

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

A. Metode Geofisika: Magnetotelurik

Magnetotelurik merupakan salah satu metode geofisika yang mengukur medan elektromagnetik alam yang dipancarkan oleh bumi. Tikhonov dan Cagnaird mengembangkan teori yang mendasari metode magnetotelurik pada tahun 1950. Mereka berdua mengamati bahwa medan listrik dan medan magnet berhubungan dengan arus *telluric* yang mengalir di bumi sebagai akibat dari variasi medan elektromagnetik alami bumi yang bergantung pada sifat kelistrikan terutama konduktivitas medium (bumi).

Metode magnetotelurik (MT) adalah metode *sounding* elektromagnetik (EM) dengan mengukur secara pasif komponen medan listrik (\vec{E}) dan medan magnet alam (\vec{H}) yang berubah terhadap waktu. Perbandingan antara medan listrik dengan medan magnet yang saling tegak lurus disebut impedansi yang merupakan sifat kelistrikan suatu medium seperti konduktivitas dan resistivitas. Kurva *sounding* yang dihasilkan dari metode MT merupakan kurva resistivitas semu terhadap frekuensi yang menggambarkan variasi konduktivitas listrik terhadap kedalaman. Sehingga secara umum metode MT dapat digunakan untuk memperoleh informasi mengenai struktur tahanan jenis bawah permukaan.

Metode magnetotelurik memanfaatkan variasi medan elektromagnetik (EM) alam dengan frekuensi yang sangat lebar yaitu antara 10^{-4} Hz – 10^4 Hz. Dengan

Comment [TRR1]: Mengukur variasi resistivitas batuan secara vertikal

jangkauan frekuensi yang lebar, metode ini dapat digunakan untuk investigasi bawah permukaan dari kedalaman beberapa puluh meter hingga ribuan meter di bawah permukaan bumi. Semakin rendah frekuensi yang dipilih maka akan semakin dalam jangkauan penetrasi. Sedangkan semakin tinggi frekuensi yang dipilih maka akan semakin dangkal jangkauan penetrasi. Rasio antara medan listrik dan medan magnet akan memberikan informasi konduktivitas bawah permukaan. Rasio pada bentangan frekuensi tinggi memberikan informasi bawah permukaan dangkal. Sedangkan rasio pada bentangan frekuensi rendah memberikan informasi bawah permukaan dalam. Rasio tersebut direpresentasikan sebagai MT-*apparent resistivity* dan fasa sebagai fungsi dari frekuensi.

Metode pengukuran magnetotelurik (MT) dan audio magnetotelurik (AMT) secara umum adalah sama. Perbedaan kedua metode tersebut hanya pada rentang frekuensi yang ditangkap. Metode AMT memperoleh data dari frekuensi 10 kHz sampai 0,1 Hz. Kelebihan metode AMT dari metode geofisika lainnya, yaitu penetrasi dalam sehingga dapat memberikan informasi pada daerah non seismik, memiliki resolusi yang lebih baik dari graviti, tidak berdampak buruk bagi lingkungan karena memanfaatkan sumber gelombang EM alami, tidak memerlukan transmiter.

B. Sumber Medan Audio Magnetotelurik

Metode Audio magnetotelurik (AMT) merupakan salah satu metode geofisika yang memanfaatkan medan elektromagnetik (EM) alam. Medan EM tersebut ditimbulkan oleh berbagai proses fisik yang cukup kompleks sehingga

Comment [TRR2]: Kenapa? Frekuensi kecil berarti panjang Gelombang besar.

Comment [d3]:

Comment [TRR4]:

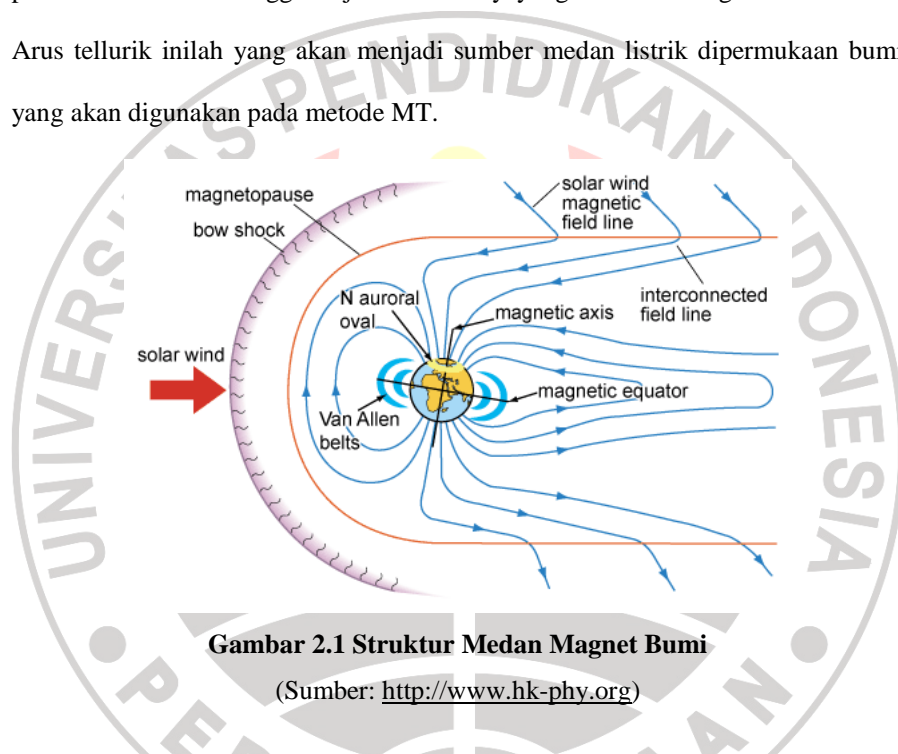
menghasilkan rentang frekuensi yang sangat lebar (10^4 Hz – 10^{-1} Hz). Gelombang elektromagnetik alam menyebar dalam arah vertikal di bumi karena perbedaan resistivitas antara udara dan bumi yang cukup besar. Sumber medan EM pada frekuensi yang cukup rendah (<1 Hz) berasal dari interaksi antara partikel yang dikeluarkan oleh matahari (*solar plasma*) dengan medan magnet bumi dan medan EM pada frekuensi tinggi (>1 Hz) berasal dari aktivitas kilat (Garcia dan Jones, 2002).

