

PENGANTAR METODE MAGNETOTELLURIK (MT)

I. PENDAHULUAN

Survey geofisika terutama dimaksudkan untuk memperoleh informasi mengenai distribusi parameter-parameter fisik bawah permukaan seperti kecepatan gelombang elastik, rapat massa, kemagnetan, kelistrikan dan lain lain dari hasil pengukuran efeknya di permukaan bumi atau tempat lain yang dapat dijangkau (lubang bor atau tambang bawah tanah). Dalam survey geofisika menggunakan metoda elektromagnetik (EM) sifat fisik yang relevan adalah konduktivitas atau resistivitas (tahanan-jenis) batuan.

Beberapa studi menunjukkan adanya kaitan erat antara tahanan-jenis dengan porositas, kandungan fluida (air atau gas) dan temperatur formasi batuan. Pengaruh masing-masing faktor tersebut terhadap tahanan-jenis formasi batuan sangat kompleks karena dapat saling tumpang-tindih (*overlap*). Namun secara umum porositas tinggi yang disertai kandungan gas biasanya dicirikan oleh tahanan-jenis yang relatif lebih tinggi. Sebaliknya jika fluidanya berupa air dengan temperatur tinggi – seperti dijumpai di daerah prospek geotermal – maka hal tersebut dapat berasosiasi dengan daerah bertahanan jenis rendah. Dengan demikian pada taraf tertentu metoda EM dapat digunakan untuk keperluan eksplorasi sumber daya alam seperti mineral, minyak dan gas bumi, geotermal serta untuk keperluan studi permasalahan lingkungan.

Metoda magnetotellurik (MT) merupakan salah satu metoda eksplorasi geofisika yang memanfaatkan medan elektromagnetik alam. Medan EM tersebut ditimbulkan oleh berbagai proses fisik yang cukup kompleks sehingga spektrum frekuensinya sangat lebar (10^{-5} Hz - 10^4 Hz). Pada frekuensi yang cukup rendah (kurang dari 1 Hz), *solar wind* yang mengandung partikel-partikel bermuatan listrik berinteraksi dengan medan magnet permanen bumi sehingga menyebabkan variasi medan EM. Variasi pada jangkah frekuensi audio (*audio frequency band*, di atas 1 Hz) terutama disebabkan oleh aktivitas meteorologis berupa petir. Petir yang terjadi di suatu tempat menimbulkan gelombang EM yang terperangkap antara ionosfer dan bumi (*wave guide*) dan menjalar mengitari bumi.

Kebergantungan fenomena listrik – magnet terhadap sifat kelistrikan terutama konduktivitas medium (bumi) dapat dimanfaatkan untuk keperluan eksplorasi menggunakan metoda MT.

Hal ini dilakukan dengan mengukur secara simultan variasi medan listrik (**E**) dan medan magnet (**H**) sebagai fungsi waktu. Informasi mengenai konduktivitas medium yang terkandung dalam data MT dapat diperoleh dari penyelesaian persamaan Maxwell menggunakan model-model yang relatif sederhana. Pada dekade 50-an untuk pertama kali hal tersebut dilakukan dan dibahas secara terpisah oleh Tikhonov (1950), Rikitake (1946), Price

(1950), Kato dan Kikuchi (1950), Cagniard (1953) dan Wait (1954) yang kemudian menjadi dasar metoda MT sebagaimana dibahas oleh Vozoff (1972). Dengan demikian metoda ini masih relatif baru jika dibandingkan dengan metoda geofisika lainnya.

II. PERSAMAAN MAXWELL

Persamaan Maxwell merupakan sintesa hasil-hasil eksperimen (empiris) mengenai fenomena listrik – magnet yang didapatkan oleh Faraday, Ampere, Gauss, Coulomb disamping yang dilakukan oleh Maxwell sendiri. Penggunaan persamaan tersebut dalam metoda MT telah banyak diuraikan dalam buku-buku pengantar geofisika khususnya yang membahas metoda EM (Keller & Frischknecht, 1966 ; Porstendorfer, 1975 ; Rokityansky, 1982 ; Kauffman & Keller, 1981 ; 1985).

Dalam bentuk diferensial, persamaan Maxwell dalam domain frekuensi dapat dituliskan sebagai berikut,

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (1b)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (1c)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1d)$$

dimana \mathbf{E} : medan listrik (Volt/m)

\mathbf{B} : fluks atau induksi magnetik (Weber/m² atau Tesla)

\mathbf{H} : medan magnet (Ampere/m)

\mathbf{j} : rapat arus (Ampere/m²)

\mathbf{D} : perpindahan listrik (Coulomb/m²)

q : rapat muatan listrik (Coulomb/m³)

Persamaan (1a) diturunkan dari hukum Faraday yang menyatakan bahwa perubahan fluks magnetik menyebabkan medan listrik dengan gaya gerak listrik berlawanan dengan variasi fluks magnetik yang menyebabkannya. Persamaan (1b) merupakan generalisasi teorema Ampere dengan memperhitungkan hukum kekekalan muatan. Persamaan tersebut menyatakan bahwa medan magnet timbul akibat fluks total arus listrik yang disebabkan oleh arus konduksi dan arus perpindahan. Persamaan (1c) menyatakan hukum Gauss yaitu fluks elektrik pada suatu ruang sebanding dengan muatan total yang ada dalam ruang tersebut.

