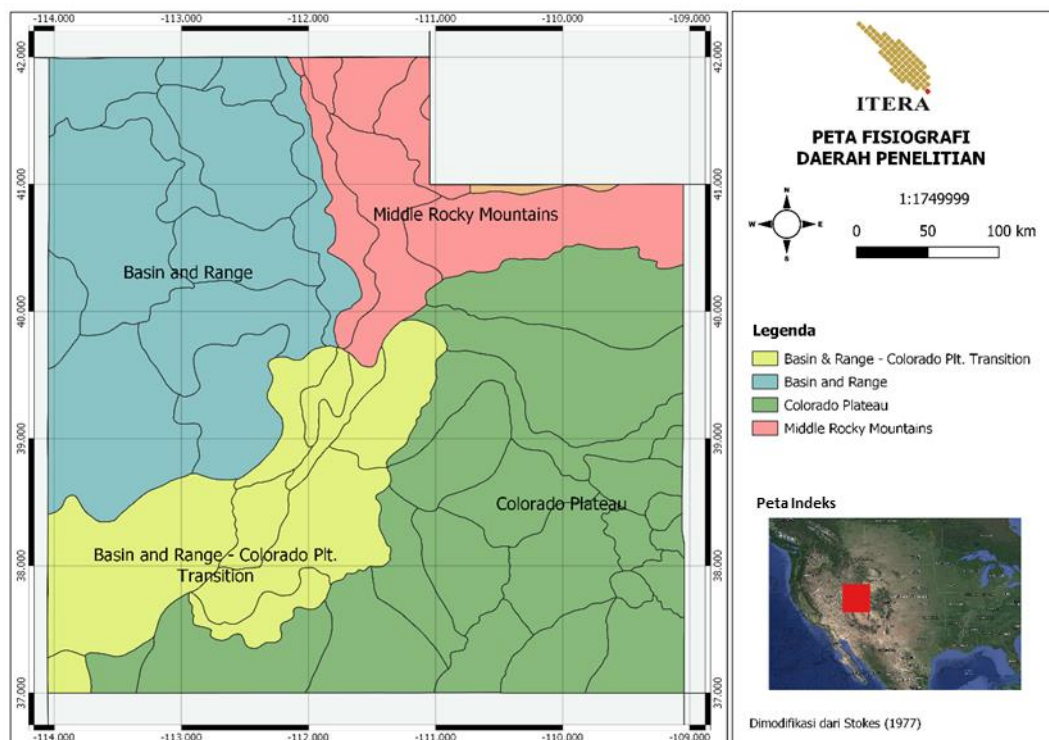


BAB II LANDASAN TEORI

2.1 Geologi Regional

Secara fisiografi, Stokes (1986) telah membagi daerah Utah, Amerika Serikat menjadi empat zona (Gambar 2.1), yaitu zona *Basin and Range*, zona transisi *Basin and Range - Dataran Tinggi Colorado*, zona Dataran Tinggi Colorado, dan zona Pegunungan Rocky.

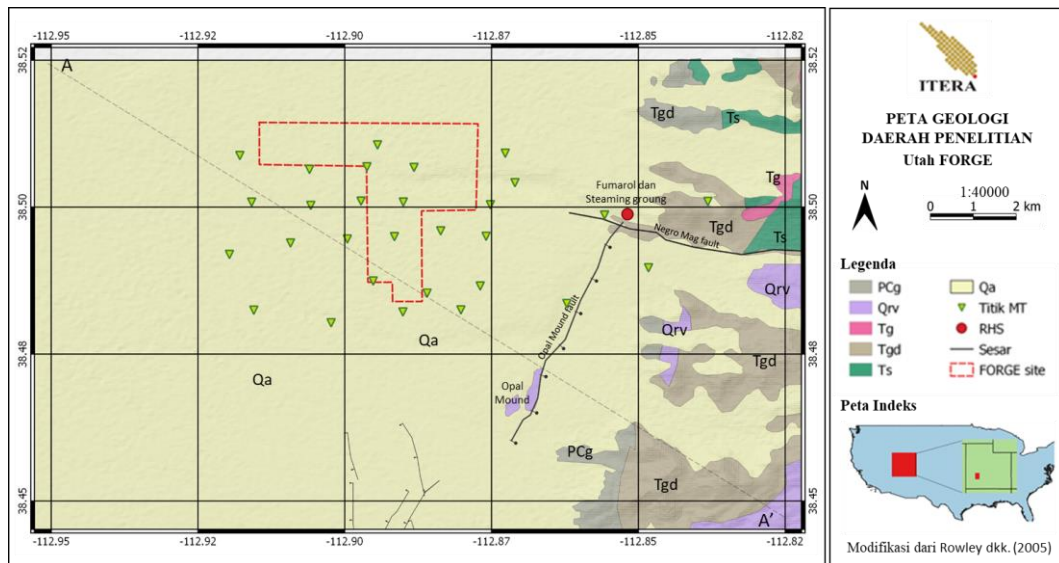


Gambar 2.1 Peta fisiografi daerah Utah, Amerika Serikat (Stokes, 1986).