Pada permukaan matahari (korona) selalu terjadi letupan plasma yang sebagian besar partikel yang dikeluarkannya adalah partikel hidrogen. Proses ionisasi di permukaan matahari menyebabkan hidrogen berubah menjadi plasma yang mengandung proton dan elektron. Plasma ini memiliki kecepatan relatif rendah bersifat acak dan berubah terhadap waktu yang dikenal sebagai angin matahari (*solar wind*). Apabila angin matahari berdekatan dengan medan magnet bumi, maka muatan positif dan muatan negatif yang terdapat dalam plasma akan terpisah dengan arah yang berlawanan, sehingga menimbulkan arus listrik dan medan EM. Medan tersebut bersifat melawan medan magnet bumi yang mengakibatkan medan magnet di tempat tersebut berkurang secara tajam sehingga membentuk batas medan magnet bumi di atmosfer yang disebut lapisan magnetopause yang merupakan batas terluar dari atmosfer bumi.

Medan EM yang dibawa oleh angin matahari akan terus menjalar sampai ke lapisan ionosfer dan kemudian terjadi interaksi dengan lapisan ionosfer. Interaksi tersebut menyebabkan terjadinya gelombang EM yang mengalir di lapisan ionosfer tersebut. Gelombang EM tersebut kemudian menjalar sampai ke

Comment [TRR5]:

permukaan bumi dengan sifat berfluktuasi terhadap waktu. Apabila medan EM tersebut menembus permukaan bumi, maka akan berinteraksi dengan material bumi yang dapat bersifat sebagai konduktor. Akibatnya akan timbul arus induksi seperti pada fenomena Biot-Savart. Arus induksi ini akan menginduksi ke permukaan bumi sehingga terjadi arus eddy yang dikenal sebagai arus tellurik. Arus tellurik inilah yang akan menjadi sumber medan listrik dipermukaan bumi yang akan digunakan pada metode MT.

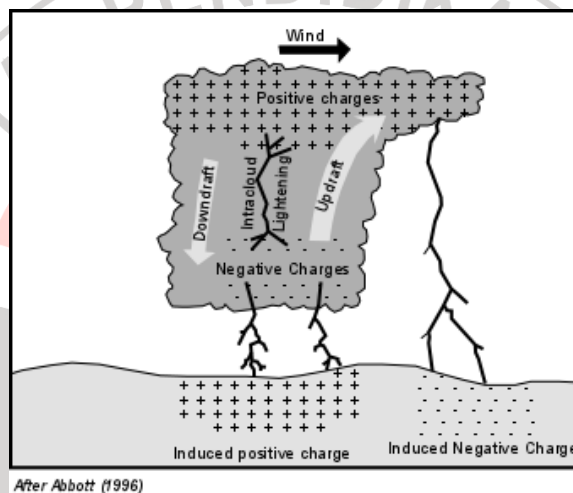


Gambar 2.1 Struktur Medan Magnet Bumi

(Sumber: <http://www.hk-phy.org>)

Sumber medan EM pada frekuensi tinggi (>1 Hz) berasal dari aktivitas meteorologis berupa kilat. Kilat terjadi karena perbedaan potensial antara awan yang satu dengan awan yang lainnya atau antara awan dengan bumi. Proses terjadinya muatan pada awan disebabkan oleh pergerakan awan yang terus menerus dan teratur. Selama pergerakannya awan akan berinteraksi dengan awan yang lainnya sehingga muatan negatif akan berkumpul pada salah satu sisi awan

(atas atau bawah) sedangkan muatan positif akan berkumpul pada salah satu sisi lainnya. Jika perbedaan potensial antara awan dan bumi cukup besar, maka akan terjadi pembuangan muatan negatif (elektron) dari awan ke bumi atau sebaliknya dari bumi ke awan untuk mencapai kesetimbangan. Kilat yang terjadi di suatu tempat akan menimbulkan gelombang EM yang terperangkap diantara lapisan ionosfer dan bumi (*wave guide*) dan kemudian menjalar mengitari bumi.



Gambar 2.2 Proses Terjadinya Kilat

(Sumber: http://earthsci.org/flood/J_Flood04/wea1/wea1.html)

C. Persamaan Gelombang Elektromagnetik

Informasi mengenai tahanan jenis medium yang terdapat pada data MT dapat diperoleh dari persamaan Maxwell mengenai medan magnet dan medan listrik, yaitu:

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad (2.1)$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = 0 \quad (2.2)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2.3)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2.4)$$

dengan,

\vec{D} = rapat flux listrik (coulomb/meter²)

ρ = rapat muatan (coulomb/meter³)

\vec{B} = rapat fluks magnetik (weber/meter²)

\vec{E} = medan listrik (volt/meter)

\vec{H} = medan magnet (ampere/meter)

\vec{J} = rapat arus (ampere/meter²)

\vec{D} = rapat fluks listrik (coulomb/meter²)

Selain persamaan Maxwell, pada medium isotropis homogen diaplikasikan persamaan lain agar penyelesaian persamaan-persamaan medan menjadi lebih sederhana sehingga dapat diperoleh solusinya. Persamaan-persamaan tersebut adalah:

$$\vec{B} = \mu \vec{H}, \quad \vec{D} = \epsilon \vec{E}, \quad \vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2.5)$$

Dimana μ merupakan permeabilitas magnetik dari medium (henry/meter), ϵ adalah permitivitas medium (Farad/meter) dan σ adalah konduktivitas (mho/meter).

Comment [TRR6]: Besarnya konduktivitas sama untuk segala arah dari aliran arus listrik.

Comment [T7]: Besaran skalar yang merepresentasikan kemampuan suatu bahan untuk menghantarkan arus listrik.