Sedangkan persamaan (1d) yang identik dengan persamaan (1c) berlaku untuk medan magnet, namun dalam hal ini tidak ada monopol magnetik.

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

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (2a)$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (2b)$$

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E} = \frac{\mathbf{E}}{\rho} \quad (2c)$$

dimana μ : permeabilitas magnetik (Henry/m)

ε : permitivitas listrik (Farad/m)

σ : konduktivitas (Ohm⁻¹/m atau Siemens/m)

ρ : tahanan-jenis (Ohm.m)

Untuk menyederhanakan masalah, sifat fisik medium diasumsikan tidak bervariasi terhadap waktu dan posisi (homogen isotropik). Dengan demikian akumulasi muatan seperti dinyatakan pada persamaan (1c) tidak terjadi dan persamaan Maxwell dapat dituliskan kembali sebagai berikut,

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (3a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (3b)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (3c)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (3d)$$

Tampak bahwa dalam persamaan Maxwell yang dinyatakan oleh persamaan (3) hanya terdapat dua variabel yaitu medan listrik \mathbf{E} dan medan magnet \mathbf{H} . Dengan operasi *curl* terhadap persamaan (3a) dan (3b) serta mensubstitusikan besaran-besaran yang telah diketahui pada persamaan (3) akan kita peroleh pemisahan variabel \mathbf{E} dan \mathbf{H} sehingga,

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \quad (4a)$$

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} = -\mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} \quad (4b)$$

Dengan memperhatikan identitas vektor $\nabla \times \nabla \times \mathbf{x} = \nabla \nabla \cdot \mathbf{x} - \nabla^2 \mathbf{x}$ dimana \mathbf{x} adalah \mathbf{E} atau \mathbf{H} , serta hubungan yang dinyatakan oleh persamaan (3c) dan (3d), maka kita dapatkan persamaan gelombang (persamaan Helmholtz) untuk medan listrik dan medan magnet sebagai berikut,

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \quad (5a)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} \quad (5b)$$

Perlu diingat bahwa pada persamaan tersebut di atas variabel \mathbf{E} dan \mathbf{H} merupakan fungsi posisi dan waktu. Jika variasi terhadap waktu dapat direpresentasikan oleh fungsi periodik sinusoidal maka,

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}, t) = \mathbf{E}_0(\mathbf{r}) e^{i\omega t} \quad (6a)$$

$$\mathbf{H}(\mathbf{r}, t) = \mathbf{H}_0(\mathbf{r}) e^{i\omega t} \quad (6b)$$

dimana \mathbf{E}_0 dan \mathbf{H}_0 masing-masing adalah amplitudo medan listrik dan medan magnet, dan ω adalah frekuensi gelombang EM.

Dengan demikian persamaan (5) menjadi,

$$\nabla^2 \mathbf{E} = (i \omega \mu \sigma - \omega^2 \mu \varepsilon) \mathbf{E} \quad (7a)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = (i \omega \mu \sigma - \omega^2 \mu \varepsilon) \mathbf{H} \quad (7b)$$

Pada kondisi yang umum dijumpai dalam eksplorasi geofisika (frekuensi lebih rendah dari 10^4 Hz, medium bumi) suku yang mengandung ε (perpindahan listrik) dapat diabaikan terhadap suku yang mengandung σ (konduksi listrik) karena harga $\omega \mu \sigma \gg \omega^2 \mu \varepsilon$ untuk $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m. Pendekatan tersebut adalah aproksimasi keadaan kuasi-stasioner dimana waktu tempuh gelombang diabaikan.

Eliminasi kebergantungan medan terhadap waktu seperti dilakukan untuk memperoleh persamaan (7) selain dimaksudkan untuk menyederhanakan persamaan juga untuk lebih mengeksplisitkan aproksimasi keadaan kuasi-stasioner tersebut. Dengan demikian, persamaan gelombang (5a) dan (5b) menjadi persamaan difusi,

$$\nabla^2 \mathbf{E} = k^2 \mathbf{E} \quad (8a)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} = k^2 \mathbf{H} \quad (8b)$$

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

$$k = \pm (\alpha + i\beta) \quad (9)$$

dengan $\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu_0\sigma}{2}}$.

III. IMPEDANSI BUMI HOMOGEN

Gelombang EM dapat dianggap sebagai gelombang bidang yang merambat secara vertikal ke dalam bumi berapapun sudut jatuhnya terhadap permukaan bumi. Hal ini mengingat besarnya kontras konduktivitas atmosfer dan bumi.

Penyelesaian persamaan gelombang (8a) dan (8b) yang merupakan persamaan diferensial orde 2 cukup kompleks mengingat semua variabel dapat bervariasi terhadap waktu dan posisi dalam sistem koordinat kartesian (x, y, z). Oleh karena itu akan kita tinjau permasalahan yang sederhana terlebih dahulu, yaitu untuk kasus medium homogen.

Model bumi yang paling sederhana adalah suatu *half-space* homogen isotropik dimana diskontinuitas tahanan-jenis hanya terdapat pada batas udara dengan bumi. Dalam hal ini setiap komponen horisontal medan listrik dan medan magnet hanya bervariasi terhadap kedalaman sehingga dekomposisi persamaan (8a) menghasilkan persamaan berikut,

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = k^2 E_x \quad (10)$$

Solusi elementer dari persamaan diferensial tersebut di atas adalah,

$$E_x = A e^{-kz} + B e^{+kz} \quad (11a)$$

$$E_x = A e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} + B e^{+i\alpha z} e^{+\beta z} \quad (11b)$$

dimana, x, y dan z adalah sumbu koordinat kartesian dengan z adalah kedalaman (positif vertikal ke bawah).