Berdasarkan letak wilayah, daerah panas bumi Utah FORGE masuk kedalam zona transisi *Basin and Range - Dataran Tinggi Colorado*. Zona ini merupakan transisi dari fisiografi *Basin and Range* di sebelah Barat dan fisiografi Dataran Tinggi Colorado di sebelah Timur. Secara geologis terdapat struktur geologi yang kompleks di lapangan panas bumi ini yang terakumulasi oleh beberapa zona patahan utama (Christensen dkk., 1980). Struktur regional pada daerah penelitian ini berarah utara – selatan dengan jenis sesar normal dan merupakan pembatas antara struktur *horst* dan *graben*.

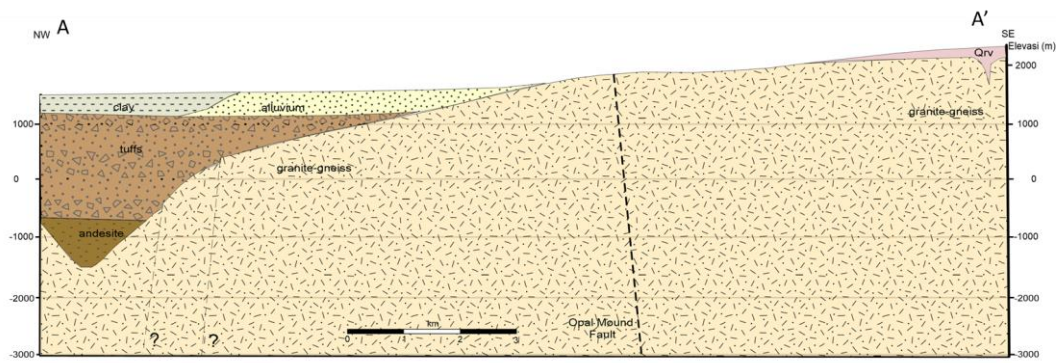
2.2 Geologi Daerah Penelitian

Secara umum daerah penelitian tersusun oleh batuan *basement* kristalin yang terdiri dari gneiss Prakambrium dan pluton Tersier, *basin fill* Tersier yang terdiri dari stata vulkanik, dan *basin fill* Kuartar yang terdiri dari endapan sedimen fluvial-lakustrin (Simmons et al., 2016). Sementara itu daerah penelitian didominasi oleh aluvium dan lempung (Qa). Litologi aluvium dan lempung (Qa) didominasi oleh endapan fluvial dan lakustrin yang membentuk lapisan pasir, kerikil, lanau dan lempung dengan derajat sortasi sedang sampai buruk (Gambar 2.2 dan Gambar 2.3



Gambar 2.2 Peta geologi daerah penelitian panas bumi Utah FORGE. Segitiga hijau terbalik menunjukkan titik pengukuran MT, lingkaran merah menunjukkan manifestasi RHS, dan garis tegas merupakan patahan. Singkatan unit geologi: Qa=aluvium dan batulempung kuartar, Qrv=riolit kuartar, Tgd=granodiorit tersier, Tg=granit dike tersier, Ts= syenite tersier, PCg=gneiss prakambrium (dimodifikasi dari Rowley dkk., 2005).

Struktur geologi yang ada pada daerah penelitian didominasi oleh Sesar Opal Mound, Sesar Negro Mag, dan Sesar Mineral Mountains West . Sesar Opal Mound memiliki arah Utara - Selatan dengan panjang 4 km. Sesar ini merupakan sesar normal yang menukik tajam ke arah Timur, dan merupakan pembatas dari struktur *graben* di Timur dengan struktur *horst* di Barat daerah penelitian. Sementara itu, Sesar Negro Mag adalah struktur yang memanjang ke arah Timur (Christensen et al., 1980).



Gambar 2.3 Penampang geologi A-A' yang menunjukkan stratigrafi dan struktur lapangan Utah FORGE (dimodifikasi dari Simmons dkk., 2016).

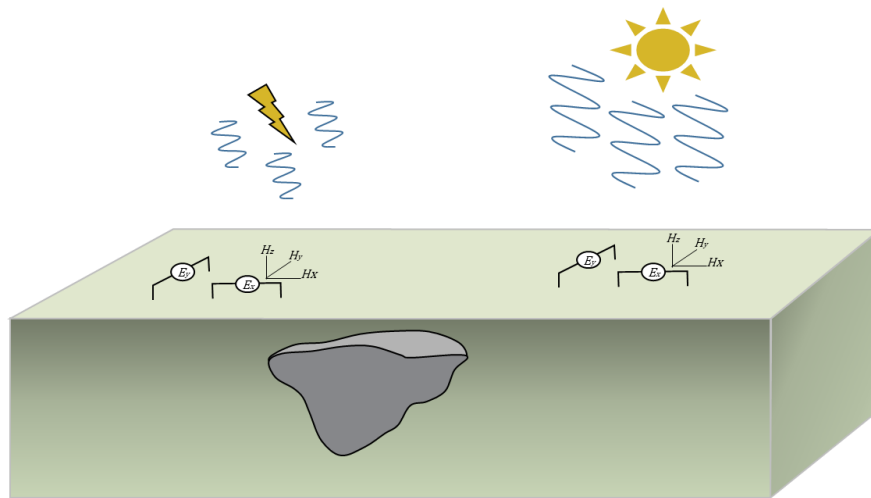
2.3 Metode Magnetotellurik

Metode magnetotellurik (MT) merupakan metode eksplorasi geofisika pasif yang menggunakan medan elektromagnetik alam (EM) untuk mengetahui sebaran nilai resistivitas batuan di bawah permukaan (Grandis, 2013). Resistivitas merupakan salah satu parameter fisik yang efektif digunakan untuk menentukan komponen penyusun sistem panas bumi. Medan EM yang digunakan dalam metode ini memiliki spektrum frekuensi yang cukup luas berkisar antara 10^{-4} Hz sampai 10^4 Hz, sehingga dapat mendelineasi distribusi nilai resistivitas batuan secara lebih detail dengan jangkauan kedalaman yang relatif tinggi (Keller dan Frischknecht, 1966).