Dengan asumsi bahwa sifat fisik medium tidak bervariasi terhadap waktu dan posisi (isotropik homogen) serta perpindahan arus diabaikan, persamaan Maxwell dapat direduksi menjadi:

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.6)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (2.7)$$

Apabila dilakukan operasi curl terhadap variabel medan listrik \vec{E} dan medan magnet \vec{H} maka akan diperoleh persamaan gelombang Helmholtz:

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (2.8)$$

$$\nabla^2 \vec{H} = \mu \sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} + \mu \epsilon \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} \quad (2.9)$$

Persamaan (2.8) dan (2.9) merupakan persamaan *telegrapher* yang menunjukkan sifat penjaran gelombang pada medan elektromagnetik, yang mempunyai sifat difusif ($\frac{\partial}{\partial t}$) dan sifat gelombang akustik ($\frac{\partial^2}{\partial t^2}$). Kedua sifat ini penjarannya tergantung dari frekuensi yang digunakan. Apabila frekuensi yang digunakan adalah frekuensi tinggi (hingga ukuran Mega/ Gigahertz), maka yang mendominasi adalah sifat gelombang yang dikenal sebagai fenomena gelombang akustik. Sedangkan frekuensi yang digunakan dalam metode AMT adalah frekuensi rendah (10^{-1} - 10^4 Hz), sehingga sifat yang dominannya adalah sifat difusif. Konsekuensi dari hal tersebut adalah resolusi akan semakin rendah pada kedalaman yang semakin dalam.

Comment [TRR8]: Homogen: setiap lapisan memiliki resistivitas yang sama.

Variabel \vec{E} dan \vec{H} merupakan fungsi posisi \mathbf{r} (x,y,z) dan waktu t . Jika variabel tersebut bervariasi terhadap waktu dapat direpresentasikan sebagai fungsi periodik sinusoidal, maka:

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}, t) = \mathbf{E}_0(\mathbf{r})e^{i\omega t} \quad (2.10)$$

$$\mathbf{H}(\mathbf{r}, t) = \mathbf{H}_0(\mathbf{r})e^{i\omega t} \quad (2.11)$$

dimana \mathbf{E}_0 dan \mathbf{H}_0 masing-masing adalah amplitudo medan listrik dan medan magnet sedangkan ω adalah frekuensi gelombang elektromagnetik. Dengan demikian persamaan (2.8) dan (2.9) menjadi:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = (i\omega\mu\sigma - \omega^2\mu\epsilon)\mathbf{E} \quad (2.12)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = (i\omega\mu\sigma - \omega^2\mu\epsilon)\mathbf{H} \quad (2.13)$$

Jika frekuensi lebih rendah dari 10^4 Hz maka suku yang mengandung ϵ dapat diabaikan terhadap suku yang mengandung σ , karena $\omega\mu\sigma \gg \omega^2\mu\epsilon$ untuk $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m. Pendekatan tersebut merupakan aproksimasi keadaan kuasi-stasioner dimana waktu tempuh gelombang diabaikan. Dengan demikian persamaan tersebut menjadi:

$$\nabla^2 \mathbf{E} = k^2 \mathbf{E} \quad (2.14)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = k^2 \mathbf{H} \quad (2.15)$$

dimana $k = \pm\sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$

D. Impedansi Bumi Homogen

Gelombang elektromagnetik yang merambat ke permukaan bumi diasumsikan bahwa permukaan bumi hanya mengabsorpsi gelombang elektromagnetik tersebut. Perambatan gelombang elektromagnetik di bawah permukaan bumi dapat diketahui dengan suatu model medium. Model bumi yang paling sederhana adalah medium homogen setengah ruang (*half-space*) dimana diskontinuitas resistivitas hanya terdapat pada batas udara dengan bumi.

Pada medium homogen tidak ada variasi lateral medan listrik dan medan magnet serta gelombang EM dianggap sebagai gelombang bidang (*plane wave*) yang merambat secara vertikal. Sehingga dalam hal ini, setiap komponen horisontal medan listrik dan medan magnet hanya bervariasi terhadap kedalaman. Dalam medium homogen komponen x dari persamaan (2.14) menjadi:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = k^2 E_x \quad (2.16)$$

Solusi dari persamaan diferensial (2.16) adalah:

$$E_x = A e^{-kz} + B e^{+kz} \quad (2.17)$$

Konstanta A merepresentasikan atenuasi gelombang EM dengan kedalaman yang bertambah. Sedangkan konstanta B merepresentasikan atenuasi gelombang EM dengan kedalaman yang berkurang. Pada model bumi homogen *half-space* nilai konstanta B = 0 karena bumi dianggap tidak menghasilkan gelombang EM tetapi hanya menyerap dan menghamburkan energi yang datang (tidak ada gelombang refleksi). Persamaan (2.17) menjadi:

$$E_x = A e^{-kz} \quad (2.18)$$

Komponen medan magnet H_y diketahui dengan persamaan:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -i\omega\mu_0 H_y \quad (2.19)$$

Berdasarkan persamaan (2.18) dan persamaan (2.19) maka komponen medan magnet H_y adalah:

$$H_y = \frac{k}{i\omega\mu_0} A e^{-kz} \quad (2.20)$$

Impedansi dari suatu lapisan sebagai medium homogen setengah ruang (*half space*) disebut sebagai impedansi intrinsik. Impedansi intrinsik dinyatakan melalui persamaan:

$$Z_i = \frac{E_x}{H_y} \quad (2.21)$$

Substitusi persamaan (2.18) dan persamaan (2.20) ke persamaan (2.21), sehingga menghasilkan persamaan:

$$Z_i = \frac{A_x e^{-kz}}{\frac{k}{i\omega\mu_0} A_x e^{-kz}} = \frac{i\omega\mu_0}{k} \quad (2.22)$$

Dengan k merupakan bilangan gelombang, $k = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$, maka impedansi intrinsik menjadi:

$$Z_i = \frac{i\omega\mu_0}{\sqrt{i\omega\mu_0\sigma}} = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma} \quad (2.23)$$

E. Impedansi Bumi Berlapis Horisontal

Pada umumnya bumi dianggap terdiri dari lapisan horisontal dengan tiap lapisannya memiliki resistivitas yang berbeda (gambar 2.3). Dalam hal ini, parameter model adalah resistivitas dan ketebalan tiap lapisan, dengan lapisan terakhir berupa medium homogen. Perhitungan impedansi untuk medium berlapis

sejajar diperoleh melalui rumus rekursif yang menghubungkan impedansi di permukaan dua lapisan yang berurutan. Dari perhitungan impedansi pada lapisan terakhir yang berupa medium homogen, dapat dihitung impedansi lapisan di atasnya, demikian seterusnya sehingga diperoleh impedansi di permukaan bumi (lapisan pertama).