Secara umum eksponensial yang mengandung komponen bilangan imajiner dari k ($e^{\pm i\alpha z}$) menyatakan variasi sinusoidal gelombang EM terhadap kedalaman, sedangkan eksponensial yang mengandung komponen bilangan riil dari k ($e^{\pm\beta z}$) menyatakan faktor atenuasi menurut sumbu z positif atau negatif. Konstanta A dan B ditentukan berdasarkan syarat batas.

Dekomposisi persamaan (3a), dengan memperhatikan hubungan (6b) dan persamaan (11a), menghasilkan komponen medan magnet berikut,

$$\begin{aligned} H_y &= -\frac{1}{i\omega\mu_0} \frac{\partial E_x}{\partial z} \\ &= \frac{k}{i\omega\mu_0} \left(A e^{-kz} - B e^{+kz} \right) \end{aligned} \quad (12)$$

Dapat kita buktikan bahwa persamaan (12) adalah juga solusi persamaan difusi untuk medan magnet (8b).

Untuk bumi homogen, koefisien B pada persamaan (11) dan (12) berharga nol, mengingat sumber medan EM bersifat ekstern dan amplitudo medan EM harus menjadi nol pada kedalaman tak hingga. Dengan kata lain suku dengan koefisien A mengandung faktor atenuasi gelombang EM terhadap kedalaman (z positif ke bawah).

Impedansi yang didefinisikan sebagai perbandingan antara komponen medan listrik dan medan magnet yang saling tegak lurus dapat diperoleh dari persamaan (11) dan (12),

$$Z_{xy} \equiv \frac{E_x}{H_y} = \sqrt{i\omega\mu_0\rho} \quad (13a)$$

$$Z_{yx} \equiv \frac{E_y}{H_x} = -\sqrt{i\omega\mu_0\rho} \quad (13b)$$

Berdasarkan persamaan tersebut di atas, impedansi bumi homogen adalah suatu bilangan skalar kompleks yang merupakan fungsi tahanan-jenis medium dan frekuensi gelombang EM. Dalam hal ini impedansi yang diperoleh dari dua pasangan komponen medan listrik dan medan magnet yang berbeda (E_x/H_y dan E_y/H_x) secara numerik berharga sama mengingat simetri radial medium homogen atau medium 1-dimensi yang akan dibahas kemudian. Untuk selanjutnya impedansi bumi homogen disebut impedansi intrinsik ($Z_I = Z_{xy} = -Z_{yx}$).

Impedansi kompleks dapat pula dinyatakan sebagai besaran amplitudo dan fasa. Dalam praktek besaran tersebut lebih sering dinyatakan dalam bentuk tahanan-jenis dan fasa sebagai berikut,

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_I|^2 \quad (14a)$$

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_I}{\text{Re } Z_I} \right) = 45^\circ \quad (14b)$$

Tampak bahwa fasa untuk bumi homogen adalah konstan, yaitu 45° yang merupakan beda fasa antara medan listrik dan medan magnet. Perbedaan fasa tersebut dapat berupa bilangan positif atau negatif bergantung pada pemilihan fungsi variasi terhadap waktu pada persamaan (6) yaitu $e^{+i\omega t}$ atau $e^{-i\omega t}$.

IV. IMPEDANSI BUMI BERLAPIS HORIZONTAL

Dari solusi medan listrik dan medan magnet yang berlaku untuk bumi homogen tampak bahwa amplitudo gelombang EM mengalami atenuasi secara eksponensial terhadap kedalaman. Dengan menggunakan solusi tersebut kita dapat pula menghitung besarnya amplitudo gelombang EM pada suatu kedalaman tertentu.

Skin depth didefinisikan sebagai kedalaman pada suatu medium homogen dimana amplitudo gelombang EM telah tereduksi menjadi $1/e$ dari amplitudonya di permukaan bumi ($\ln e = 1$ atau $e = 2.718 \dots$). Besaran tersebut dirumuskan sebagai berikut,

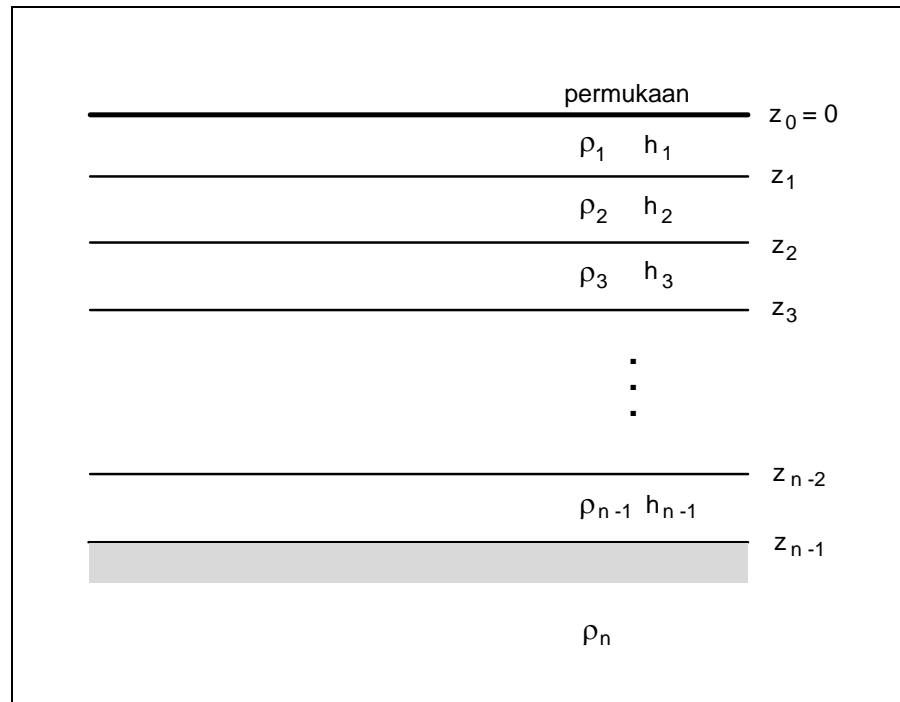
$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}} \quad (15)$$