Pada sistem panas bumi terdapat struktur yang berfungsi sebagai sistem *recharge*. Keberadaan struktur tersebut terisi fluida atau kontak dengan formasi lain dengan nilai resistivitas yang berbeda. Oleh karena itu, keberadaan struktur tersebut dapat diketahui dengan perbandingan resistivitas. Ini digunakan untuk mendeteksi batas sistem panas bumi secara horizontal atau vertikal. Sistem panas bumi biasanya mengandung fluida yang bersifat *saline* dengan kandungan mineral lempung, sehingga proses alterasi hidrotermal akan menyebabkan resistivitas alami batuan asli berubah. Korelasi antara nilai resistivitas dengan keberadaan mineral lempung ini memungkinkan penggunaan bagian resistivitas MT untuk menentukan lapisan konduktif yang berperan sebagai *clay cap* atau batuan penudung pada sistem panas bumi.

2.3.1 Sumber Sinyal Magnetotellurik

Pada metode MT, perubahan gelombang EM dengan amplitudo kecil dapat menimbulkan *eddy current* dan medan magnet sekunder. Frekuensi medan EM berkisar antara $10^{-4} - 10^4$ Hz tergantung dari sumber gelombang EM. Aktivitas meteorologi seperti petir menghasilkan gelombang EM dengan frekuensi di atas 1 Hz. Sedangkan interaksi *solar wind* dengan ionosfer bumi dapat menghasilkan gelombang EM dengan frekuensi kurang dari 1 Hz (Vozoff, 1991).



Gambar 2.4 Sumber sinyal magnetotellurik berasal dari petir pada frekuensi tinggi dan *solar wind* pada frekuensi rendah (Emgeosci, 2018).

a. Sumber Sinyal Frekuensi Tinggi ($f > 1$ Hz)

Medan EM dengan frekuensi lebih dari 1 Hz bersumber dari aktivitas meteorik seperti petir yang terjadi di ionosfer bumi. Kuat medan listrik dan medan magnet bergantung pada jarak petir terhadap titik pengukuran. Sehingga akan menghasilkan fluks magnet yang kemudian menginduksi arus listrik di bawah permukaan dan menghasilkan medan magnet sekunder yang kemudian terekam pada alat MT. Sinyal yang ditimbulkan dari aktivitas petir disebut sebagai *sferics* dengan rentang frekuensi EM yang cukup lebar. *Sferics* adalah gelombang EM yang energinya bertambah atau berkurang sesuai dengan frekuensi propagasi. Pada rentang frekuensi 0.5 Hz–5 Hz merupakan *dead-band* sinyal, di mana intensitas fluktuasi gelombang EM sangat rendah, sehingga pengukuran MT pada frekuensi ini biasanya menghasilkan data yang berkualitas buruk (Simpson dan Bahr, 2005).

b. Sumber Sinyal Frekuensi Rendah ($f < 1$ Hz)

Pada frekuensi di bawah 1 Hz, variasi medan EM disebabkan oleh interaksi *solar wind* yang mengandung partikel bermuatan listrik dengan medan magnet bumi. Adanya perubahan densitas, kecepatan, dan intensitas medan magnet dari *solar wind* dapat mendistorsi magnetosfer bumi dan menimbulkan perubahan medan magnet (Simpson dan Bahr, 2005). Perubahan medan magnet ini dapat menginduksi arus listrik pada ionosfer bumi, yang menyebabkan perubahan yang signifikan pada medan magnet terukur.

2.3.2 Prinsip Penjalaran Metode EM pada Metode MT

Prinsip penjalaran gelombang EM pada metode magnetotellurik secara matematis dapat dijelaskan melalui persamaan Maxwell berikut:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (2.4)$$

dengan $\mathbf{E}$ adalah medan listrik (Vm^{-1}), $\mathbf{B}$ adalah induksi magnetik (T), $\mathbf{H}$ adalah medan magnet (Am^{-1}), $\mathbf{j}$ adalah rapat arus (Am^{-2}), $\mathbf{D}$ adalah perpindahan arus listrik (Cm^{-2}) dan q adalah rapat muatan listrik (Cm^{-3}) (Telford dkk., 1990).