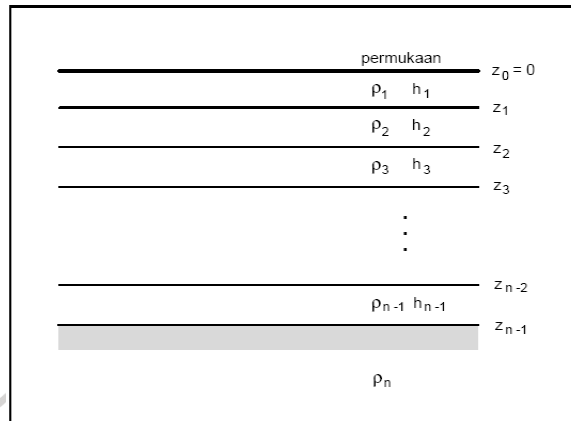
Impedansi lapisan ke-j dinyatakan oleh persamaan:

$$Z_j = Z_{1,j} \frac{1 - R_j e^{-2R_j/h_j}}{1 + R_j e^{-2R_j/h_j}} \quad (2.24)$$

dengan $R_j = \frac{Z_{1,j} - Z_{1,j+1}}{Z_{1,j} + Z_{1,j+1}}$ dan $Z_{1,j}$ adalah impedansi intrinsik lapisan ke-j seperti yang telah didefinisikan di persamaan (2.23)

Persamaan (2.24) merupakan rumus rekursif yang menyatakan impedansi di permukaan lapisan ke-j sebagai fungsi parameter lapisan tersebut (ρ_j dan h_j) dan impedansi di permukaan lapisan yang terletak di bawahnya (lapisan ke j+1). Sehingga impedansi di permukaan bumi (Z_1) yang terdiri dari n lapisan dapat dihitung jika parameter model diketahui. Pada kasus nyata di bawah permukaan, bumi merupakan medium non-homogen maka impedansi intrinsik dari persamaan (2.23) dapat dianggap sebagai tahanan jenis semu, yang dinyatakan oleh persamaan:

$$\rho_{\alpha} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{\alpha}|^2 \quad (2.25)$$



Gambar 2.3 Model Lapisan Bumi Dengan n Lapisan Horizontal

F. Tensor Impedansi

Dalam pengukuran yang dilakukan pada metode MT, sensor yang diletakan berupa dua buah coil yang saling tegak lurus untuk mengukur medan magnet dan dua pasang porouspot yang saling tegak lurus untuk mengukur medan listrik. Data MT berupa deret waktu (*time series*) komponen horizontal medan elektromagnetik (E_x, E_y, H_x, H_y) yang diukur pada permukaan bumi. Sinyal yang terekam mempunyai rentang frekuensi yang sangat lebar, yang berisi informasi mengenai variasi medan listrik dan magnetik terhadap waktu. Tujuan dari pengolahan data MT yaitu untuk mendapatkan fungsi transfer MT yang dinyatakan oleh tensor impedansi. Tensor impedansi merupakan hubungan antara medan listrik dan medan magnet dalam domain frekuensi. Dengan asumsi bahwa gelombang bidang (*plane wave*) merambat tegak lurus ke permukaan bumi dan ditangkap oleh sensor, maka persamaan tensor impedansi (Z) dinyatakan oleh (Berdichevsky dan Dmitriev, 2008):

Comment [TRR9]:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{aligned} \quad (2.26)$$

Atau jika dinyatakan dalam bentuk matriks:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.27)$$

Pada persamaan (2.26), \underline{Z} adalah tensor impedansi penghubung medan listrik dan medan magnetik. \underline{Z} adalah bilangan kompleks dengan elemen riil dan imajiner, sehingga dapat dinyatakan dalam bentuk resistivitas dan fase sebagai berikut:

$$\rho_{ij} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}|^2 \quad (2.28)$$

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad (2.29)$$

Fase untuk bumi homogen adalah konstan, yaitu 45° yang merupakan beda fase antara medan listrik dan medan magnet.

Data pengukuran medan listrik dan magnetik selalu mengandung *noise*. Oleh karena itu, komponen medan listrik dan magnetik hasil pengukuran dapat dituliskan sebagai penjumlahan antara medan alami dan *noise*.

$$E_{obs} = E + E_{noise} \quad (2.30)$$

$$H_{obs} = H + H_{noise} \quad (2.31)$$

Noise dapat dihilangkan dengan menerapkan metode *remote reference*.

Comment [TRR10]:

Metode ini melibatkan satu titik pengukuran tambahan yang letaknya relatif jauh dari titik pengukuran utama. Sensor yang digunakan pada titik ini hanya sensor magnetik saja. Metode *remote reference* didasarkan pada karakter medan

magnetik yang secara spasial tidak terlalu banyak bervariasi. Oleh karena itu karakter atau sinyal medan magnetik di titik pengukuran dan di titik referensi relatif identik, namun memiliki *noise* yang berbeda. Selain dengan metode *remote reference*, penghilangan *noise* dapat dilakukan dengan analisis statistik *robust processing*. *Robust processing* adalah teknik yang digunakan dengan mendeteksi pencilan luar (*outliers*), data yang memiliki nilai yang jauh berbeda dengan data keseluruhan, secara iteratif diberikan pembobotan yang lebih kecil.

G. Impedansi Medium 1-Dimensi

Komponen elektromagnetik (E_x , E_y , H_x , H_y) pada medium 1-dimensi (1-D) hanya bervariasi terhadap kedalaman. Pada kasus medium 1-D besarnya impedansi memiliki ketentuan sebagai berikut:

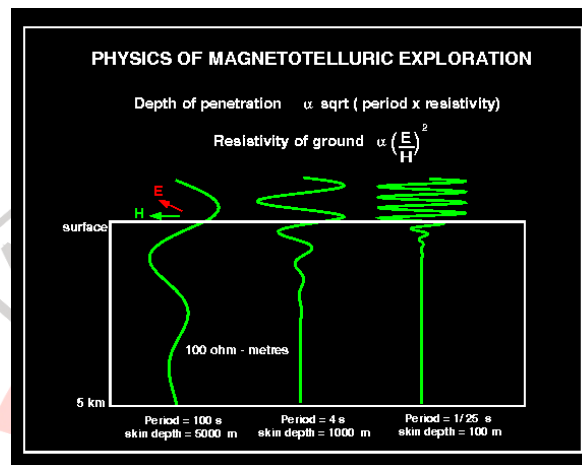
$$\left. \begin{array}{l} Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} = -Z_{yx} \end{array} \right\} 1-D \quad (2.32)$$