dimana ρ adalah tahanan-jenis medium homogen atau ekivalensinya, $\omega = 2\pi f$.

Besaran *skin depth* digunakan untuk memperkirakan kedalaman penetrasi atau kedalaman investigasi gelombang EM. Untuk keperluan praktis digunakan definisi kedalaman efektif yang lebih kecil dari *skin depth* yaitu $\delta/\sqrt{2}$. Gambar 1 memperlihatkan kurva-kurva *skin depth* dan kedalaman efektif sebagai fungsi dari tahanan-jenis medium dan frekuensi gelombang EM. Dari persamaan (15) dan gambar 1 tampak bahwa makin besar tahanan-jenis medium dan perioda ($T = f^{-1}$) gelombang EM maka kedalaman investigasinya makin besar.

Telah di bahas di atas bahwa impedansi yang dinyatakan sebagai perbandingan antara medan listrik (**E**) dan medan magnet (**H**) bergantung pada tahanan-jenis medium atau batuan. Dengan demikian, impedansi sebagai fungsi dari perioda memberikan informasi mengenai tahanan-jenis medium sebagai fungsi dari kedalaman. Berdasarkan hal tersebut metoda *sounding* MT dilakukan dengan merekam data berupa variasi medan listrik dan medan magnet pada beberapa perioda tertentu.

Jika tahanan-jenis hanya bervariasi terhadap kedalaman, maka model yang digunakan untuk merepresentasikan kondisi ini adalah model 1-dimensi (1-D). Pada umumnya digunakan model yang terdiri dari beberapa lapisan horizontal dengan masing-masing lapisan bertahanan-jenis konstan atau homogen dan isotropis (model bumi berlapis horizontal). Dalam hal ini parameter model adalah tahanan-jenis dan ketebalan tiap lapisan dengan lapisan terakhir berupa medium homogen (Gambar 1).



Gambar 1.

Model 1 - dimensi yang terdiri dari n - lapisan horisontal homogen (bumi berlapis horisontal). Parameter model adalah tahanan-jenis (ρ) dan ketebalan (h) tiap lapisan, lapisan terakhir adalah *half-space* dengan ketebalan tak berhingga.

Terdapat beberapa alternatif cara perhitungan impedansi di permukaan bumi berlapis horisontal seperti dikemukakan oleh Postendorfer (1975), Kauffman & Keller (1981), Pedersen & Hermance (1986) serta Ward & Hohmann (1988). Namun secara umum, perhitungan impedansi tersebut menggunakan rumus rekursif yang menghubungkan impedansi di permukaan dua lapisan yang berurutan. Dari impedansi di permukaan lapisan terakhir yang berupa medium homogen (persamaan (13)) dapat dihitung impedansi di permukaan lapisan di atasnya, demikian seterusnya secara rekursif hingga diperoleh impedansi di permukaan bumi (lapisan pertama).

Pada bagian ini akan dibahas perumusan yang dikemukakan oleh Pedersen & Hermance (1986) dengan pertimbangan bahwa rumur rekursif yang dihasilkan lebih sederhana dan kompak. Disamping itu implementasi numerik perumusan tersebut lebih mudah dan lebih stabil mengingat adanya perhitungan eksponensial.

Berdasarkan persamaan (11) dan (12), impedansi pada pada kedalaman z_1 dalam lapisan ke - j adalah sebagai berikut,

$$\begin{aligned}
Z_j(z_1) &= \frac{k_j}{i\omega\mu_0} \frac{A_j e^{-k_j z_1} + B_j e^{+k_j z_1}}{A_j e^{-k_j z_1} - B_j e^{+k_j z_1}} \\
&= Z_{I,j} \frac{e^{-2k_j z_1} + B_j/A_j}{e^{-2k_j z_1} - B_j/A_j}
\end{aligned} \tag{16}$$

dimana $Z_{I,j}$ adalah impedansi intrinsik lapisan ke - j seperti telah didefinisikan pada persamaan (13).