Berdasarkan hukum Faraday pada persamaan (2.1) bahwa perubahan medan magnet ($\mathbf{H}$) terhadap waktu akan menimbulkan medan listrik dengan gaya gerak listrik berlawanan dengan variasi fluks magnetik. Pada persamaan (2.2) berdasarkan hukum Ampere diketahui adanya fluks arus listrik ($\mathbf{j}$) akan menimbulkan rotasi medan magnet ($\mathbf{H}$). Pada persamaan (2.3) berdasarkan hukum Gauss diketahui bahwa medan magnet ($\mathbf{B}$) tidak memiliki sumber. Sementara itu, persamaan (2.4) menunjukkan keberadaan muatan listrik (q) merupakan sumber dari *displacement current* ($\mathbf{D}$) (Simpson dan Bahr, 2005).

Hubungan antara intensitas medan dengan fluks yang terjadi pada medium yang dinyatakan oleh persamaan berikut:

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (2.5)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (2.6)$$

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E} \quad (2.7)$$

dengan ε adalah permitivitas listrik (Fm^{-1}), μ adalah permeabilitas magnetik (Hm^{-1}), dan σ adalah konduktivitas (Sm^{-1}) (Telford dkk., 1990).

Dengan menerapkan hubungan antara intensitas medan dan fluks dalam medium pada persamaan (2.5), (2.6) dan (2.7), maka persamaan Maxwell dapat dituliskan menjadi:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (2.8)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.9)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (2.10)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (2.11)$$

Pada persamaan (2.8), (2.9), (2.10) dan (2.11) di atas, hanya terdapat dua variabel yaitu medan listrik ($\mathbf{E}$) dan medan magnet ($\mathbf{H}$). Dengan melakukan operasi *curl* dan substitusi besaran-besaran yang sudah diketahui pada persamaan (2.8) dan (2.9) akan diperoleh pemisahan variabel $\mathbf{E}$ dan $\mathbf{H}$ sebagai berikut:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \quad (2.12)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} \quad (2.13)$$

Pada umumnya dalam eksplorasi geofisika frekuensi lebih rendah dari 10^4 Hz, sehingga variasi permitivitas listrik (ε) dapat diabaikan jika dibandingkan dengan variasi konduktivitas (σ) dan permeabilitas magnetik (μ) dapat digunakan harga pada ruang hampa ($\mu = \mu_0 = 4\pi 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$). Dengan demikian diperoleh persamaan Helmholtz untuk $\mathbf{E}$ dan $\mathbf{H}$ sebagai berikut:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.14)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (2.15)$$

Jika variasi terhadap waktu direpresentasikan oleh fungsi periodik sinusoidal $\exp(i\omega t)$ maka diperoleh persamaan difusi untuk medan listrik ($\mathbf{E}$) dan medan magnet ($\mathbf{H}$) sebagai berikut:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = i\omega\mu_0\sigma\mathbf{E} = k^2\mathbf{E} \quad (2.16)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = i\omega\mu_0\sigma\mathbf{H} = k^2\mathbf{H} \quad (2.17)$$

dimana $k = \pm\sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$ merupakan bilangan gelombang yang dapat dinyatakan dalam bentuk:

$$k = \pm(\alpha + i\beta) \text{ di mana } \alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu_0\sigma}{2}} \quad (2.18)$$

Propagasi medan EM tergantung pada permeabilitas dan resistivitas medium bawah permukaan. Ini dapat mencerminkan struktur resistivitas dalam kisaran kedalaman yang relatif tinggi. Sehingga dapat diperoleh persamaan difusi gelombang EM dalam mengukur variasi medan listrik terhadap respons struktur resistivitas bawah permukaan. Dengan menggunakan solusi persamaan ini, dapat dihitung besar amplitudo gelombang EM pada kedalaman tertentu.

2.3.3 Fungsi Transfer Magnetotellurik

Fungsi transfer MT merupakan fungsi dari medan EM terukur pada frekuensi tertentu, yang hanya bergantung pada sifat listrik material yang dilalui gelombang EM bukan pada sumber EM. Fungsi transfer MT digunakan untuk menentukan struktur resistivitas di bawah permukaan berdasarkan pengukuran medan listrik dan magnet (Simpson dan Bahr, 2005). Fungsi transfer MT dapat direpresentasikan oleh tensor impedansi dan transfer geomagnetik. Fungsi transfer juga dikenal sebagai vektor *tipper* atau fungsi transfer magnetik vertikal.

a. Tensor Impedansi

Impedansi adalah perbandingan medan magnet terukur terhadap medan listrik terukur. Fungsi transfer MT untuk memperoleh tensor impedansi adalah sebagai berikut:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.19)$$

dimana Z merepresentasikan tensor impedansi. Bentuk matriks tensor impedansi tergantung pada dimensionalitas medium. Oleh karena itu, untuk menghitung resistivitas semu dan fase kurva MT terhadap sumbu x dan y dapat menggunakan persamaan berikut:

$$\rho_{app} = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z|^2 \quad (2.20)$$

atau

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 ; \rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad (2.21)$$

$$\Phi = \tan^{-1} \left[\frac{Im(Z)}{Re(Z)} \right] \quad (2.22)$$

atau

$$\Phi_{xy} = \tan^{-1} \left[\frac{Im(Z_{xy})}{Re(Z_{xy})} \right] ; \Phi_{yx} = \tan^{-1} \left[\frac{Im(Z_{yx})}{Re(Z_{yx})} \right] \quad (2.23)$$

b. Transfer Geomagnetik

Fungsi transfer geomagnetik (T) disebut juga dengan vektor *tipper*, merupakan perbandingan antara medan magnet vertikal terhadap komponen medan magnet horizontal, sebagaimana pada persamaan (2.24).