Kedalaman penetrasi yang berhubungan dengan atenuasi ketika gelombang elektromagnetik menjalar di bumi yang relatif konduktif dapat diperoleh melalui persamaan *skin depth*. Persamaan *skin depth* didefinisikan sebagai kedalaman pada suatu medium homogen dimana amplitudo gelombang EM telah tereduksi menjadi $1/e$ dari amplitudonya di permukaan bumi (Cagniard, 1953). Besaran tersebut dirumuskan sebagai berikut:

$$\delta \approx 500 \sqrt{\rho T} \quad (2.33)$$

dengan δ adalah kedalaman penetrasi (m), ρ adalah resistivitas medium (ohm. m) dan T adalah periode (sekon). Besaran *skin depth* digunakan untuk memperkirakan

kedalaman penetrasi atau kedalaman investigasi gelombang EM. Gambar 2.4 memperlihatkan kedalaman investigasi gelombang EM pada beberapa periode.



Gambar 2.4 Kedalaman Investigasi Gelombang Elektromagnetik

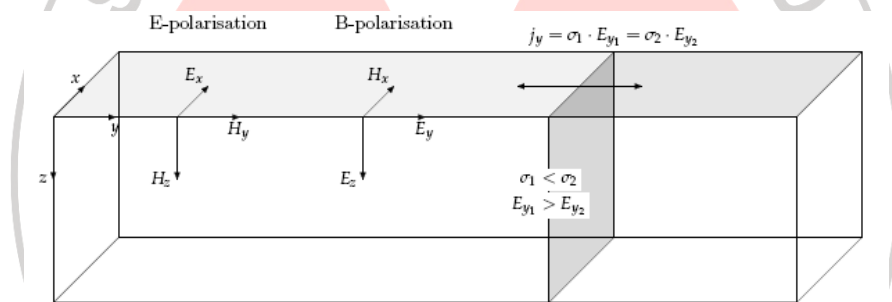
(Sumber: <http://www.ess.washington.edu/SolidEarth/Magnetotellurics>)

H. Impedansi Medium 2-Dimensi

Pada medium 2-dimensi (2-D) berlaku komponen elektromagnetik horizontal (E_x , E_y dan H_x , H_y) dan tidak ada komponen elektromagnetik vertikal. Komponen elektromagnetik horizontal bervariasi terhadap kedalaman dan kondisi lateral. Pada medium 2-D, dimana arah struktur sejajar atau tegak lurus dengan sumbu koordinat, maka nilai dari komponen-komponen tensor adalah:

$$\left. \begin{array}{l} Z_{xx} = -Z_{yy} \\ Z_{xy} \neq Z_{yx} \end{array} \right\} 2 - D \quad (2.34)$$

Medan elektromagnetik pada magnetotelurik terbagi menjadi dua mode yaitu, *transverse magnetic mode* (TM-mode) dan *transverse electric mode* (TE-mode). TM-mode dan TE-mode dapat disebut juga *H-Polarization* (medan magnet terpolarisasi mengikuti arah *strike*) dan *E-Polarization* (medan listrik terpolarisasi mengikuti arah *strike*). Polarisasi tersebut dapat digambarkan melalui suatu model kontak vertikal sederhana dimana terdapat dua daerah yang memiliki konduktivitas yang berbeda (σ_1 dan σ_2), dengan asumsi nilai konduktivitas tersebut konstan sepanjang *strike* yang sejajar dengan sumbu-x (gambar 2.3).



Gambar 2.5 Model 2-D dengan Kontak Vertikal Sederhana

(Sumber: Thiel, 2008)

TE-mode menggambarkan arus yang mengalir sejajar *strike* (arah sumbu-x) dengan komponen elektromagnetik E_x , H_y , dan H_z . TE-mode dapat digambarkan melalui persamaan:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial E_x}{\partial y} &= \mu_0 \frac{\partial H_z}{\partial t} = i\omega\mu_0 H_z \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} &= -\mu_0 \frac{\partial H_y}{\partial t} = -i\omega\mu_0 H_y \\ \frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} &= \sigma E_x \end{aligned} \right\} TE - mode \quad (2.35)$$

TM-mode menggambarkan medan magnetik yang sejajar dengan *strike* (arah sumbu-x) dengan komponen elektromagnetik H_x , E_y , dan E_z . TM-mode dapat digambarkan melalui persamaan:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial H_x}{\partial y} &= -\sigma E_z \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} &= \sigma E_y \\ \frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} &= -i\omega\mu_0 H_x \end{aligned} \right\} \text{TM - mode} \quad (2.36)$$

I. Rotasi Tensor Impedansi

Komponen dari tensor impedansi [\underline{Z}] adalah Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yy} , Z_{yx} yang masing-masing berorientasi terhadap arah. Komponen Z_{xx} , Z_{xy} berorientasi terhadap arah sumbu-x, sedangkan komponen Z_{yy} , Z_{yx} berorientasi terhadap sumbu-y. Tensor impedansi yang dihasilkan dari pengolahan data dapat dirotasikan sehingga diperoleh impedansi dengan sistem koordinat yang berbeda dengan koordinat pengukuran. Rotasi tensor impedansi didasarkan pada persamaan:

$$\underline{Z}' = \underline{R} \cdot \underline{Z} \cdot \underline{R}^T \quad (2.37)$$

dimana,

$$\underline{R} = \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix}, \quad \underline{R}^T = \begin{bmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix}$$

dan α adalah sudut rotasi.

Pada saat pengukuran medan elektrik E_y tidak tegak lurus struktur karena kondisi daerah survey yang tidak memungkinkan. Rotasi dilakukan untuk memperkirakan arah jurus struktur daerah pengukuran. Untuk menentukan nilai α

agar sesuai dengan arah jurus dari struktur, maka nilai tensor impedansi Z_{xy} dan Z_{yx} dimaksimalkan dan nilai Z_{xx} dan Z_{yy} diminimalkan.