Untuk mengeliminasi koefisien B_j/A_j pada persamaan (16), kita definisikan impedansi pada kedalaman z_2 dalam lapisan ke - j dengan cara yang sama seperti pada persamaan (16). Kemudian kita peroleh harga koefisien B_j/A_j sebagai fungsi impedansi pada kedalaman z_2 sebagai berikut,

$$B_j/A_j = \frac{Z_j(z_2) - Z_{I,j}}{Z_j(z_2) + Z_{I,j}} e^{-2k_j z_2} \tag{17}$$

Substitusi persamaan (17) ke dalam persamaan (16) menghasilkan,

$$\begin{aligned}
Z_j(z_1) &= Z_{I,j} \frac{e^{-2k_j z_1} + \frac{Z_j(z_2) - Z_{I,j}}{Z_j(z_2) + Z_{I,j}} e^{-2k_j z_2}}{e^{-2k_j z_1} - \frac{Z_j(z_2) - Z_{I,j}}{Z_j(z_2) + Z_{I,j}} e^{-2k_j z_2}} \\
&= Z_{I,j} \frac{1 + \frac{Z_j(z_2) - Z_{I,j}}{Z_j(z_2) + Z_{I,j}} e^{-2k_j(z_2-z_1)}}{1 - \frac{Z_j(z_2) - Z_{I,j}}{Z_j(z_2) + Z_{I,j}} e^{-2k_j(z_2-z_1)}}
\end{aligned} \tag{18}$$

Jika z_1 dan z_2 masing-masing adalah kedalaman permukaan (*top*) dan bagian bawah (*bottom*) lapisan ke - j maka selisihnya adalah ketebalan lapisan tersebut (h_j). Sebagai implikasi kontinuitas komponen tangensial medan listrik dan medan magnet pada batas lapisan maka impedansi juga kontinu sehingga diperoleh $Z_j(z_2) = Z_{j+1}(z_2)$. Untuk selanjutnya impedansi selalu didefinisikan di permukaan lapisan ($Z_{j+1}(z_2) = Z_{j+1}$) sehingga dari persamaan (18) diperoleh persamaan berikut,

$$Z_j = Z_{I,j} \frac{1 - R_j e^{-2k_j(h_j)}}{1 + R_j e^{-2k_j(h_j)}} \tag{19}$$

$$\text{dimana } R_j = \frac{Z_{I,j} - Z_{j+1}}{Z_{I,j} + Z_{j+1}}.$$

Persamaan (19) 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 - $j+1$). Dengan demikian kita dapat menghitung impedansi di permukaan bumi (Z_1) yang terdiri dari sejumlah n - lapisan jika parameter model diketahui (resolusi *forward problem*) dengan diagram alir yang ditampilkan pada Gambar 2.

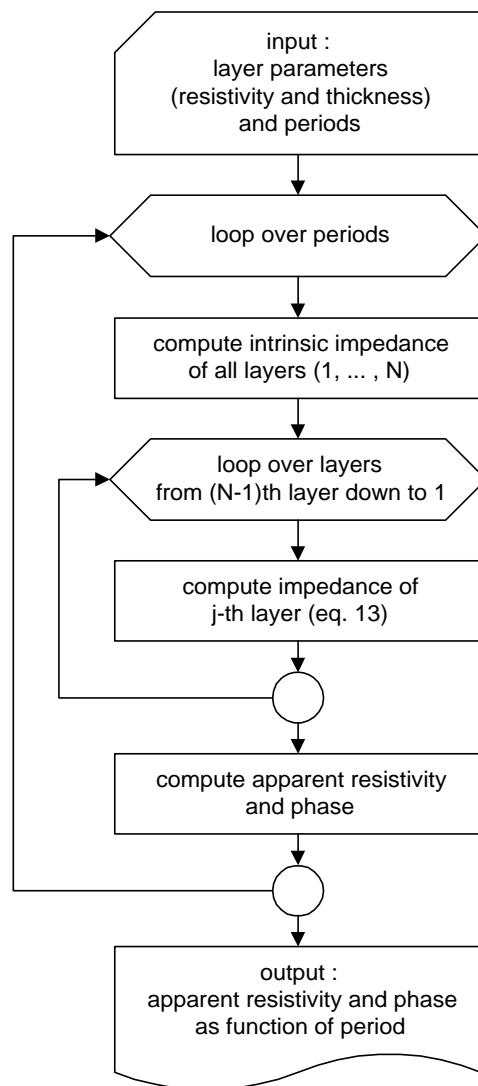
Impedansi bumi berlapis horisontal dapat dianggap sebagai impedansi medium homogen dengan tahanan-jenis ekuivalen atau tahanan-jenis semu sehingga berdasarkan analogi dengan persamaan (14) impedansi tersebut dapat dinyatakan sebagai tahanan-jenis semu dan fasa,

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_1|^2 \quad (20a)$$

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_1}{\text{Re } Z_1} \right) \quad (20b)$$

Dalam praktek, kurva sounding yang menyatakan variasi tahanan-jenis medium sebagai fungsi kedalaman adalah kurva tahanan-jenis semu dan fasa sebagai fungsi periode.

Untuk medium dengan tahanan-jenis yang bervariasi secara lateral memerlukan resolusi persamaan Maxwell dengan model 2-D atau 3-D. Hal ini jauh lebih sulit dan kompleks karena melibatkan resolusi numerik persamaan diferensial atau persamaan integral. Oleh karena itu hal tersebut akan dibahas kemudian.



Gambar 2.

Diagram alir perhitungan respons MT model bumi berlapis horisontal (1-D).

V. PENGAMBILAN DATA LAPANGAN

Pada dasarnya pengambilan data di daerah survey (*data acquisition*) MT dilakukan untuk mengetahui variasi medan EM terhadap waktu, yaitu dengan mengukur secara simultan komponen horisontal medan listrik (E_x, E_y) dan medan magnet (H_x, H_y). Sebagai pelengkap diukur pula komponen vertikal medan magnet (H_z). Oleh karena itu, alat ukur MT terdiri dari tiga sensor sinyal magnetik (magnetometer) dan dua pasang sensor sinyal listrik (elektroda) beserta unit penerima yang berfungsi sebagai pengolah sinyal dan perekam data.