$$H_z = (T_x T_y) \left(\frac{H_x}{H_y} \right) \quad (2.24)$$

Vektor *tipper* direpresentasikan menjadi 2 komponen riil yakni T_x dan T_y dalam bentuk panah induksi (*induction arrow*) yang berfungsi untuk mengetahui variasi konduktivitas secara lateral dan vertikal (Simpson dan Bahr, 2005; Berdichevsky dan Dmitriev, 2008). Terdapat dua konvensi dalam menunjukkan arah *tipper* yaitu konvensi Parkinson (1959) di mana panah induksi mendekati material konduktif dari lingkungan sekitarnya. Sementara itu, konvensi Wiese (1962) panah induksi menjauhi material konduktif.

2.3.4 Kedalaman Penetrasi (*Skin Depth*)

Kedalaman penetrasi atau *skin depth* merupakan jangkauan penetrasi yang dapat dicapai oleh gelombang EM ke bawah permukaan. Kedalaman penetrasi dapat

didefinisikan sebagai kedalaman pada suatu medium homogen di mana amplitudo gelombang EM telah tereduksi menjadi $1/e$ dari amplitudonya di permukaan bumi ($\ln e = 1$ atau $e = 2.718...$) (Andini et al., 2020). Dalam hal ini amplitudo medan listrik dan medan magnet sebanding dengan kedalaman penetrasi δ sehingga:

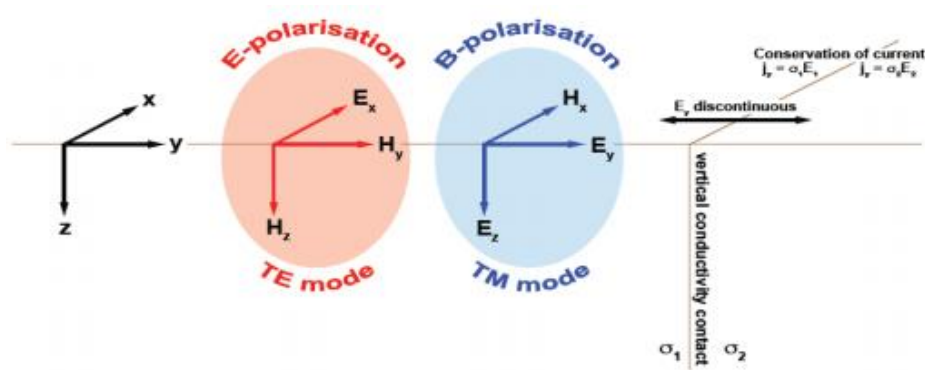
$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma}} = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega \mu_0}} \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ (m)} \quad (2.25)$$

2.3.5 Mode Pengukuran Magnetotellurik

Dalam eksplorasi MT, terdapat dua mode pengukuran yaitu mode *Transverse Electric* (TE) dan mode *Transverse Magnetic* (TM).

a. Mode *Transverse Electric*

Mode TE merupakan salah satu mode dalam eksplorasi MT, di mana komponen medan listrik (**E**) sejajar dengan arah struktur utama, sedangkan komponen medan magnet (**H**) hanya pada sumbu y dan z. Dalam mode TE, arus listrik tidak akan mengalir melewati batas antara daerah dengan nilai resistivitas yang berbeda, oleh karena itu komponen E_x bersifat kontinu terhadap sumbu. Hal ini dikarenakan medan listrik sejajar dengan kontak vertikal (*strike*), sehingga mode TE dapat memetakan lapisan konduktif secara lateral dengan baik



Gambar 2.5 Mode pengukuran magnetotellurik (modifikasi dari Simpson dan Bahr, 2005)

b. Mode *Transverse Magnetic*

Mode TM merupakan salah satu mode dalam eksplorasi MT, di mana komponen medan magnet (**H**) sejajar dengan arah struktur utama, dan komponen medan listrik (**E**) hanya pada sumbu y dan z. Dalam mode TM, perubahan arus listrik akan

menyebabkan induksi medan magnet pada batasan kontras resistivitas. Ini akan menyebabkan diskontinuitas pada komponen E_y . Oleh karena itu, mode TM lebih efektif dalam menentukan batas daerah yang memiliki kontras resistivitas. Pada mode TM, karena adanya heterogenitas atau efek *galvanic* yang akan menyebabkan efek statik, sehingga diperlukan ketelitian lebih khusus dalam pengolahan data.

2.4 Dimensionalitas Data Magnetotellurik

Kompleksitas data MT tergantung pada dimensi medium bawah permukaan, sehingga dapat dibedakan menjadi medium 1D, 2D, dan 3D.