J. Tensor Impedansi Invarian

Pada medium 1-D tensor impedansi hanya bervariasi terhadap kedalaman. Besaran impedansi merupakan besaran skalar yang diturunkan dari tensor impedansi tidak bergantung pada arah koordinat pengukuran. Dengan kata lain besaran invarian tidak terpengaruh walaupun dilakukan rotasi tensor impedansi. Besaran invarian dapat dijadikan alternatif untuk menentukan arah jurus struktur secara kasar jika medium tidak terlalu menyimpang dari kondisi 1-D.

Nilai invarian dapat dihitung berdasarkan prinsip determinan dari tensor impedansi yang dirumuskan oleh Berdichevsky (Berdichevsky and Dmitriev, 2008) yaitu sebagai berikut:

$$Z_{inv} = \sqrt{(Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})} \quad (2.38)$$

$$Z_{inv} = \frac{1}{2}(Z_{xy} - Z_{yx}) \quad (2.39)$$

K. Sifat Listrik Dalam Batuan dan Mineral

Aliran arus listrik di dalam batuan dan mineral terbagi menjadi tiga macam cara, yaitu konduksi elektronik, konduksi elektrolitik dan konduksi dielektrik (Telford *et. al*, 1990).

1. Konduksi elektronik

Konduksi secara elektronik terjadi apabila batuan atau mineral mempunyai banyak elektron bebas, sehingga arus listrik yang mengalir dalam batuan

atau mineral dialirkan oleh elektron-elektron bebas. Salah satu karakteristik batuan tersebut adalah resistivitas (tahanan jenis). Resistivitas adalah karakteristik bahan yang menunjukkan kemampuan bahan tersebut untuk menghantarkan arus listrik. Semakin besar nilai resistivitas maka bahan tersebut akan semakin sulit menghantarkan arus listrik, begitu pula sebaliknya.

2. Konduksi elektrolitik

Konduksi secara elektrolitik terjadi apabila batuan yang bersifat porus dan memiliki pori-pori terisi oleh cairan-cairan elektrolitik. Konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik yang terdapat dalam cairan-cairan tersebut.

Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak, dan konduktivitas akan semakin mengecil jika kandungan air dalam batuan berkurang.

3. Konduksi Dielektrik

Konduksi secara dielektrik terjadi apabila batuan atau mineral memiliki sedikit elektron bebas bahkan tidak sama sekali, sehingga batuan tersebut bersifat dielektrik terhadap aliran arus listrik.

Sifat dan karakteristik batuan salah satunya ditunjukkan oleh resistivitas (tahanan jenis). Resistivitas batuan bergantung pada kandungan elektrolit, massa jenis batuan, jumlah mineral yang dikandungnya, porositas, permeabilitas, dan lain-lain. Berdasarkan harga resistivitasnya, batuan dan mineral dapat dikelompokkan menjadi (Telford *et. al*, 1990):

- Konduktor baik : $10^{-8} \Omega\text{m} < \rho < 1 \Omega\text{m}$
- Konduktor pertengahan : $1 < \rho < 10^7 \Omega\text{m}$
- Isolator : $\rho > 10^7 \Omega\text{m}$

Nilai resistivitas secara tidak langsung dapat dipengaruhi oleh panas. Batuan yang jenuh air apabila terkena panas maka nilai resistivitasnya akan berubah. Air yang terpanaskan akan lebih banyak melarutkan garam-garam dalam batuan sehingga akan membentuk elektrolit kuat yang merupakan penghantar arus listrik yang baik. Variasi resistivitas batuan ditunjukkan oleh tabel 2.1 untuk batuan beku dan tabel 2.2 untuk batuan sedimen.

Tabel 2.1 Nilai Resistivitas Rata-rata Batuan Beku (Telford *et. al*, 1990)

Tipe Batuan	Nilai Resistivitas (ohm. m)
Granit	$3 \times 10^2 - 10^6$
Diorit	$10^4 - 10^5$
Albit	3×10^2 (basah) – $3,3 \times 10^2$ (kering)
Dasit	2×10^4
Andesit	$4,5 \times 10^4$ (basah) – $1,7 \times 10^2$ (kering)
Diabas	$20 - 5 \times 10^7$
Lava	$10^2 - 5 \times 10^4$
Gabro	$10^3 - 10^6$
Basal	$10 - 1,3 \times 10^7$ (kering)
Tufa	2×10^3 (basah) – 10^5 (dry)

Tabel 2.2 Nilai Resistivitas Rata-rata Batuan Sedimen (Telford *et. al*, 1990)

Tipe Batuan	Nilai Resistivitas (ohm. m)
Batu Pasir	$1 - 6,4 \times 10^8$
Batu Gamping	$50 - 10^7$
Dolomit	$3,5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Lempung	1-100
Aluvium	10-800

L. Sistem Panasbumi

Suatu sistem panasbumi biasanya berasosiasi dengan sistem vulkanik yang terbentuk akibat pergerakan lempeng. Sumber energi panas bumi tidak selalu berupa gunung api aktif tetapi juga gunung api tua yang masih memiliki sumber panas yang cukup untuk dapat dimanfaatkan. Energi panasbumi adalah energi panas alami yang berasal dari dalam bumi yang kemudian merambat ke permukaan bumi secara konduksi dan konveksi. Oleh karena itu, temperatur lapisan bumi akan meningkat sekitar 30^0 C setiap penambahan kedalaman sebesar 1 km.

Sistem panasbumi di Indonesia sebagian besar merupakan sistem panasbumi hidrotermal yang mempunyai temperatur tinggi. Komponen utama pada sistem hidrotermal yaitu air, panas dan lapisan permeabel (Heasler, 2009). Terdapatnya suatu sistem hidrotermal biasanya ditunjukkan oleh adanya manifestasi panasbumi, seperti mata air panas, geyser, kubangan lumpur panas (*mud pools*), fumarole.

Sistem panasbumi hidrotermal terbentuk dari hasil perpindahan panas yang terjadi secara konduksi dan konveksi dari suatu sumber panas ke sekelilingnya. Perpindahan panas secara konduksi terjadi melalui batuan sedangkan perpindahan secara konveksi terjadi karena kontak antara air dengan sumber panas yang menyebabkan air yang lebih panas bergerak ke atas dan air yang lebih dingin bergerak ke bawah, sehingga terjadi sirkulasi air atau arus konveksi.