Magnetometer yang biasa digunakan adalah tipe induksi dengan sensitivitas tinggi (~ 50 mV/nT) mengingat lemahnya sinyal magnetik. Elektroda potensial sebaiknya dari jenis *non-polarizable porous-pot* Cu - CuSO₄ dengan kestabilan yang tinggi terutama terhadap perubahan temperatur karena pengukuran data MT memerlukan waktu yang relatif lama dibanding dengan pengukuran potensial pada survey geolistrik tahanan-jenis. Elektroda jenis Pb - PbCl₂ atau Cd - CdCl₂ jarang digunakan, disamping mahal juga dapat mencemari lingkungan.

Unit penerima terdiri dari dua bagian utama yaitu bagian analog dan bagian digital sesuai dengan bentuk data yang terdapat di dalamnya. Pada bagian analog terdapat dua jenis filter yaitu RFI (*radio frequency interference*) dan *notch filters* masing-masing untuk mengeliminasi gangguan atau interferensi dari frekuensi radio dan frekuensi jala-jala listrik dan harmonik-nya (50, 60, 150 dan 180 Hz atau konfigurasi lain). Khusus kanal elektrik dilengkapi pula dengan pengkompensasi SP (*self-potential*).

Band-pass filter pada bagian digital berguna untuk memilah sinyal kedalam 3 jangkah frekuensi (LF, MF dan HF masing-masing untuk *low*, *medium* dan *high frequency bands*) yang saling tumpang-tindih. Hal ini dimaksudkan untuk menerapkan amplifikasi dengan *gain* yang sesuai dengan karakteristik sinyal pada masing-masing jangkah frekuensi.

Sebelum direkam dalam bentuk numerik (digital), sinyal analog didigitasi dengan frekuensi pencuplikan (*sampling frequency*) yang sesuai dengan jangkah frekuensinya agar tidak terjadi *aliasing* pada saat rekonstruksi sinyal tersebut untuk mendapatkan informasi yang dikandungnya. Oleh karena itu biasanya digunakan frekuensi pencuplikan 2 sampai 4 kali frekuensi yang paling besar.

Setelah melalui *Analog to Digital (A/D) converter*, data direkam dalam media penyimpanan data seperti pita magnetik atau *magneto-optic disk* dengan menggunakan representasi 16 bit (*binary digit*) atau lebih untuk menjamin ketelitian.

Unit penerima dilengkapi pula dengan alat monitor sinyal yang dapat secara langsung (*real time*) mengontrol kualitas data yang direkam. Hal ini dimaksudkan untuk menghindari perekaman data yang banyak mengandung bising seperti pada saat adanya badai magnetik, gangguan lokal dan sebagainya.

VI. PENGOLAHAN DATA MT

Hubungan dalam persamaan (13) Pengolahan data MT dimaksudkan untuk mengekstraksi fungsi transfer antara medan listrik dan medan magnet dalam domain frekuensi yang mengandung informasi mengenai distribusi tahanan-jenis bawah permukaan.

Pada tahap pra-pengolahan data, data mentah yang telah direkam mengalami proses *editing* dan *demultiplexing* untuk menggabungkan data dari setiap kanal yang sama (elektrik atau magnetik) untuk masing-masing jangkah frekuensi (LF, MF dan HF). Data tersebut adalah keluaran dari sensor elektrik dan magnetik yang masih berupa harga tegangan listrik terukur. Proses *gain recovery* ditujukan untuk mengembalikan faktor perbesaran atau amplifikasi yang telah digunakan. Disamping itu, pada proses tersebut harga tegangan listrik terukur dikonversikan kedalam satuan yang biasa digunakan (mV/km untuk medan listrik dan nano Tesla atau gamma untuk medan magnet).

Seleksi data dalam domain waktu dapat dilakukan secara manual (seleksi visual) maupun otomatis dengan menetapkan nilai minimal korelasi data yang dapat diterima. Korelasi yang dimaksud adalah korelasi silang (cross-correlation) antara medan listrik dan medan magnet yang saling tegak-lurus. Hasilnya dalam bentuk seri waktu (*time series*) disimpan dalam file di disket.

Pada tahap analisa spektral, transformasi seri waktu tiap kanal ke dalam domain frekuensi menghasilkan spektrum daya dan juga spektrum silang (*power-* dan *cross-spectra*). Seleksi data dalam domain frekuensi didasarkan pada koherensinya.

Dalam domain frekuensi, hubungan antara komponen horisontal medan listrik dan medan magnet dinyatakan oleh persamaan matriks berikut,

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

$$\mathbf{E} = \underline{\mathbf{Z}} \cdot \mathbf{H} \quad (21)$$

dimana $\underline{\mathbf{Z}}$ adalah tensor impedansi dengan elemen-elemen bilangan kompleks yang dapat pula dinyatakan sebagai tahanan-jenis semu dan fasa (lihat persamaan (20b)),

$$\rho_a^{ij} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}|^2 \quad (22a)$$

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_{ij}}{\text{Re } Z_{ij}} \right) \quad (22b)$$

Disamping itu, antara medan magnet horisontal dan medan magnet vertikal terdapat hubungan sebagai berikut :

$$H_z = T_{zx} H_x + T_{zy} H_y$$

$$H_z = \mathbf{T} \cdot \mathbf{H} \quad (23)$$

dimana \mathbf{T} adalah vektor induksi yang dapat digunakan untuk menghitung parameter yang dikenal sebagai *tipper*.

