \hat{f}_x, \\ b_2 &= \hat{m}_y \hat{f}_z + \hat{m}_z \hat{f}_y. \end{aligned} \quad (2.9)$$

θ_m adalah fungsi kompleks yang bergantung pada orientasi dipol

θ_f adalah fungsi kompleks yang bergantung pada medan sekitar

2.5.2 Kontinuasi ke Atas

Suatu proses pengubahan data medan potensial yang diukur pada suatu bidang permukaan, menjadi data yang seolah-olah diukur pada bidang permukaan lebih ke atas disebut kontinuasi ke atas. *Filter* ini juga merupakan salah satu *filter* yang sering digunakan karena dapat mengurangi efek dari sumber anomali dangkal. *Filter* ini bertujuan untuk menghilangkan pengaruh lokal yang berasal dari sumber-sumber di permukaan dan memperjelas pengaruh anomali regional. Perhitungan kontinuasi ke atas menggunakan persamaan berikut (Blakely,1996):

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

Dimana:

S memberikan informasi sebagai permukaan di daerah R.

n memberikan informasi arah normal keluar.

r adalah jarak dari titik P ke suatu titik di permukaan S

2.5.3 Gaussian Filter

Gaussian filter adalah suatu proses pemisahan anomali regional dan residual. *Filter* ini termasuk dalam *low pass filter* yang didasarkan pada fungsi distribusi peluang Gaussian. Konsep dasar proses ini adalah operasi perkalian yang dilakukan yaitu perkalian antara matriks kernel dengan matriks gambar asli secara sederhana. Berikut merupakan persamaan Gaussian (Gonzales, 2002):

$$G(i, j) = c \cdot e^{-\frac{(i-u)^2 + (j-v)^2}{2\sigma^2}} \quad (2.11)$$

dimana $G(i, j)$ adalah matriks kernel Gauss, c adalah konstanta, i, u, j , dan v adalah anggota di dalam matriks dan σ adalah suatu konstanta nilai yang disesuaikan dengan ukuran matriks kernel Gauss.

2.6 Pemodelan Data Magnetik

Pemodelan pada data magnetik dilakukan untuk mendapatkan gambaran bawah permukaan, nantinya pada hasil pemodelan akan dilakukan interpretasi untuk mendapatkan hasil pada penelitian yang dilakukan. Pemodelan data magnetik sebagai berikut:

2.6.1 *Forward Modeling 2.5D* atau Pemodelan ke depan

Pemodelan ke depan merupakan proses perhitungan data dari hasil teori yang akan teramati di permukaan bumi jika parameter model diketahui. Pada saat melakukan interpretasi, dicari model yang menghasilkan respons yang cocok dengan data pengamatan atau data lapangan. Sehingga diharapkan kondisi model bisa mewakili atau mendekati keadaan sebenarnya.

Pemodelan ke depan digunakan untuk proses *trial and error*. *Trial and error* adalah proses coba-coba atau tebakan untuk memperoleh kesesuaian antara data teoretis dengan data lapangan. Persamaan *forward modeling* (Plouff, 1976):

$$T = \sqrt{(lH + X)^2 + (mH + Y)^2 + (nH + Z)^2} - H \quad (2.12)$$

Dimana:

l, m, dan n adalah arah cosinus dari medan magnet bumi

H adalah Kuat medan magnet

X, Y, dan Z adalah arah komponen magnetnya

2.6.2 *Inverse Modeling* atau Pemodelan Inversi 3D

Pemodelan inversi adalah pemodelan berkebalikan dengan pemodelan ke depan. Pemodelan inversi berjalan dengan cara suatu model dihasilkan langsung dari data. Pemodelan ini menggunakan data *fitting* atau pencocokan data karena proses di dalamnya dicari parameter model yang menghasilkan respons yang cocok dengan data pengamatan (Supriyanto, 2007). Pemodelan inversi merupakan cara yang digunakan untuk memperkirakan model respons magnetik yang paling cocok dengan data observasi. Untuk mencocokkan data tersebut dapat dinyatakan dengan

fungsi objektif yang merupakan fungsi selisih teoretis dengan data observasi. Setiap anomali yang diamati di atas permukaan dapat dievaluasi dengan menghitung proyeksi anomali medan magnet dari arah yang ditentukan. Anomali magnetik pada suatu lokasi berhubungan dengan susceptibilitas bawah permukaan. Secara sederhana dapat dituliskan sebagai berikut:

$$d = G \cdot m \quad (2.13)$$

Pengukuran hanya terletak di permukaan jumlah data lebih kecil daripada jumlah parameter model yang dicari (*under-determined*). persamaan yang digunakan:

$$m = G^T [G \cdot G^T]^{-1} d \quad (2.14)$$

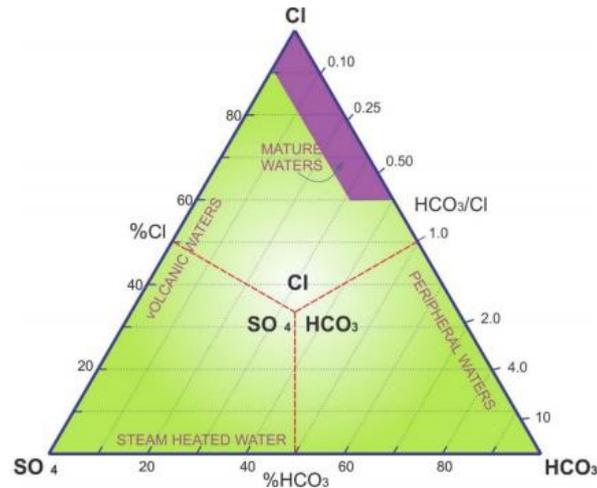
Dimana G adalah matriks kernel (N x M) yang memetakan sumber anomali menjadi data observasi, dengan N adalah jumlah data dan M adalah jumlah parameter model (Grandis,2009).

2.7 Metode Geokimia

Geokimia merupakan salah satu metode eksplorasi panas bumi dalam mempelajari karakteristik fluida panas bumi. Tujuan metode geokimia digunakan dalam penelitian eksplorasi panas bumi adalah untuk mengkaji kemungkinan pengembangan sumber daya panas bumi. Data yang digunakan dalam metode geokimia ini adalah data kimia manifestasi air panas. Data geokimia digunakan untuk mengklasifikasikan secara umum perbandingan dari fluida panas bumi yang terkandung dalam manifestasi di daerah penelitian sehingga nantinya diketahui tipe air panas dan perkiraan suhu reservoir.

2.7.1 Diagram Segitiga Ternary Cl-SO₄-HCO₃

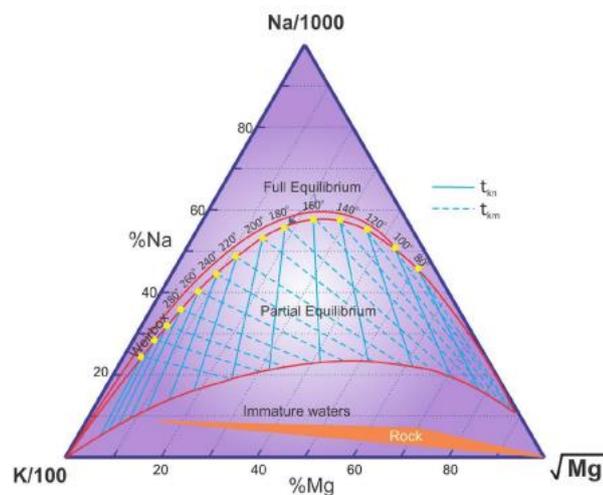
Dalam menentukan tipe fluida air pada masing-masing sampel dapat menggunakan diagram segitiga ternary Cl-SO₄-HCO₃. Diagram segitiga ternary Cl-SO₄-HCO₃ merupakan diagram yang digunakan untuk mengetahui tipe air panas dengan menghitung persen kandungan anion yang terdapat pada air panas. Diagram segitiga ternary Cl-SO₄-HCO₃ dapat dilihat pada **Gambar 2.3**



Gambar 2.3 Diagram segitiga ternary Cl-SO₄-HCO₃ (Simmons, 1998)

2.7.2 Diagram Segitiga Ternary Na-K-Mg

Diagram segitiga ternary Na-K-Mg merupakan diagram yang digunakan untuk mengetahui pendugaan suhu atau temperatur serta untuk mengetahui pencapaian kesetimbangan air dalam litologi. Gambar diagram ternary Na-K-Mg dapat dilihat pada **Gambar 2.4**



Gambar 2.4 Diagram segitiga ternary Na-K-Mg (Simmons, 1998)

2.7.3 Geotermometer Na-K (Fourier, 1979)

Perhitungan Geotermometer Na-K digunakan untuk menentukan temperatur bawah permukaan dengan kandungan Na-K menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$\text{Na-K (Fourier) } T^{\circ}\text{C} = \frac{1390}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)+1.75} - 273 \quad (2.15)$$