Sistem panasbumi memiliki beberapa komponen, diantaranya:

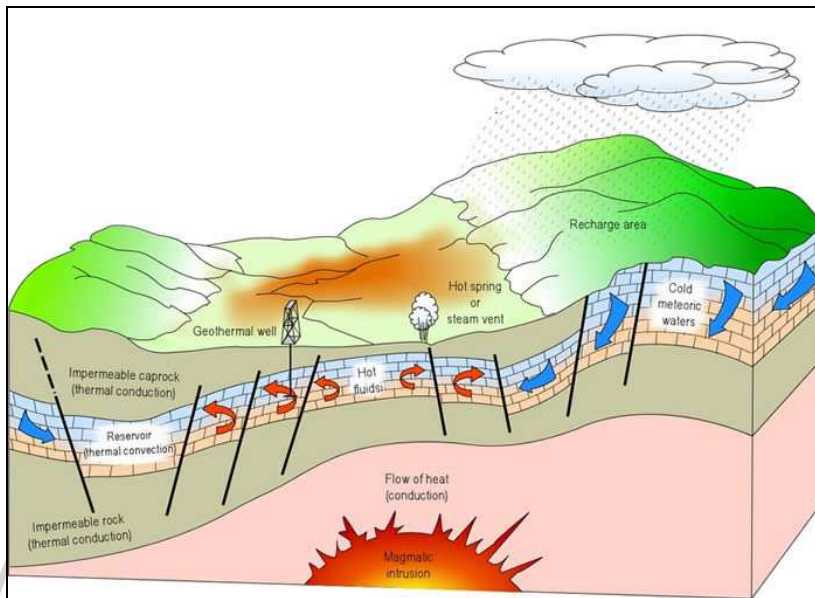
- Sumber panas (*heat source*), berupa magma atau batuan beku yang masih memiliki energi panas. Magma tersebut menghantarkan panas secara konduksi ke batuan disekitarnya. Selain itu juga, panas tersebut akan mengakibatkan aliran konveksi fluida *hydrothermal* di dalam pori-pori batuan.
- Batuan reservoir, batuan ini memiliki sifat *permeable* sehingga memungkinkan terjadinya aliran fluida.
- Batuan penutup (*cap rock*) yang memiliki sifat *impermeable*, sehingga dapat menahan aliran fluida panas dari reservoir. *Cap rock* ini biasanya berupa *clay* yang terbentuk akibat proses alterasi hidrotermal.
- Fluida termal, biasanya berupa air meteorik (air yang berasal dari permukaan bumi) yang berada di reservoir dan sudah terpanaskan. Air meteorik ini berada dalam fasa uap atau cair, bergantung kepada besarnya temperatur dan tekanan.
- Bidang sesar, struktur berupa sesar biasanya menjadi jalan masuknya air meteorik ke dalam bumi. Selain itu juga, bidang sesar digunakan sebagai keluarnya fluida termal yang menjadi manifestasi panasbumi dan menjadi petunjuk lokasi reservoir (Bujung *et. al.*, 2011).

Comment [TRR11]: Contohnya air hujan

Aliran fluida dalam sistem panasbumi memiliki peranan penting dalam kesetimbangan sistem panasbumi. Fluida berupa air meteorik masuk ke bawah permukaan melalui struktur sesar menuju lapisan reservoir. Fluida tersebut terpanaskan oleh sumber panas yang berada di bawahnya. Setelah pemanasan, fluida tersebut mengalami perubahan baik perubahan fisis ataupun kimia. Kemudian fluida tersebut akan keluar melalui struktur-struktur yang memungkinkan fluida panas tersebut menuju permukaan.

Beberapa penelitian telah dilakukan di daerah Garut, diantaranya penelitian yang dilakukan disepanjang lintasan Pangalengan-Garut, yang berada pada koordinat $7^{\circ}10'34''$ LS sampai $7^{\circ}12'42''$ dan $107^{\circ}31'58''$ BT sampai $107^{\circ}51'48''$ BT. Pengukuran yang dilakukan menggunakan metode gaya berat dan magnetotelurik. Hasil penelitian menunjukkan pada kedalaman hingga 3000 meter terdapat batuan dengan resistivitas yang tinggi. Selain itu juga, dari penelitian ini terdapat lapisan tipis dengan resistivitas rendah yang diasosiasikan dengan batuan penutup (*caprock*) yang dapat menjadi petunjuk adanya reservoir panasbumi di bawahnya (Handayani *et.al*, 2010).

Comment [F12]: kesetimbangan



Gambar 2.6 Model Sistem Hidrotermal

(sumber: <http://www.quantecgeoscience.com>)

1. **Klasifikasi Sistem Panasbumi**

Sistem panasbumi dapat diklasifikasikan dari berbagai aspek, seperti temperatur reservoir, entalpi. Entalpi merupakan fungsi dari temperatur sehingga klasifikasi yang digunakan pada kenyataannya tidak berdasarkan pada harga entalpi, tetapi berdasarkan pada besarnya temperatur. Tabel 2.3 menunjukkan klasifikasi sistem panasbumi berdasarkan temperatur reservoir dan entalpi menurut Axelsson dan Gunnlaugsson (2000).

Comment [F13]: klasifikasi

Tabel 2.3 Klasifikasi Sistem Panasbumi Berdasarkan Temperatur dan Entalpi

Temperatur rendah	Entalpi rendah
Sistem panasbumi dengan temperatur reservoir $<150^{\circ}\text{C}$	Sistem panasbumi dengan entalpi reservoirnya $<800\text{ kJ/kg}$
Temperatur sedang	
Sistem panasbumi dengan temperatur reservoir $150^{\circ}\text{C} - 200^{\circ}\text{C}$	
Temperatur tinggi	Entalpi tinggi
Sistem panasbumi dengan temperatur reservoir $>200^{\circ}\text{C}$	Sistem panasbumi dengan entalpi reservoirnya $>800\text{ kJ/kg}$

Sistem panasbumi berdasarkan *output* yang dihasilkannya terbagi menjadi dua yaitu, *semi-thermal field* dan *hyper-thermal field* (Armstead, 1978). *Semi-thermal field* merupakan sistem panasbumi yang menghasilkan air panas pada temperatur diatas 100°C pada kedalaman 1-2 km. Sedangkan *hyper-thermal field* merupakan sistem panasbumi yang menghasilkan air atau uap yang terbagi menjadi dua. Pertama, *wet field* merupakan lapangan panasbumi yang mengandung air dengan temperatur sekitar 100°C dengan tekanan yang tinggi, sehingga ketika sampai dipermukaan wujudnya berubah menjadi uap panas tetapi sebagian besar wujudnya berupa air panas (*boiling water*). Kedua, *dry field* atau biasa disebut dominasi uap, sistem panasbumi ini menghasilkan uap panas pada tekanan diatas tekanan atmosfer.