Dari besaran impedansi dan tipper inilah dapat diperkirakan informasi mengenai distribusi konduktivitas bawah permukaan berdasarkan hasil analisa tensor dan pemodelan.

VII. ANALISA TENSOR

Hubungan antara komponen horisontal medan listrik dan medan magnet seperti dinyatakan oleh persamaan (2) merupakan kasus umum untuk medium 3-D dimana tahanan-jenis bervariasi terhadap ketiga sumbu x , y dan z . Jika medium homogen atau berlapis horisontal (1-D) maka $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ dan $Z_{xy} = -Z_{yx} = Z$, dimana Z adalah impedansi yang diperoleh dari komponen horisontal medan listrik dan medan magnet yang saling tegak lurus. Dengan kata lain, hubungan antara komponen horisontal medan listrik dan medan magnet tidak lagi dinyatakan oleh suatu tensor melainkan suatu bilangan skalar kompleks.

Untuk medium 2-D dengan sumbu x atau sumbu y searah dengan jurus (*strike*) maka $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, namun $Z_{xy} \neq -Z_{yx}$. Secara matematis, kita bisa menghitung tensor impedansi yang seolah-oleh diperoleh dengan sistem koordinat pengukuran lain melalui rotasi. Hal ini sangat berguna karena arah jurus struktur tidak diketahui saat pengukuran dilakukan.

Tensor impedansi terotasi $\underline{\mathbf{Z}}^*$ dirumuskan sebagai berikut :

$$\underline{\mathbf{Z}}^* = \underline{\mathbf{R}} \cdot \underline{\mathbf{Z}} \cdot \underline{\mathbf{R}}^T$$

$$\underline{\mathbf{R}} = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (24)$$

dimana $\underline{\mathbf{R}}$ adalah matriks rotasi θ searah jarum dan $\underline{\mathbf{R}}^T$ adalah transpose dari $\underline{\mathbf{R}}$.

Dengan asumsi model 2-D, arah jurus struktur dapat diperkirakan dengan merotasikan tensor hingga diperoleh tensor impedansi dengan elemen anti diagonal (Z_{xy} atau Z_{yx}) maksimal dan elemen diagonal (Z_{xx} dan Z_{yy}) minimal. Salah satu metoda klasik untuk memperkirakan arah tersebut adalah metoda **Swift** (Vozoff, 1972; 1991) :

$$\theta_0 = \frac{1}{4} \tan^{-1} \left(\frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} + Z_{yy})^*(Z_{xy} - Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \right) \quad (25)$$

dimana tanda $()^*$ menyatakan tanda konjugasi bilangan kompleks.

Perlu diingat bahwa arah θ_0 seperti didefinisikan di atas masih mengandung ambiguitas $\pm 90^\circ$ sehingga diperlukan data lain seperti tipper ataupun data geologi untuk lebih memastikan estimasi tersebut.

Jika sumbu x dalam sistem koordinat pengukuran searah dengan jurus maka elemen tensor hasil rotasi Z_{xy} dan Z_{yx} merupakan impedansi yang berkaitan dengan pengukuran medan listrik sejajar jurus atau *TE-mode (Transverse Electric)* dan tegak lurus jurus atau *TM-mode (Transverse Magnetic)*.

Cara lain untuk menentukan arah kecenderungan struktur (*trend*) adalah dengan menggunakan diagram polar yang menggambarkan elemen tensor impedansi (biasanya Z_{xx} dan Z_{yy}) sebagai fungsi rotasi θ . Sebagai ilustrasi, perubahan bentuk diagram polar dan kurva sounding tahanan-jenis semu TE dan TM sebagai fungsi posisinya terhadap kontak vertikal diperlihatkan pada gambar 3.

Berdasarkan asumsi bahwa impedansi medium 1-D merupakan besaran skalar yang tidak bergantung arah sistem koordinat pengukuran (*invariant*), maka dari tensor impedansi diturunkan parameter yang disebut invarian. Dua impedansi invarian yang banyak digunakan adalah determinan dan rata-rata (Berichevsky, 1976; Ranganayaki, 1984) :

$$Z_{\det} = \sqrt{Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx}} \quad (26)$$

$$Z_{\text{avg}} = 0.5 (Z_{xy} - Z_{yx})$$

Impedansi invarian sangat berguna untuk memperkirakan struktur secara garis besar jika medium tidak terlalu jauh menyimpang dari kondisi 1-D. Namun demikian, diperlukan kecermatan dan kehati-hatian dalam interpretasi yang didasarkan atas hasil pemodelan 1-D dari impedansi atau tahanan-jenis semu invarian.

Prinsip estimasi arah kecenderungan struktur dengan rotasi dapat pula diterapkan pada *tipper* sehingga kita peroleh apa yang disebut sebagai *tipper strike*. Parameter-parameter lain untuk memperkirakan tingkat penyimpangan medium dari keadaan ideal 1-D atau 2-D adalah *skew* dan elliptisitas impedansi serta *tipper skew*.

VIII. PEMODELAN DAN INTERPRETASI MT

Interpretasi kualitatif didasarkan pada penampang tahanan-jenis semu (*pseudosection*), peta tahanan-jenis semu pada beberapa periode, peta *total conductance* serta peta-peta yang menampilkan hasil analisa tensor seperti diagram polar, vektor induksi dan sebagainya. Interpretasi kuantitatif didasarkan atas hasil pemodelan 1-D dan 2-D.