2.4.1 Medium 1D

Dalam kasus sederhana bahwa bumi adalah satu dimensi yang seragam, tensor impedansi tidak bergantung pada arah sumbu koordinat (Vozoff, 1991). Sehingga elemen diagonal utama (Z_{xx} dan Z_{yy}) dari tensor impedansi, adalah nol, sedangkan elemen diagonal sekunder memiliki amplitudo yang sama, tetapi dengan tanda berlawanan. Dalam hal ini, impedansi Z dapat ditulis sebagai:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{1D} \\ -Z_{1D} & 0 \end{bmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.26)$$

2.4.2 Medium 2D

Dalam kasus 2D kompleksitas bumi akan meningkat, dimana bervariasi terhadap kedalaman dan arah sumbu koordinat lateral. Apabila pengukuran dilakukan dengan koordinat sejajar (TE) atau tegak lurus (TM) terhadap arah struktur 2D regional, maka impedansi hanya memiliki 2 komponen independen dengan bentuk matriks sebagai berikut:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.27)$$

Sementara itu, arah struktur 2D regional tidak selalu sejajar dengan koordinat geografis, di mana arah x mengarah ke utara, dan arah y mengarah ke timur. Menurut Bahr (1988), dalam sistem koordinat pengukuran (x, y), tensor impedansi terukur dapat dirotasi dengan persamaan berikut:

$$Z' = R Z R^T \quad (2.28)$$

2.4.3 Medium 3D

Pada kasus 3D, di mana akumulasi muatan di permukaan bergantung pada bentuk, kedalaman, dan konduktivitas medium. Sehingga bidang EM tidak dipisahkan menjadi mode TE dan TM (Vozoff, 1991). Dan impedansi di setiap frekuensi dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.29)$$

2.5 Analisis Data Magnetotellurik

Analisis data dilakukan dengan menggunakan parameter tensor fase sehingga diperoleh dimensionalitas dan arah *geoelectrical strikes*.

2.5.1 Analisis Tensor Fase

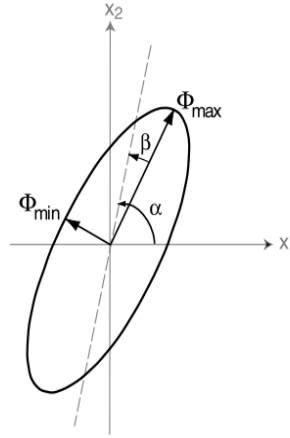
Pendekatan tensor fase MT pertama kali dipublikasi oleh Caldwell dkk., (2004). Hal ini didasarkan pada kehadiran distorsi galvanik, dimana hanya amplitudo dari medan listrik yang terganggu akibat inhomogenitas bawah permukaan. Sedangkan, hubungan fasa antara medan listrik dan medan magnet tidak mengalami perubahan.

Tensor fase merupakan rasio antara bagian riil dan imajiner dari tensor impedansi kompleks (Caldwell et al., 2004). Dengan memisahkan tensor impedansi kompleks menjadi bagian riil dan imajiner, akan diperoleh hubungan dalam bentuk matriks kompleks atau tensor yang ditunjukkan oleh persamaan sebagai berikut:

$$Z = X + iY \quad (2.30)$$

$$\Phi = X^{-1}Y = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.31)$$

dengan Z adalah tensor impedansi, X adalah tensor impedansi riil, Y adalah tensor impedansi imajiner, dan Φ merupakan tensor fase (Caldwell dkk., 2004).



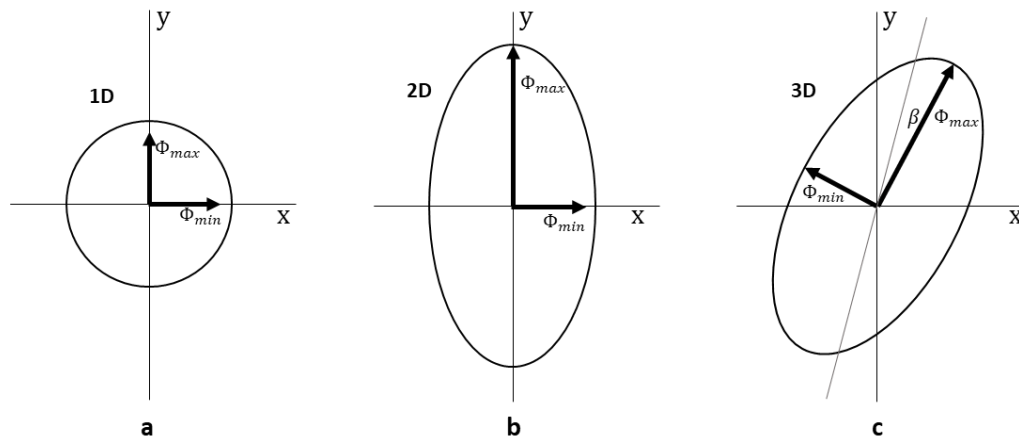
Gambar 2.6 Diagram elips untuk merepresentasikan tensor fase (Caldwell dkk., 2004)

Tensor fase dapat direpresentasikan sebagai elips yang terdiri dari sudut $\alpha - \beta$, dan tiga parameter rotasi invarian yaitu sumbu maksimum (Φ_{max}), minimum (Φ_{min}) dan *skew angle* tensor fase (β) sebagaimana pada Gambar 2.6. Sudut $\alpha - \beta$ merupakan arah sumbu utama tensor elips dalam sistem koordinat kartesius, sementara sudut kemiringan dari diagram elips dapat diketahui dengan persamaan *skew* (β) seperti yang tertulis pada persamaan (2.33). Sudut ini dapat digunakan untuk memperoleh informasi mengenai dimensionalitas regional pada data magnetotellurik (Caldwell et al., 2004).