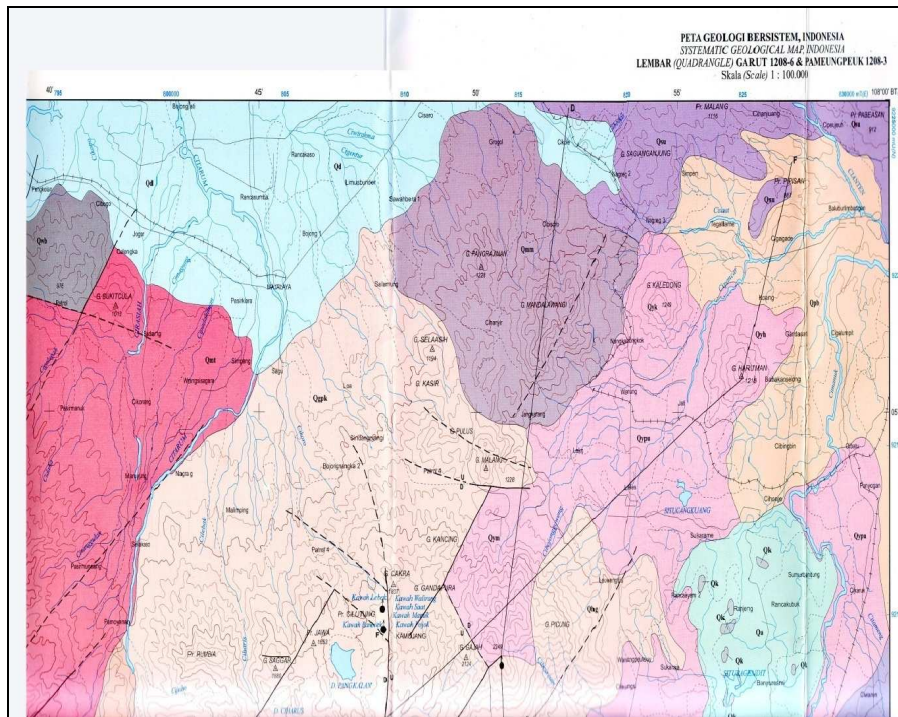
2. Keseimbangan Sistem Panasbumi

Keseimbangan dalam sistem panasbumi berhubungan dengan aliran fluida yang masuk dan yang keluar dari sistem. Fluida yang masuk ke dalam sistem melalui *recharge area* dan kemudian masuk ke bawah permukaan dan bergerak menuju lapisan reservoir dan terpanaskan akibat sumber panas yang berada di bawahnya. Setelah pemanasan, pada suatu kondisi tertentu fluida mengalami perubahan fisis maupun kimia dan akan keluar dari sistem melalui struktur-struktur yang memungkinkan fluida panas tersebut menuju ke permukaan.

Aliran fluida yang terjadi dapat berupa *upflow* maupun *outflow*. *Upflow* merupakan aliran fluida dari daerah bertekanan tinggi menuju daerah bertekanan rendah. Daerah *upflow* dapat dilihat oleh munculnya fumarola atau *steam vent*, yang dapat berasosiasi dengan alterasi asam di daerah dangkal. Sedangkan *outflow* merupakan aliran fluida secara lateral ke luar sistem dan dicirikan oleh manifestasi panas pada daerah yang lebih rendah.

M. Geologi Daerah Penelitian

Berdasarkan peta geologi (Gambar 2.5) daerah Garut dan sekitarnya daerah ini sebagian besar disusun oleh batuan gunung api, yaitu batuan gunungapi Holosen dan batuan gunung api plistosen. Selain batuan gunung api, daerah ini juga tersusun atas batuan endapan permukaan seperti alluvium.



Gambar 2.7 Peta Geologi Lembar Garut dan Pameungpeuk, Jawa Barat
(Sumber: Alzwar, *et al.* 1998)

Tabel 2.4 Keterangan Peta Geologi

Qa	Aluvium
Qd	Endapan Danau
Qgpk	Batuan Gunungapi Guntur-Pangkalan dan Kendang
Qypu	Endapan Remah Lepas Gunungapi Muda Tak Teruraikan
Qmm	Batuan Gunungapi Mandalawangi-Mandalagiri
Qpb	Tuf Batuapung dan Breksi
Qmt	Batuan Gunungapi Malabar-Tilu
Qhg	Lava Guntur

- **Alluvium**

Terdiri dari lempung, lanau, pasir halus hingga kasar, kerikil serta bongkahan batuan beku dan sedimen.

- **Endapan danau**

Terdiri dari lempung, lanau, pasir halus hingga kasar dan kerikil, umumnya bersifat tufan.

- **Endapan gunungapi Guntur-Pangkalan dan Kendang**

Tersusun atas rempah lepas dan lava bersusunan andesit-basalan, bersumber dari kompleks gunungapi tua G. Guntur-G. Pangkalan dan G. Kendang.

- **Endapan rempah lepas gunungapi muda tak teruraikan**

Terdiri atas abu gunung api hingga lapili, tuf pasiran bongkah-bongkah, andesit-basal, breksi lahar dan rempah lepas.

- **Batuan gunungapi Mandalawangi-Mandalagiri**

Terdiri dari Tuf kaca mengandung batuapung dan lava bersusunan andesitpiroksen hingga basalan.

- **Tuf Batuapung dan Breksi**

Terdiri dari endapan tuf kaca dasitik mengandung batuapung berukuran lapili-bom dan breksi.

- **Batuan gunungapi Malabar-Tilu**

Terdiri dari tuf, breksi lahar mengandung sedikit batuapung dan lava.

- **Lava Guntur**

Tersusun atas basal labdaroit, lava ini merupakan hasil dari erupsi pusat dan samping gunungapi Guntur Muda.