Pemodelan dimaksudkan untuk mengekstraksi informasi yang terkandung dalam data untuk memperkirakan distribusi tahanan-jenis bawah permukaan melalui model-model. Model yang paling sederhana adalah model 1-D dimana tahanan-jenis bervariasi hanya terhadap kedalaman $\rho(z)$. Model 1-D biasanya direpresentasikan oleh model berlapis horisontal, yaitu model yang terdiri dari beberapa lapisan dimana tahanan-jenis tiap lapisan homogen. Dalam hal ini parameter model adalah tahanan-jenis dan ketebalan tiap lapisan.

Pemodelan menggunakan model 1-D hanya dapat diterapkan pada data yang memenuhi kriteria data 1-D. Namun demikian, dengan asumsi tertentu pemodelan 1-D dapat pula diterapkan pada data yang dianggap mewakili kecenderungan lokal atau struktur secara garis besar, misalnya impedansi invarian dan impedansi dari *TE-mode*. Pemodelan 1-D menggunakan kurva sounding *TE-mode* didasarkan atas anggapan bahwa pengukuran medan listrik searah jurus tidak terlalu dipengaruhi oleh diskontinuitas lateral tegak lurus jurus.

Teknik *forward modelling* dilakukan dengan menghitung respons dari suatu model untuk dibandingkan dengan data impedansi (tahanan-jenis semu dan fasa) pengamatan. Dengan cara coba-coba (*trial and error*) dapat diperoleh suatu model yang responsnya paling cocok dengan data, sehingga model tersebut dapat dianggap mewakili kondisi bawah permukaan. Teknik *inverse modelling* memungkinkan kita memperoleh parameter model langsung dari data.

Metoda inversi **Bostick** (Jones, 1983) merupakan cara yang cepat dan mudah untuk memperkirakan variasi tahanan-jenis terhadap kedalaman secara langsung dari kurva sounding tahanan-jenis semu. Metode ini diturunkan dari hubungan analitik antara tahanan-jenis, frekuensi dan kedalaman investigasi atau *skin depth* (persamaan (1)). Namun perlu diingat bahwa metoda ini bersifat aproksimatif sehingga hanya dapat dilakukan sebagai usaha pemodelan dan interpretasi pada tahap pendahuluan.

Dalam metoda inversi kuadrat terkecil (*least-square*), model awal dimodifikasi secara iteratif hingga diperoleh model yang responsnya cocok dengan data. Adanya aproksimasi atau linearisasi fungsi non-linier antara data dan parameter model menyebabkan metode tersebut sangat sensitif terhadap pemilihan model awal. Oleh karena itu model awal biasanya ditentukan dari hasil pemodelan tak-langsung atau hasil inversi Bostick.

Kecenderungan terakhir menunjukkan bahwa metode inversi tidak hanya ditujukan untuk menentukan satu model saja melainkan sejumlah besar model yang memenuhi kriteria data (misalnya, metode Monte-Carlo). Estimasi statistik dari model-model yang diperoleh digunakan untuk menentukan solusi metoda inversi. Kecenderungan baru tersebut terutama ditunjang dengan tersedianya komputer pribadi (PC) dan *workstations* yang dilengkapi dengan *processor* berkecepatan tinggi.

Profil tahanan-jenis 1-D beberapa titik amat dalam satu lintasan dapat digunakan sebagai model awal untuk pemodelan 2-D. Penyelesaian persamaan yang berlaku untuk medan listrik dan medan magnet pada kasus ini menggunakan metoda beda hingga (*finite difference*) atau metoda elemen hingga (*finite element*). Hasil perhitungan dapat ditampilkan dalam bentuk penampang tahanan-jenis semu maupun kurva sounding untuk TE-mode dan TM-mode.

PUSTAKA

- Jones, A.G., 1983, On the equivalence of the "Niblett" and "Bostick" transformation in the magnetotelluric method, *J. Geophys.*, **53**, 72 - 73.
- Kauffman, A.A., Keller, G.V., 1981, The magnetotelluric sounding method, Elsevier, Amsterdam.
- Kauffman, A.A., Keller, G.V., 1985, Inductive mining prospecting, Part I: Theory, Elsevier, Amsterdam.
- Keller, G.V., Frischknecht, F.C., 1966, Electrical method in geophysical prospecting, Pergamon Press.
- Ranganayaki, R.P., 1984, An interpretive analysis of magnetotelluric data, *Geophysics*, **49**, 1730 - 1748.
- Vozoff, K., 1972, The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, **37**, 98 - 141.
- Vozoff, K., 1991, The magnetotelluric method, in *Electromagnetic methods in applied geophysics, Vol. 2 Application*, M.N. Nabighian (ed.), SEG Publishing.
- Pedersen, J., Hermance, J.F., 1986, Least squares inversion of one-dimensional magnetotelluric data : An assessment of procedures employed by Brown University, *Surv. Geophys.*, **8**, 187 - 231.
- Porstendorfer, G., 1975, Principles of magnetotelluric prospecting, in G. Kunetz and D.S. Parasnis (eds.), *Geoexploration Monographs*, 1.
- Rokityansky, I.I., 1982, *Geoelectromagnetic investigation of the earth's crust and mantle*, Springer-Verlag, Berlin.