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{\Phi_{xy} + \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} - \Phi_{yy}} \quad (2.32)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{\Phi_{xy} - \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} + \Phi_{yy}} \quad (2.33)$$

Pada medium regional 1D, tensor fase memiliki diagonal dengan nilai dua komponen sumbu sama ($\Phi_{max} = \Phi_{min}$) dan memiliki nilai $\beta = 0$ sehingga elips tensor fase berbentuk bulat. Dalam kasus medium berbentuk 2D, tensor fase memiliki diagonal dengan nilai dua komponen sumbu berbeda sehingga berbentuk elips simetris dengan salah satu sumbu utamanya sejajar dengan struktur regional serta memiliki nilai $\beta = 0$. Sedangkan dalam kasus 3D, tensor fase bersifat asimetris ($\Phi_{max} \neq \Phi_{min}$) dan memiliki nilai $\beta > 3$ atau $\beta < -3$, di mana $\beta \neq 0$ (Niasari, 2015).



Gambar 2.7 Ilustrasi diagram elips tensor fase untuk 1D (a), 2D (b), dan 3D (c). Nilai $\beta = 0$ untuk 1D dan 2D sedangkan $\beta > 3$ atau $\beta < -3$ untuk 3D (dimodifikasi dari Niasari (2015))

2.5.2 Analisis *Geoelectrical Strikes*

Geoelectrical strike adalah arah yang merepresentasikan aliran arus listrik di bawah permukaan bumi yang disebabkan oleh adanya inhomogenitas lateral dari konduktivitas listrik di bumi. Dalam asumsi bumi 2D, diasumsikan terdapat benda konduktif yang memanjang di bawah permukaan di mana arus listrik mengalir di sepanjang konduktor. *Geoelectrical strike* dapat ditampilkan dalam bentuk diagram mawar (*rose diagram*). Diagram mawar merupakan plot lingkaran yang menunjukkan arah frekuensi data dan arah *strike* berdasarkan tensor fase. Hal ini akan digunakan untuk mengidentifikasi arah lintasan pemodelan agar dapat mencitrakan kontras resistivitas sesuai dengan *geoelectrical strike* yang bekerja di bawah permukaan.

2.6 Pemodelan Data Magnetotellurik

Pemodelan data merupakan tahapan untuk memperoleh informasi yang terkandung dalam data dengan memvisualisasikan dalam suatu gambar. Pemodelan data MT dapat dilakukan dalam 1D menggunakan transformasi Bostick dan inversi 2D.

2.6.1 Pemodelan 1 Dimensi

Pemodelan data MT 1D dapat menggunakan transformasi Bostick. Transformasi Bostick merupakan salah satu cara untuk memperkirakan variasi resistivitas terhadap kedalaman secara langsung dari kurva *sounding* resistivitas semu. Metode ini diturunkan dari hubungan analitik antara resistivitas, frekuensi dan kedalaman

investigasi atau *skin depth*. Namun, metode ini merupakan aproksimasi sehingga hanya digunakan sebagai pemodelan dan interpretasi pendahuluan.

Secara sederhana, transformasi Bostick dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$\rho(D) = \rho_a(\omega) \left(\frac{\pi}{2\Phi} - 1 \right) \quad (2.34)$$

$$D = \left(\frac{\rho_a(\omega)}{\mu\omega} \right)^{1/2} \quad (2.35)$$

dimana D adalah kedalaman, $\rho(D)$ adalah resistivitas sebagai fungsi dari kedalaman, $\rho_a(\omega)$ adalah resistivitas semu sebagai fungsi frekuensi, ω adalah frekuensi angular, μ adalah permeabilitas magnetik, dan Φ adalah fase.

2.6.2 Pemodelan 2 Dimensi

Dalam pemodelan 2D magnetotellurik dapat dilakukan dengan menggunakan metode inversi *Nonlinear Conjugate Gradient* (NLCG). Algoritma inversi NLCG mampu menyederhanakan suatu fungsi objektif (ψ) yang terdapat pada resistivitas sehingga pembuatan model menggunakan model *smoothing* pada data MT observasi (Rodi dan Mackie, 2001). Tujuan dari proses inversi adalah untuk memperkirakan parameter fisis batuan yang belum diketahui sebelumnya, dalam hal ini parameter fisis yang ingin diketahui adalah nilai resistivitas batuan. Jika suatu model disebut sebagai (m) dan suatu fungsi matematis (F) serta (d) merupakan suatu data, sehingga didapatkan persamaan inversi model sebagai berikut:

$$d = F(m) + e \quad (2.36)$$

dimana d adalah vektor data hasil pengukuran MT, m adalah parameter model berupa fungsi resistivitas, dan e adalah nilai *error*. Sehingga diperoleh solusi model dengan menyederhanakan fungsi objektif (ψ) seperti berikut:

$$\psi = (d - F(m))^T V^{-1} (d - F(m)) + \lambda m^T L^T L m \quad (2.37)$$

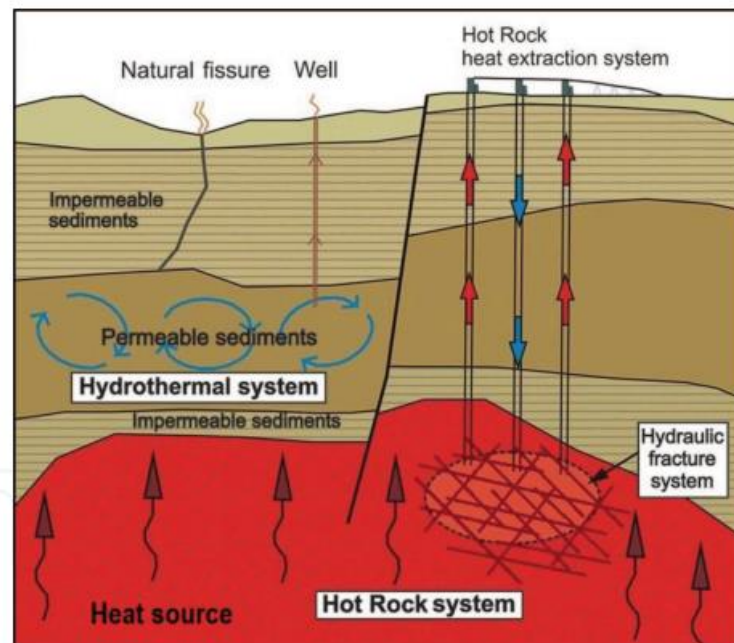
dimana λ adalah parameterisasi, V adalah variansi dari *error*, dan L adalah operator Laplacian yang dituliskan sebagai berikut:

$$\|L(m - m_0)\|^2 = \int (\Delta(m - m_0))^2 dx \quad (2.38)$$

Secara umum pemodelan inversi akan menghasilkan model yang tidak unik, sehingga fungsinya dapat disederhanakan untuk mengurangi ketidakpastian solusi model yang diperoleh. Dalam inversi NLCG dilakukan *smoothing* model yang mengacu pada kurva MT observasi. Model yang diperoleh dari hasil inversi perlu diperhatikan ketidaksesuaian terhadap data pengamatan dengan menghitung *root mean square (RMS) error*.

2.7 Sistem Panas Bumi

Menurut Goff dan Janik (2000) sistem panas bumi secara umum memiliki tiga komponen utama, yaitu batuan reservoir yang permeabel, fluida sebagai pembawa panas, dan sumber panas. Berdasarkan keberadaan fluida pada reservoir sistem panas bumi dapat diklasifikasikan menjadi dua tipe, yaitu sistem hidrotermal dan sistem *hot dry rock*. Sistem hidrotermal merupakan sistem panas bumi yang memanfaatkan air meteorik sebagai perpindahan panas secara konveksi pada reservoir. Sedangkan sistem *hot dry rock* memanfaatkan injeksi fluida bertekanan untuk pembuatan reservoir dikarenakan sistem ini memiliki jumlah air dan permeabilitas kecil Gambar 2.8.



Gambar 2.8 Sistem panas bumi hidrotermal dan *hot dry rock* (dimodifikasi dari Geoscience Australia, 2018)

Selain komponen sistem panas bumi, keberadaan sistem panas bumi juga ditandai dengan adanya manifestasi panas di permukaan. Dalam sistem panas bumi konvektif, fluida masuk ke reservoir dari zona *recharge*, fluida tersebut akan bereaksi dengan batuan sekitarnya kemudian mengalir keluar melalui retakan. Interaksi fluida dengan batuan sekitarnya menghasilkan mineral ubahan atau disebut proses alterasi hidrotermal.

Pada reservoir panas bumi, proses alterasi dapat menyebabkan pengendapan mineral seperti mineral *clay* seperti *smectite* dan *illite* pada kedalaman yang dangkal. Hal ini akan memberikan perubahan pada sifat fisika batuan seperti permeabilitas batuan, perubahan densitas, suseptibilitas magnetik, dan resistivitas. Pada penelitian ini diharapkan dapat mengidentifikasi sistem panas bumi melalui perubahan resistivitas batuan.

2.8 Penelitian Terdahulu

Penelitian mengacu pada penelitian-penelitian yang telah dilakukan sebelumnya untuk mempermudah dalam pengolahan dan interpretasi data. Adapun penelitian yang menjadi acuan penulis, yaitu penelitian Hardwick dkk. (2016) dengan judul *Geophysical Signatures of the Milford, Utah FORGE site*. Tujuan penelitian ini adalah untuk meninjau karakteristik geofisika daerah Milford menggunakan data gaya berat, dan magnetotellurik.

Berdasarkan data gaya berat lembah Milford memiliki nilai anomali rendah yaitu 20 mGal. Hal ini mengindikasikan bahwa terdapat lapisan yang tebal dengan nilai densitas rendah (*basin-fill*), di mana memiliki kontras densitas $-0,1 \text{ g/cm}^3$ hingga $-0,6 \text{ g/cm}^3$ terhadap *badrock* ($2,7 \text{ g/cm}^3$). Sementara itu, berdasarkan pemodelan data MT diperoleh sebaran resistivitas $10 - 20 \text{ } \Omega\text{m}$ untuk lapisan sedimen dekat permukaan, $2 - 3 \text{ } \Omega\text{m}$ untuk *basin-fill* dalam, dan $80 - 200 \text{ } \Omega\text{m}$ untuk batuan *basement*.